

Київський національний університет імені Тараса Шевченка
Географічний факультет
Кафедра метеорології та кліматології

Василь ЗАГУЛА

МІКРОКЛІМАТОЛОГІЯ

Навчально-методичний комплекс
для студентів спеціальності
103 Науки про Землю
ОП Метеорологія

Київ – 2024

Рецензенти:

Герасименко Н.П. – доктор географічних наук, проф., професор кафедри землезнавства та геоморфології Київського національного університету імені Тараса Шевченка

Олійник Р.В. – кандидат фізико-математичних наук, доцент кафедри метеорології та кліматології Київського національного університету імені Тараса Шевченка

Рекомендовано:

Вченою радою географічного факультету Київського національного університету імені Тараса Шевченка (протокол №14 від 28 травня 2024 р.)

Мікрокліматологія: навчально-методичний комплекс / В.І. Затула. – Київ, 2024. – 68 с.

У навчально-методичному комплексі представлено розгорнуту програму з дисципліни «Мікрокліматологія», опорні конспекти лекцій, тематику семінарських занять, подано список рекомендованої літератури й перелік питань для підготовки до іспиту. Для студентів та викладачів закладів вищої освіти, де здійснюється підготовка фахівців за спеціальністю 103 Науки про Землю.

ВСТУП

Навчальна дисципліна «Мікрокліматологія» є обов'язковим компонентом комплексної підготовки фахівців освітнього рівня «Магістр», спеціальності 103 Науки про Землю освітньої програми «Метеорологія».

Метою навчальної дисципліни є сформуванню у студентів систему уявлень про закономірності формування мікроклімату природних і перетворених ландшафтів задля формування здатності здійснювати наукові дослідження атмосфери і розв'язувати складні теоретичні та практичні завдання у сфері метеорології, здійснювати професійне метеорологічне обслуговування різних галузей економіки, залежних від погоди та клімату, забезпечувати впровадження заходів з адаптації до зміни клімату.

Анотація. Навчальна дисципліна «Мікрокліматологія» присвячена вивченню вертикальної структури і горизонтальних варіацій метеорологічних умов в приземному шарі повітря, що виникають під впливом неоднорідностей будови і стану підстильної поверхні. Дана дисципліна передбачає ознайомлення з основними фізичними процесами, які визначають особливості формування мікроклімату і закономірності його прояву в різних формах рельєфу, під впливом рослинності, водойм, міської забудови тощо.

Завдання (навчальні цілі): засвоєння студентами закономірностей формування різних типів мікроклімату під впливом неоднорідностей підстильної поверхні, а також основ будови і стану приземного шару атмосфери, що передбачає формування (поглиблення) таких програмних компетентностей:

інтегральної:

- здатність розв'язувати складні наукові задачі та практичні проблеми, включно з прийняттям рішень щодо відбору даних та вибору методів досліджень при вивченні атмосфери у різних просторово-часових масштабах із використанням комплексу міждисциплінарних даних та в умовах недостатності інформації, невизначеності умов та вимог;

загальних:

- здатність до адаптації і дії в новій ситуації (K01);
- вміння виявляти, ставити, вирішувати проблеми (K02);
- здатність до абстрактного мислення, пошуку, опрацювання, аналізу та синтезу (K06);

спеціальних (фахових, предметних):

- володіння сучасними методами досліджень, які використовуються у виробничих та науково-дослідницьких організаціях при вивченні Землі, її геосфер та їхніх компонентів (K11).

Програмні результати навчання.

аналізувати особливості природних та антропогенних систем і об'єктів геосфер Землі (ПР01);

знати сучасні методи дослідження Землі та її геосфер і вміти їх застосовувати у виробничій та науково-дослідницькій діяльності (ПР07);

ідентифікувати та класифікувати відомі і реєструвати нові об'єкти в складі геосфер, їхні властивості, явища та процеси, їм притаманні (ПР13).

Результати навчання дисципліни:

знати:

- поняття про мікроклімат і клімат, їх зв'язок і залежність;
- внесок у розвиток мікрокліматології вітчизняних та зарубіжних вчених, сучасну наукову проблематику мікрокліматології;
- фізичні закономірності формування мікроклімату та закономірності вертикального розподілу метеорологічних величин у приземному шарі атмосфери;
- стаціонарні і похідні методи мікрокліматичних досліджень;
- основні типи мікрокліматів та вплив мікрокліматичних контрастів на формування сучасних фізико-географічних процесів;
- мікрокліматичні особливості формування навколишнього середовища і методи меліорації мікроклімату;
- особливості формування мікроклімату закритих приміщень.

вміти:

- визначати основні характеристики турбулентності;
- визначати вертикальні градієнти метеорологічних величин у приземному шарі атмосфери;
- визначати та використовувати мікрокліматичні показники.

Комунікація:

- вміти дискутувати про можливі зміни мікроклімату у ході господарської діяльності людини.

Автономність і відповідальність:

- продемонструвати розуміння особистої відповідальності за професійні та/або управлінські рішення при аналізі і прийнятті рішень щодо оцінки поточного і майбутнього стану різних типів мікроклімату.

Форми викладання і навчання:

- лекція;
- семінар;
- самостійна робота.

Організація оцінювання.

Рівень досягнення всіх запланованих результатів навчання визначається за результатами виступів на семінарських заняттях, доповнень, виконання завдань самостійної роботи, проміжного контролю (бліц-опитувань, тестів), написання 2 тематичних контрольних робіт, іспиту. Питома вага результатів навчання у підсумковій оцінці за умови її опанування на належному рівні така:

- результати навчання (знання) – до 60 %;
- результати навчання (вміння) – до 20 %;
- результати навчання (комунікація) – до 10 %;
- результати навчання (автономність та відповідальність) – до 10 %.

Упродовж вивчення навчальної дисципліни здійснюється семестрове оцінювання: кількість балів, що студент отримує протягом семестру є сумою

балів, що були отримані за відповіді та доповнення на семінарських заняттях, виконання завдань самостійної роботи, бліц-опитування і тести та написання тематичних контрольних робіт. Підсумкове оцінювання проводиться у формі іспиту.

ТЕМАТИЧНИЙ БЛОК 1.

ОСНОВИ МІКРОКЛІМАТОЛОГІЇ

Тема 1. Основи мікрокліматології

Лекція 1. Вступ

Семінар 1. Історія розвитку мікрокліматології

Лекція 2. Фізичні закономірності формування мікроклімату

Лекція 3. Турбулентність у приземному шарі атмосфери

Семінар 2. Фізичні механізми формування мікроклімату

Лекція 4. Основні засади мікрокліматичних досліджень

Лекції 5-6. Загальні закономірності вертикального розподілу метеорологічних величин в приземному шарі атмосфери

Семінар 3. Мікрокліматичні показники і деякі особливості методики їх визначення та використання

ТЕМАТИЧНИЙ БЛОК 2.

ОСНОВНІ ТИПИ МІКРОКЛІМАТІВ ТА СУЧАСНА ПРОБЛЕМАТИКА МІКРОКЛІМАТОЛОГІЇ

Тема 2. Основні типи мікрокліматів

Лекції 7-8. Мікроклімат схилів височин

Семінар 4. Мікроклімат лісу

Лекції 9-10. Мікроклімат водойм та узбереж

Семінар 5. Мікроклімат річкових долин

Лекції 11-12. Мікроклімат боліт і сільськогосподарських угідь

Семінар 6. Мікроклімат полезахисних лісосмуг

Лекція 13. Мікроклімат урбанізованих територій

Семінар 7. Мікроклімат міста

Тема 3. Сучасні проблеми і перспективи розвитку мікрокліматології

Лекція 14. Вплив мікрокліматичних контрастів на формування сучасних фізико-географічних процесів

Лекція 15. Мікроклімат і навколишнє середовище

Лекція 16. Меліорація природних умов і мікроклімат

Семінар 8. Мікроклімат закритих приміщень

Лекція 17. Сучасна проблематика мікрокліматології

ТЕМАТИЧНИЙ БЛОК 1. ОСНОВИ МІКРОКЛІМАТОЛОГІЇ

Тема 1. ОСНОВИ МІКРОКЛІМАТОЛОГІЇ

Лекція 1. Вступ

Опорний конспект лекції

Клімат як важливий елемент навколишнього середовища впливає на формування найважливіших аспектів людського життя, причому у процесі суспільного розвитку ступінь цього впливу також змінюється. Господарська діяльність людини спричиняє значні зміни навколишнього середовища, клімату зокрема і далеко не всі із них є сприятливими.

У процесі суспільного розвитку людина пристосовує навколишнє середовище для своїх потреб і в певний момент починає свідомо його перетворювати, виступаючи вже в ролі самостійного чинника кліматоутворення, нарівні із сонячною радіацією, підстильною поверхнею та циркуляцією атмосфери та океану. Антропогенний чинник істотно змінює метеорологічні умови довкілля. Відомо, що здатність людини впливати на процеси кліматоутворення через вплив на підстильну поверхню і процеси її взаємодії з атмосферою обґрунтував видатний кліматолог А.І. Воєйков. Особливо цей учений указував на практичну вигоду та роль масштабних водомеліоративних заходів в перетворенні кліматичних умов посушливих регіонів світу.

Великим науковим потенціалом у завданнях перетворення клімату володіє *мікрокліматологія* як наука про місцеві особливості клімату, зумовлені неоднорідностями будови і стану земної поверхні. При цьому особливо треба наголосити на прогностичному потенціалі мікрокліматичних досліджень у зв'язку із впровадженням у них сучасних фізико-математичних методів. Визначальною умовою їх продуктивного застосування є пізнання закономірностей формування мікрокліматів і залежностей між процесами, що відбуваються при взаємодії підстильної поверхні та атмосфери.

Мікрокліматичні особливості окремих ділянок земної поверхні з найбільшою силою виявляються в приземному шарі атмосфери, де переважно і відбувається найважливіші процеси життєдіяльності людини. Ці особливості стосуються найважливіших рис добового і річного ходу метеорологічних величин, а також їх мінливості у просторі.

Розуміння закономірностей формування мікроклімату має виключно важливе значення для економічно ефективного ведення сільського господарства. Особливо добре це видно на прикладі реалізації заходів зі зрошення або осушення, полезахисного лісорозведення. Не менш важливо, що мікрокліматичні дослідження відкривають шлях для ефективного використання наявних агрокліматичних ресурсів навіть без проведення спеціальних заходів перетворення території. Мова йде про пристосування сільськогосподарського виробництва до мікрокліматичних особливостей тих чи інших ділянок. Зокрема,

використання південних схилів височин або захищених з півночі долин для вирощування більш теплолюбних культур не вносить змін у мікрокліматичні особливості цих ділянок, але дозволяє отримати помітний економічний ефект завдяки використанню цінніших видів і сортів.

Окремо від інших стоїть проблема теплозабезпеченості сільськогосподарських рослин. Зокрема, і понині не можна вважати остаточно розв'язаним питання щодо сум температур, необхідних для розвитку сільськогосподарських культур. Цей показник зазвичай визначається за даними найближчої метеорологічної станції і не враховує індивідуальні особливості окремих полів, розташованих на схилах тієї чи іншої експозиції. Повна картина мікроклімату сільськогосподарських угідь вимагає роздільного врахування термічного режиму дня і ночі, сум температур за кожною із цих частин доби, їхньої динаміки протягом вегетаційного періоду. Такі оцінки мають враховувати також залежність метеорологічного режиму від погодних умов та неоднорідності діяльної поверхні.

При дослідженні теплозабезпеченості рослин необхідно вивчати тепловий режим всередині рослинного покриву, оскільки він помітно відрізняється від теплового режиму приземного шару повітря. Ще один важливий аспект впливає з необхідності врахування динаміки розвитку рослин, у т. ч. і пов'язаних зі змінами режиму вологості ґрунту внаслідок зрошення або внесення добрив.

У завданнях міського планування потрібно правильно враховувати особливості вітрового режиму при розміщенні промислових підприємств, селітебних територій та зон відпочинку, а також оцінювати можливості змін кліматичних умов унаслідок забудови. Не менш важливо враховувати напрямок панівного вітру і при виборі місць при розміщенні тваринницьких комплексів або птахоферм, при будівництві курортів, закладанні парків тощо.

Можливі зміни мікроклімату потрібно враховувати при виборі місця для спорудження атомних та гідроелектростанцій. Це завдання вимагає оцінки основних метеорологічних величин до і після створення водойми-охолоджувача АЕС або водосховища вище греблі ГЕС.

У проектних вишукуваннях, як передують спорудженню будь-якого важливого господарського об'єкта, намагаються максимально повно враховувати можливі зміни у добовому і річному ході основних метеорологічних величин, випаровуванні з водойм і суходолу, режимі снігового покриву, замерзанні і таненні криги на водоймах тощо. З метою максимально ефективного використання території складають карту мікрокліматичних районів. Основою для мікрокліматичного картування є морфометричні характеристики рельєфу.

Мікрокліматичні особливості окремих регіонів Земної кулі формуються на загальному тлі клімату цих територій, практично не порушуючи усталений характер погодних процесів. Однак, набуваючи повсюдного характеру, локальні мікрокліматичні зміни позначаються на кліматі значних територій. Останнє набуває особливого змісту в контексті всезростаючих можливостей впливу людини не тільки на різні діяльні поверхні й шари, але на стан самої атмосфери: її газовий й аерозольний склад, вміст вологи, прозорість тощо.

В галузі наук про мікроклімат остаточно ще не сформувався термінологічний апарат щодо самого предмету досліджень. Поряд з термінами мікроклімат і клімат використовуються і деякі інші: наноклімат, топоклімат, мезоклімат (місцевий або локальний клімат), макроклімат, клімат приземного шару повітря, клімат вільної атмосфери, клімат межового шару атмосфери. Однак, на думку більшості сучасних дослідників, усе різноманіття таких термінів можна звести до пари понять клімат – мікроклімат.

Таким чином, доцільно розглядати мікрокліматичні особливості природних і перетворених ландшафтів та їх елементів (урочищ, фацій) як такі, що формуються на загальному кліматичному тлі, а регіональний клімат розглядати як продукт взаємодії різних типів мікроклімату. Тоді мікрокліматологію можна трактувати як науку, що вивчає особливості фізичних процесів приземного шару атмосфери, які спричиняють формування різних типів мікроклімату залежно від стану земної поверхні. При цьому, однак, не можна ставити знак рівності між нею і *фізикою приземного шару* атмосфери, оскільки остання вивчає особливості фізичних процесів у приземному шарі повітря, установлюючи кількісні показники окремих величин та явищ і тому розв'язує тільки частину завдань мікрокліматології. Мікрокліматологія відрізняється також і від *геофізики ландшафтів*, яка обмежується розглядом мікрокліматичних особливостей окремих ландшафтів на рівні основних величин – температури і вологості повітря, швидкості і напрямку вітру, атмосферних опадів та елементів радіаційного і теплового балансу, не торкаючись питань походження мікроклімату. Перед мікрокліматологією стоїть значно ширше коло **завдань**: 1) дослідження закономірностей формування мікрокліматичних умов; 2) типізація мікрокліматів; 3) вивчення розподілу мікрокліматів по території і зіставлення їхніх кількісних показників; 4) розробка методів і прийомів перетворення природних мікрокліматів з метою поліпшення ефективності їхнього використання.

Аналіз методів і завдань мікрокліматології показує, що її слід віднести до географічних, а не фізичних дисциплін. У ній широке поширення набув *порівняльно-географічний метод* при зіставленні мікрокліматичних контрастів, їх розподілу у просторі та часі, а також при оцінці діапазону зміни енергетичних і мікрокліматичних контрастів у різних природно-географічних зонах та регіонах. Мікрокліматологія має особливо тісні зв'язки з природничо-географічними, суспільно-географічними і картографо-геодезичними науками. Серед природничо-географічних наук найбільше спільного у неї з метеорологією і кліматологією, гідрологією і океанологією, ґрунтознавством, геоморфологією, фізичною географією, ботанічною географією та зоогеографією. Однак при розв'язанні своїх завдань вона послуговується даними і методами не тільки галузевих географічних наук, але і таких наук, як математика, фізика, хімія та ін.

Сучасна мікрокліматологія широко використовує *експериментальні і теоретичні методи* дослідження для вивчення фізичних зв'язків і залежностей між складовими радіаційного або теплового балансу та вологості повітря або ґрунту на різних рівнях, атмосферних опадів на схилах різної експозиції тощо.

Фізичні закони, які визначають зміни метеорологічних величин в приземних шарах повітря і ґрунту, універсальні, однак кількісні прояви їх в різних фізико-географічних районах можуть суттєво відрізнятися.

Значне поширення в мікрокліматології отримали *експедиційні дослідження*, що пояснюється недостатньою густотою існуючої метеорологічної мережі для виявлення мікрокліматичних особливостей конкретних територій. Для вивчення клімату приземного шару повітря широко застосовуються *мікроаерологічні дослідження*.

Мікрокліматологія як наука має велике практичне значення, оскільки вона забезпечує споживачів об'єктивними кількісними показниками стану приземного і межового шарів атмосфери, які дозволяють оцінити тенденцію зміни природних та перетворених ландшафтів і навіть штучного середовища (приміщення різних типів, підземні об'єкти, кабіни транспортних засобів тощо). Насамперед такі дані використовуються у сільськогосподарському виробництві. Розміщення сільськогосподарських культур по території визначається мікрокліматом, особливо в умовах розчленованого рельєфу і ґрунтових відмінностей. Під впливом мікроклімату диференціюються строки сівби і збирання урожаю в окремих частинах фермерських господарств, змінюються умови застосування хімічних добрив і гербіцидів. Вивчення фітоклімату різних агроценозів має самостійне значення і його зазвичай розглядають в курсі агрокліматології.

Очевидними є зв'язки мікрокліматології з прикладними екологічними науками, охороною атмосферного повітря зокрема. В задачах перетворення або меліорації мікроклімату вона керується показниками, отриманими в еталонних природних ландшафтах – природних заповідниках і заказниках. Меліорація мікроклімату дозволяє цілеспрямовано його поліпшувати. Важливою проблемою закритих приміщень є регулювання мікроклімату, яке здійснюється завдяки системам опалення та кондиціонування повітря. Окремим розділом мікрокліматології є вивчення мікроклімату ґрунтів, що рекультивуються, а також ділянок еродованих ґрунтів, що зазнають фітомеліорації.

Семінар 1. Історія розвитку мікрокліматології

1. О.І. Воейков – засновник мікрокліматології.
2. Внесок у розвиток мікрокліматології вітчизняних та зарубіжних вчених.
3. М.І. Щербань – видатний український мікрокліматолог.
4. Експедиційні дослідження. Розробка приладів і методик мікрокліматологічних досліджень.

Лекція 2. Фізичні закономірності формування мікроклімату

Опорний конспект лекції

В атмосфері регулярно відбуваються складні і взаємопов'язані процеси різних часових і просторових масштабів. Просторові масштаби цих процесів визначаються розмірами або довжиною хвилі збурень, а часові – тривалістю їх існування або ж періодом коливань. Однак жодне атмосферне явище не існує окремо від інших, причому масштаби їх часто несумірні. Цим пояснюється

невдалість деяких підходів щодо поділу атмосферних явищ за їх масштабами. Утім, це не заперечує необхідність приведення усієї сукупності атмосферних явищ в певну систему.

За горизонтальними масштабами прийнято виділяти явища мікро-, локального, мезо- та макромасштабу (Т.Р. Оке, 1982):

Масштаб	Діапазон значень, м
Мікро-	10^{-2} – 10^{-3}
Локальний	10^2 – $5 \cdot 10^4$
Мезо-	10^4 – $2 \cdot 10^5$
Макро-	10^5 – 10^8

Звісно, повніша класифікація процесів має враховувати також характерні часові і вертикальні масштаби збурень. Зокрема, в мікрокліматології значне поширення отримали критерії розділення масштабів мезо- і мікроклімату Є.Н. Романової.

Вплив невеликих ділянок земної поверхні на клімат зазвичай обмежений часовим відрізком тривалістю порядку доби, причому він виявляється у доволі тонкому шарі завтовшки декілька сотень метрів взимку і до 1-1,5 км в теплу пору року. Цей шар називається *межовим шаром*. У ньому добре виражене турбулентне перемішування, спричинене тертям при переміщенні повітря над нерівностями земної поверхні. Важливо, що удень товщина цього шару зростає, а вночі вона може тоншати до 100 м.

Горизонтальні масштаби процесів у межову шарі визначаються відстанню, яку може подолати повітряна частинка за час нагрівання або охолодження в добовому циклі. За малих швидкостей вітру (до $5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$), верхньою межею горизонтального масштабу є відстань порядку 100 км.

Усередині межового шару виділяються два підшари, особливості яких визначаються структурою підстильної поверхні. Безпосередньо до неї прилягає *ламінальний межовий шар* максимальною товщиною до декількох міліметрів, в якому повітря перебуває у нетурбулізованому стані. Усередині нього діють сили молекулярної дифузії, усім потокам на його верхній межі властива нестійкість за величиною і напрямом. Над цим шаром простягається *турбулентний приземний шар*, для якого характерна інтенсивна дрібномасштабна турбулентність, що генерується шорсткістю підстильної поверхні та термічною конвекцією. Удень товщина цього шару може досягати 50 м, а вночі зменшуватися до декількох метрів.

Межовий шар атмосфери прийнято розглядати у його взаємодії з верхніми шарами ґрунту, снігу та води. Товщина цих шарів визначається рівнем, на якому обміном тепла та вологою в добовому циклі можна знехтувати. Відповідно до особливостей будови або стану земної поверхні необхідно розрізняти діяльну поверхню і діяльний шар.

Діяльною поверхнею (шаром) називається поверхня (шар), в якій (якому) практично повністю засвоюється поглинена сонячна радіація. Зауважимо, що в

мікрокліматології під терміном діяльна поверхня часто мають на увазі дуже тонкий діяльний шар. Розрізняти ці поняття важливо, оскільки формально поверхня не має товщини, а відтак щодо неї немає сенсу вживати характеристики, які виявляються тільки у певному шарі (маса, об'єм, теплоємність, теплопровідність та ін.).

Для визначення *основних і додаткових діяльних поверхонь* можна використовувати відношення потоку сумарної радіації, яка проникає крізь діяльний шар до нижньої діяльної поверхні (Q'), до загального потоку сумарної радіації, яку отримує верхня діяльна поверхня (Q) або відношення відповідних потоків радіаційного балансу (B' і B). При цьому можна прийняти, що нижня поверхня буде основною, якщо $Q'/Q > 0,5$ або $B'/B > 0,5$.

У багатьох випадках виникає необхідність врахування декількох горизонтальних і вертикальних поверхонь.

При розгляді розрідженого рослинного покриву корисно пам'ятати про співвідношення між довжиною тіні (l), висотою Сонця (h_{\odot}) і висотою рослин (H):

$$l = H \operatorname{ctg} h_{\odot}.$$

Радіаційні відмінності між різними діяльними поверхнями взимку різко зменшуються після випадіння снігу.

Мікрокліматичні особливості радіаційного режиму окремих ділянок земної поверхні з найбільшою силою проявляються за ясної погоди.

При розгляді діяльних поверхонь або шарів можна говорити про ландшафти та їх елементи – урочища, фації і місцевості.

Природний або перетворений (культурний) ландшафт – територіальний комплекс, який включає приземний шар атмосфери, рослинні угруповання, ґрунтовий покрив, різні споруди і шари гірських порід, які їх підстилають, до першого водоносного горизонту.

Український вчений М.І. Щербань відмічав, що мікрокліматичні особливості будь-якого ландшафту або його елемента визначаються їх геофізичними і трансформаційними властивостями, які описуються радіаційними, термічними і динамічними характеристиками і впливають на відношення складових радіаційного і теплового балансу.

При переміщенні повітряних потоків над певною ділянкою території відбувається їх трансформація, характер та інтенсивність якої залежать від погодних умов і ландшафтної структури території. Саме тому останні чинники необхідно враховувати при організації досліджень геофізичних властивостей ландшафтів. При їх організації важливо забезпечити репрезентативність спостережень.

Мікроклімату властива велика просторова неоднорідність метеорологічного режиму, а особливості його варіації у часі визначаються добовою періодичністю надходження сонячної радіації, яка до того ж дуже залежить від географічної широти та пори року. Важливим елементом радіаційного режиму будь-якої території є тривалість сонячного сьйва.

Мікрокліматичні особливості радіаційного режиму **вдень** можуть

визначатися інструментально або обчислюватися за рівнянням радіаційного балансу:

$$B = Q(1 - \alpha) - E_{\text{еф}},$$

$$B = (S' + D)(1 - \alpha) - E_{\text{еф}},$$

$$B = B_{\text{к}} + B_{\text{д}} = S' + D - R_{\text{к}} + E_{\text{а}} - R_{\text{д}} - E_{\text{з}},$$

де $B_{\text{к}}$, $B_{\text{д}}$ та B – короткохвильовий, довгохвильовий та інтегральний радіаційний баланс підстильної поверхні, відповідно; Q – сумарна радіація ($Q = S' + D$); S' – пряма сонячна радіація на горизонтальну поверхню; D – розсіяна (дифузна) радіація; $R_{\text{к}}$ – відбита радіація; α – альbedo діяльної поверхні ($\alpha = \frac{R_{\text{к}}}{Q}$); $E_{\text{а}}$ – зустрічне випромінювання атмосфери; $E_{\text{з}}$ – випромінювання земної поверхні; $R_{\text{д}}$ – частина довгохвильового випромінювання атмосфери, відбита від земної поверхні; $E_{\text{еф}}$ – ефективне випромінювання [$E_{\text{еф}} = E_{\text{з}} - (E_{\text{а}} - R_{\text{д}})$].

Для встановлення просторових особливостей радіаційного режиму удень особливе значення має аналіз відбивних властивостей відповідних ландшафтів.

Альbedo виявляє добовий хід, який насамперед визначається висотою Сонця. Найбільш досліджено його коливання для водної поверхні.

Уночі сонячна радіація відсутня, а тому рівняння радіаційного балансу спрощується до вигляду

$$B = -E_{\text{еф}}.$$

Температура повітря і ґрунту, а також вологість повітря на будь-якій ділянці земної поверхні помітно варіюють під впливом коливань структури теплового балансу. У найбільш загальній формі *рівняння теплового балансу* можна записати у такому вигляді:

$$B = LE + P + A + (B_{\text{к}} + M + N + F),$$

де LE – потік тепла, пов'язаний з фазовими перетвореннями води; E – турбулентний потік вологи; $L \approx 2500$ кДж/кг – питома теплота пароутворення; P – турбулентний потік тепла; A – потік тепла між підстильною поверхнею і шарами ґрунту або води, що лежать нижче; $B_{\text{к}}$ – витрати тепла на танення снігу і криги; M – тепло, що переноситься опадами (істотне у вологих районах, особливо усередині тропічної зони); N – тепло, пов'язане з дисипацією кінетичної енергії при терті повітря об підстильну поверхню; F – біологічний теплообмін, пов'язаний з перетворенням радіаційної енергії в хімічну в процесі фотосинтезу і виділенням тепла при окисленні біомаси.

З урахуванням основних процесів теплообміну рівняння теплового балансу можна спростити до вигляду

$$B = LE + P + A.$$

Значення кожного члена в рівнянні теплового балансу можна визначити інструментально або обчислити за формулами:

$$P = -\rho c_p k \frac{\partial \theta}{\partial z},$$

$$E = -\rho k \frac{\partial s}{\partial z},$$

$$A = -\lambda \frac{\partial T}{\partial \xi},$$

де ρ – густина повітря; c_p – питома теплоємність повітря при сталому тиску; k – коефіцієнт турбулентного обміну ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$); $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ та $\frac{\partial s}{\partial z}$ – вертикальні градієнти температури і масової частки водяної пари, відповідно; λ – коефіцієнт теплопровідності ґрунту; $\frac{\partial T}{\partial \xi}$ – вертикальний градієнт температури ґрунту.

Інтенсивність турбулентного обміну k залежить від швидкості повітря, її розподілу з висотою в приземному шарі повітря, а також від значення параметра шорсткості (z_0). Коефіцієнт турбулентності в десятки тисяч разів перевищує величину молекулярної теплопровідності. Пізніше буде наголошено, що значення коефіцієнту турбулентного обміну для процесів обміну теплом і вологою значно відрізняються.

Розподіл швидкості вітру в приземному шарі атмосфери підлягає таким законам:

$$u_z = u_1 \cdot \frac{\lg z - \lg z_0}{\lg z_1 - \lg z_0},$$

$$u_z = u_1 \cdot \frac{z^\varepsilon - z_0^\varepsilon}{z_1^\varepsilon - z_0^\varepsilon},$$

де u_z та u_1 – швидкість вітру на висоті z та на рівні 1 м; z_0 – параметр шорсткості діяльної поверхні, м; ε – параметр стратифікації приземного шару атмосфери ($-0,3 \leq \varepsilon \leq 0,3$).

З висотою в приземному шарі атмосфери зростає і коефіцієнт турбулентного обміну:

$$k_z = k_1 \cdot z,$$

$$k_z = k_1 \cdot z^{1-\varepsilon},$$

$$k_z = k_1(z + z_0),$$

де k_z і k_1 – значення коефіцієнтів турбулентного обміну на рівнях z і 1 м; ε – параметр стратифікації приземного шару; z_0 – параметр шорсткості діяльної поверхні.

Параметр шорсткості z_0 змінюється від часток міліметра над гладкими поверхнями криги і відкритої спокійної води до 5-6 метрів в лісі та над ділянками щільної багатоповерхової забудови.

Як зазначає Г.В. Ляшенко (2007), оцінка впливу вертикальної стратифікації атмосфери на інтенсивність турбулентного обміну є дуже складною проблемою теорії турбулентності. Зазвичай це питання розв'язується через внесення поправок до умов стратифікації. Залежно від обраного закону для опису вертикального профілю коефіцієнту турбулентного обміну використовуються відмінні розрахункові схеми обчислення інших мікрокліматичних характеристик.

Таким чином, неоднорідність будови або стану земної поверхні, викликаючи строкатість радіаційних умов і зміну турбулентного обміну, виявляє термодинамічний вплив на приземний і межовий шари атмосфери.

Для обчислення P і E часто використовують окрім коефіцієнта

турбулентного обміну інтегральний коефіцієнт турбулентної дифузії D ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$), який вирізняється меншою мінливістю.

Залежність k і D має такий вигляд:

$$D_{z_1-z_2} = \frac{k_1}{z_1 \ln \frac{z_2}{z_1}},$$
$$D = \nu k,$$

де ν – коефіцієнт, значення якого залежить від граничних умов тепло- і вологообміну на земній поверхні. За даними М.І. Будико, вдень $\frac{1}{10} < \nu < \frac{1}{20}$, а вночі цей коефіцієнт зростає в 3-5 разів.

Насамкінець потрібно зауважити, що мікрокліматичні контрасти радіаційного балансу, температури і вологості повітря досягають максимальних значень при безхмарній штильовій погоді, а взаємодія і трансформація мікроклімату найбільший розвиток отримують при вітрові і сонячній погоді.

Лекція 3. Турбулентність у приземному шарі атмосфери

Опорний конспект лекції

Турбулентне перемішування повітря відіграє важливу роль у формуванні мікрокліматичних контрастів, оскільки шляхом турбулентного обміну забезпечується передавання в атмосфері кількості руху, тепла, вологи та інших субстанцій і властивостей з одних рівнів атмосфери на інші.

Розвиток досліджень турбулентності в приземному шарі атмосфери було покладено на початку ХХ століття. Тут потрібно згадати фундаментальні роботи Дж. Тейлора (1915), О. Річардсона (1920) і Л. Прандтля (1925) в галузі гідродинаміки. До Другої світової війни експериментальні її дослідження проводилися переважно в німецькомовних країнах – Німеччині та Австрії. Найбільшими досягненнями того часу стали книга віденського дослідника В. Шмідта «Турбулентна дифузія у вільній атмосфері і пов'язані з нею явища» (1925) та узагальнення мікрокліматологічних робіт у книзі мюнхенського професора Рудольфа Гейгера «Клімат приземного шару повітря» (1927), яка неодноразово перевидавалася в різних країнах. Дослідження турбулентності атмосфери проводилися також в Лейпцигу (Леттау, 1939) і Потсдамі. Після численних експериментальних досліджень вийшла ґрунтовна стаття Ф. Альбрехта про баланс енергії на поверхні Землі (Albrecht, 1940).

Фундаментальні дослідження спектрів турбулентності виконувалися Карманом і Ховардом (Kármán and Howarth, 1938; Taylor, 1938) та були продовжені російськими вченими під час Другої світової війни, насамперед Андрієм Миколайовичем Колмогоровим (1941).

Для розуміння цих процесів важливе значення має теорія локально-ізотропної турбулентності А.М. Колмогорова (1941). В її основі лежать уявлення про розвинену турбулентність як сукупність різномасштабних вихорів, причому найбільші із них визначаються характерним масштабом або зовнішнім масштабом турбулентності, а найменші визначаються в'язкістю повітря. Вихори

проміжних розмірів запозичують енергію від більших і передають її дрібнішим вихорам. На найнижчому рівні відбувається дисипація енергії такого процесу.

А.М. Колмогоров припустив, що явище турбулентності зручно описується виходячи із подібності процесів передавання енергії незалежно від масштабів цього процесу. В результаті застосування статистичних методів дослідження та теорії подібності А.М. Колмогоров сформулював ряд положень, які припускали емпіричну їх перевірку. Серед багатьох досягнень школи Колмогорова називається «закон 2/3» для полів швидкостей вітру, згідно з яким середній квадрат різниці швидкостей у двох точках турбулентного потоку пропорційний відстані між точками в степені 2/3 в широкому діапазоні змін відстані.

У 1946 р. А.М. Обухов встановив універсальний масштаб обмінних процесів в поверхневому шарі. На підставі цих досягнень у 1954 р. А.С. Монін та А.М. Обухов розробили теорію подібності для турбулентності у приземному шарі атмосфери.

Німецький мікрокліматолог Томас Фокен (2006) вважає, що ця теорія стала відправною точкою для сучасної мікометеорології, включаючи розвиток нових вимірювальних приладів та проведення кількох масштабних експериментів. Зокрема, багато відомих експериментів було проведено на початку 1950-х років, у тому числі експерименти Леттау, Свінбенка, Дайєра та Цванга. Крім того, було опрацьовано ідею методу прямого вимірювання турбулентних потоків, відомого зараз як вихровий коваріант (Монтгомері, 1948; Обухов, 1951; Свінбанк, 1951). Цей метод набув значного поширення після розробки звукового анемометра, теоретичні основи функціонування якого наведено Шотландом (1955). Ще одним практичним застосуванням досліджень в галузі турбулентності стало винайдення звукового термометра (Barrett і Suomi, 1949).

Турбулентність в приземному шарі вирізняється значним добовим ходом. Особливо добре виражений він в умовах ясної або малохмарної погоди, коли різко зростає добова амплітуда температури. Турбулентність дуже посилюється вранці за нададіабатичних градієнтів температури і сильно послаблюється за стійкої стратифікації атмосфери. Турбулентність мало змінюється протягом доби в умовах суцільної хмарності, коли спостерігається сильний або помірний вітер і вертикальний градієнт температури невеликий та стійкий.

Таким чином, турбулентність виникає під впливом термічного і динамічного чинників. Вплив динамічного чинника в приземному шарі атмосфери явно простежується за байдужої її рівноваги, що тотожно стану ізотермії.

Певною мірою інтенсивність динамічного перемішування повітря визначається шорсткістю підстильної поверхні.

Практично для визначення стійкості або нестійкості повітря в приземному шарі атмосфери користуються числом Річардсона Ri , яке являє собою відношення енергії вільної конвекції до енергії від зміни горизонтальної швидкості повітря по висоті:

$$Ri = \frac{g(\gamma_a - \gamma)}{T} / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2,$$

де g – прискорення сили тяжіння; γ_a – сухоадіабатичний градієнт температури, що відповідає байдужій рівновазі сухого повітря; γ – фактичний градієнт температури; T – середня абсолютна температура шару; u – середня швидкість вітру на висоті z .

Між числом Річардсона і турбулентністю в приземному межовому шарі повітря існує чіткий зв'язок. Байдужа рівновага шару повітря спостерігається, коли $Ri < 0,03$ за абсолютним значенням. При $Ri > 0,25$ виникає турбулентність.

Значне поширення отримали методи обчислення коефіцієнта турбулентності, які ґрунтуються на даних градієнтних вимірювань (вимірювань температури, вологості і швидкості вітру принаймні на двох рівнях в приземному шарі). Інколи з цією метою використовуються також матеріали спостережень за радіаційним і тепловим балансом.

За наявності даних теплобалансових спостережень коефіцієнт турбулентності k ($\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-1}$) в приземному шарі можна обчислити за формулою:

$$k = 0,8 \frac{B-A}{\Delta t + 0,56 \Delta e},$$

де B – радіаційний баланс підстильної поверхні; A – теплообмін у ґрунті; Δt і Δe – різниці температур і парціального тиску водяної пари на рівнях 0,5 і 2 м або 0,2 і 1,5 м.

За наявності додаткових відомостей про швидкість вітру на рівнях 1 і 2 м використовується формула:

$$k_1 = 0,104 \Delta u \left(1 + 1,38 \frac{\Delta t}{(\Delta u)^2} \right),$$

де k_1 – коефіцієнт турбулентності на рівні 1 м.

Використовуються й інші формули.

Низка формул використовується і для визначення інтегрального коефіцієнта турбулентності D . Зокрема, поширення отримала формула М.І. Будико:

$$D = k_1 \frac{\Theta_1 - \Theta_2}{\Theta_w - \Theta} \frac{1}{\ln \frac{z_1}{z_2}},$$

де Θ_1 і Θ_2 – температура повітря на висотах z_1 і z_2 , Θ_w – температура на поверхні ґрунту, Θ – температура повітря на висоті 2 м.

Також використовуються формули А.Г. Бройдо:

$$D_{0-z} = \frac{k_1}{z \ln \frac{z}{z_0}},$$

$$D_{z_1-z_2} = \frac{k_1}{z_1 \ln \frac{z_2}{z_1}},$$

$$D_{z_1-z_2} = \frac{k_1 \varepsilon}{z_1^{1-\varepsilon} (z_2^\varepsilon - z_1^\varepsilon)},$$

де індексами ($z_1 - z_2$ або $0 - z$) позначено межі шару.

Семінар 2. Фізичні механізми формування мікроклімату

1. Енергетичний механізм формування мікроклімату.

1.1. Радіаційний баланс діяльної поверхні та мікрокліматична мінливість його складових.

- 1.2. Тепловий баланс земної поверхні та його мікрокліматична мінливість.
- 1.3. Оцінка мікрокліматичної мінливості надходження сонячної радіації на різних схилах.
2. Вітровий режим як динамічний чинник формування мікроклімату.
 - 2.1. Вітер і турбулентність в приземному шарі повітря.
 - 2.2. Мікрокліматична мінливість вітрового режиму в умовах горбкуватого рельєфу.
 - 2.3. Типізація території країн Північної Євразії за захищеністю від панівних і шкідливих вітрів.

Лекція 4. Основні засади мікрокліматичних досліджень

Опорний конспект лекції

Відсутність регулярних мікрокліматичних спостережень на мережі метеорологічних станцій загального користування унеможливує проведення відповідних узагальнень за прийнятою у кліматології методикою, тобто шляхом накопичення матеріалів метеорологічних спостережень за багаторічні періоди та наступного їх статистичного опрацювання. Ця прогалина долається шляхом організації спеціальних мікрокліматичних досліджень, які вирізняються низкою особливостей. Успішність таких досліджень досягається комплексом організаційних заходів, які їм передують та супроводжують.

При викладенні особливостей методики натурних мікрокліматичних спостережень будемо послуговуватися переважно наробками вітчизняних дослідників – М.І. Щербаня та З.А. Міщенко.

При організації мікрокліматичних досліджень насамперед розробляється **програма робіт**, у якій докладно викладається мета дослідження, визначається методика робіт та формулюється очікуваний результат досліджень. Найбільш затребуваними практикою є мікрокліматичні дослідження, націлені на вирішення завдань оптимізації розміщення певних сільськогосподарських культур. Такі дослідження бажано проводити в теплу пору року, коли спостерігається найбільші відмінності у стані рослинного покриву.

Мікрокліматичні дослідження можуть виконуватися за повною і скороченою програмою. **За скороченою програмою** можуть проводитися дослідження, які мають на меті уточнити розрахункові схеми мікрокліматичної мінливості характеристик заморозконебезпечності, вітрового режиму, вологості і температури ґрунту тощо. Такі спостереження можуть проводитися в окремі сезони не більше 2-3 років поспіль. Вивчення фізичних закономірностей формування мікроклімату з наступною деталізацією агрокліматичних ресурсів на обмеженій території передбачає проведення довгострокових натурних спостережень **за розширеною програмою** в усі сезони протягом 3-5 років. Вони мають включати широкий комплекс актинометричних, метеорологічних, нерідко й агрометеорологічних спостережень, які обов'язково мають охоплювати період за 1,0-1,5 год до сходу і 1 год після заходу Сонця при значній частоті відповідних вимірювань (кожні 20-30 хв). Приклад такої програми представлено в посібнику

З.А. Міщенко та Г.В. Ляшенко (2007).

Після вибору ділянок для мікрокліматичних досліджень за крупномасштабною топографічною картою складаються **схематичний план району та опис розташування кожної ділянки**. Особливо корисний він буває на етапі узагальнення матеріалів спостережень і вимірювань, і просто незамінний він при поясненні просторових аспектів прояву деяких метеорологічних явищ. Опис ділянок дозволить також уточнити розташування точок спостережень на території. При вирішенні практичних завдань щодо оптимізації розміщення певних сільськогосподарських культур насамперед оцінюються основні типи і форми рельєфу, відносно перевищення висот, види, форми та звивистість протяжних форм рельєфу, відкритість місцевості холодним вітрам, лісонасадження тощо. При виконанні мікрокліматичних досліджень на ділянках з розчленованим рельєфом для точок, що розташовуються на схилах різної крутизни та експозиції, або в зниженнях рельєфу, обов'язково складаються **графіки закритості горизонту**.

Повний цикл мікрокліматологічних досліджень включає в себе підготовку, проведення натурних мікрокліматичних досліджень, опрацювання матеріалів спостережень та їх узагальнення. Увесь цей процес можна розбити на такі *етапи*: визначення завдання дослідження; розробка плану та програми досліджень; підготовка та перевірка апаратури; визначення маршрутів, розбивка профілів та точок спостережень; встановлення апаратури; опис точок спостережень; польові спостереження; перевірка апаратури, її ремонт, регулювання; опрацювання та інтерпретація матеріалів спостережень та їх узагальнення; складання зведеного звіту, визначення висновків та шляхів їх впровадження, формулювання завдань подальших досліджень.

Зазвичай **точки спостережень** поділяють на три типи: опорні станції, основні точки та допоміжні точки. Вибір точок або пунктів спостереження, їх оснащення певним набором стандартних і спеціальних приладів і навіть сам обсяг мікрокліматичних досліджень залежать від мети та об'єкта дослідження.

Для визначення типових мікрокліматичних точок корисно використовувати **синтетичну карту природних неоднорідностей діяльної поверхні**, яка включає комплекс аналітичних карт: гіпсометричну, карти глибини вертикального та горизонтального розчленування рельєфу, експозиції (за вісьмома румбами) і крутизни схилів, карту ґрунтів і схему землекористування.

При вивченні мікроклімату розчленованої місцевості маршрутні мікроточки закладаються на верхніх і нижніх частинах схилів основних експозицій, а також на підніжжі та на дні знижених форм рельєфу. В умовах гірського рельєфу їх положення має враховувати абсолютну висоту місцевості. Розроблено рекомендації щодо розміщення точок спостереження при вивченні інших типів мікроклімату.

Оцінка мікрокліматичних особливостей місцевості ґрунтується на зіставленні результатів спостережень на окремих мікрокліматичних точках і контрольному майданчику, який характеризує умови відкритого рівного місця.

Усі методи мікрокліматичних досліджень прийнято поділяти на **стаціонарні та похідні**.

Якщо групу метеорологічних станцій організувати неможливо, їх замінюють на стаціонарні експедиційні пункти, розміщені на типових (ключових) ділянках даної місцевості. Оскільки тривалість експедиційних спостережень обмежена, то **мікрокліматичні дослідження приурочуються до характерних типів погоди** – безхмарної (тихої та вітряної), похмурої та зі змінною хмарністю – у різні сезони року.

Стаціонарні дослідження мають на меті докладно простежити добовий хід метеорологічних процесів в основних типах природних і перетворених ландшафтів, а тому вони проводяться з використанням різних типів самописців, а також ряду спеціальних приладів та установок. Останнім часом в практиці таких досліджень широке поширення отримали автоматичні метеорологічні станції.

На підставі мікрокліматичного знімання обмеженої території складається мікрокліматична карта.

Похідні методи мікрокліматичних досліджень виконуються за певними маршрутами за допомогою спеціальної апаратури або візуально.

Поширеним способом візуальних спостережень в мікрокліматології є обхід або об'їзд території під час заморозків за тихої ясної погоди або туману і ожеледиці, на підставі якого на плані досліджуваної території позначаються місця, де під час заморозків утворився іній або має місце туман або ожеледиця.

За результатами таких досліджень можуть складатися **карти морозонебезпечності районів**. Про ступінь морозобійності окремих ділянок можна судити не тільки за інтенсивністю інію, але і за ступенем пошкодження рослин. При оцінці морозобійності території враховуються результати маршрутних термометричних зніманих, насамперед розподіл мінімальних температур.

При термометричному зніманні під час відліків температури з допомогою термометрів на поверхні ґрунту та психрометрів фіксується **стан сонячного диска**. Для стислості запису використовуються такі позначення:

☉² – сонячний диск цілком відкритий, ні в створі диска, ні поблизу нього хмар немає;

☉ – сонячний диск закритий легкими хмарами (C_i, C_s, C_c), але інтенсивність його випромінювання висока, тіні видно чітко;

☉⁰ – сонячний диск видно, але щільність хмар значна (A_s, A_c, C_u), тіней розрізнити неможливо;

П – сонячний диск повністю закритий хмарами, розрізнити його неможливо.

При маршрутному зніманні можна використовувати **метод подвійного ходу** за тим самим маршрутом – туди і назад. В результаті вимірів на кожному пункті виходить дві серії відліків, які при опрацюванні усереднюються. **Увесь процес знімання за одним маршрутом не має перевищувати 1,5 години**, що особливо важливо при обстеженні території, охопленої радіаційним заморозком або туманом до сходу Сонця, оскільки зі сходом ознаки цих явищ зникають.

Якщо термометричним зніманням необхідно охопити велику територію, то в таких випадках застосовується знімання на автомобілях.

Анемометричне знімання вимагає високої точності спостережень та суворості їх синхронності. При його проведенні перевагу надають стаціонарному методу досліджень, закріплюючи за кожним спостерігачем вимірювання на одній точці. Велика поривчастість і часта зміна напрямку вітру в приземному шарі роблять недоцільним проведення маршрутних спостережень, методу подвійного ходу зокрема.

Розміщення анемометричних точок вимагає врахування напрямку вітру. Тому на схематичній карті або плані намічаються попередні варіанти розміщення пунктів спостережень, які уточнюються на місці. Кожен варіант передбачає розміщення анемометричних пунктів відносно перешкод, причому для кожного напрямку вітру визначається певний опорний пункт, але разом з тим обов'язково обирається постійний пункт, який працює за усіх напрямів вітру.

При мікрокліматичному зніманні території можливе **поєднання стаціонарних та похідних методів досліджень**. Так чинять, наприклад, при дослідженні радіаційного режиму окремих ділянок, коли вимірювання прибуткової частини радіаційного балансу – потоків прямої сонячної і розсіяної радіації – здійснюють лише на опорній (основній) точці, а потік відбитої радіації фіксується з допомогою похідного альбедометра на усіх ділянках. Врахування ефективного випромінювання або балансу довгохвильової радіації також проводиться на кожній ділянці окремо за даними вимірювань радіаційного балансу або за матеріалами спостережень за температурою повітря і ґрунту.

Мікрокліматичні дослідження вітрового режиму включають визначення характеру турбулентних рухів у приземному шарі. **Вивчення турбулентності у приземному шарі виконується за допомогою спеціальних методів:** з допомогою димових шашок, врівноважених куль-пілотів, прив'язаних аеростатів, а останнім часом ще й квадрокоптерів.

При мікрокліматичних дослідженнях широко використовується **фізичний експеримент**. Зокрема, мікрокліматичні особливості території, які складаються під їх впливом окремих об'єктів природних чи перетворених ландшафтів, легко встановлюються шляхом створення тривимірних моделей об'єктів та обдування їх в аеродинамічній трубі.

Використання **спеціальних павільйонів і камер штучного клімату** дозволяє досліджувати ще й зміну режиму температури і вологості повітря (наприклад, під час суховію) під впливом на вегетуючої рослинності.

При організації мікрокліматичних досліджень у лісі можна скористатися установками переносного (експедиційного) типу або стаціонарними **вежами**.

При дослідженні мікроклімату сільськогосподарських угідь або зрошуваних полів необхідно враховувати розміри та умови розміщення відповідних ділянок. Керівник таких досліджень має передбачити можливість зіставлення матеріалів спостережень з різних культур або строків поливу між собою та з даними по чорному пару. При невеликих розмірах ділянок та великій кількості культур, що

характеризуються значними відмінностями в потужності травостою, слід враховувати вітрову орієнтацію ділянок.

На водоймах дослідження також можуть бути організовані стаціонарно або у вигляді знімачів за певними маршрутами. Точнішими є стаціонарні дослідження, які можна організувати на спеціальних плотах, які закріплюються на якір неподалік від берега. Для зіставлення аналогічний комплекс спостережень організовується на суходолі.

Подібним чином організовуються спостереження на зрошуваних полях з метою оцінки інтенсивності трансформації повітря над ними.

Самостійне значення мають дослідження мікрокліматичної строкатості випадіння атмосферних опадів у зв'язку з особливостями вітрового режиму, зокрема на схилах гір та височин.

За результатами мікрокліматичних досліджень окремих ділянок складають опис їх мікроклімату, долучаючи при цьому заздалегідь складені та відкориговані на місці описи розташування цих ділянок.

Мікрокліматичні дослідження виконуються з урахуванням погодного режиму. В комплексі з даними найближчої метеостанції вони використовуються для приведення короткого ряду до довгого ряду спостережень.

При складанні мікрокліматичного опису ділянок, особливо в прикладних завданнях агрокліматичного порядку, використовуються і дані **фенологічних спостережень**. Тоді матеріали спостережень аналізуються окремо з врахуванням фази розвитку рослин.

Результати мікрокліматичних досліджень викладаються у певному порядку. Першими традиційно викладаються відомості про особливості радіаційного і теплового балансу, після чого описуються термічні умови ґрунту і повітря, режим вологості і вітру та робляться висновки щодо перспектив розвитку таких досліджень. Окремим пунктом зазвичай формулюються завдання для подальших досліджень.

Лекції 5-6. Загальні закономірності вертикального розподілу метеорологічних величин в приземному шарі атмосфери

Опорний конспект лекції

Температура повітря. З представленої вище формули турбулентного теплообміну (лекція 2) легко отримати вираз для обчислення вертикального градієнта температури в приземному шарі атмосфери:

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\frac{P}{\rho c_p k}$$

Якщо припустити, що величина турбулентного теплообміну по всій висоті приземного шару не змінюється, то внаслідок послаблення впливу підстильної поверхні з висотою у ньому має зростати коефіцієнт турбулентності k та зменшуватися вертикальний градієнт температури $\frac{\partial T}{\partial z}$. Водночас, з наближенням до поверхні ґрунту градієнти температури мають різко зростати через незначні величини коефіцієнта турбулентності k і швидке зменшення його значень.

Подібні міркування підтверджуються даними спостережень Н.В. Смирнової по станції Всеволзькій (табл. 1).

Таблиця 1

Вертикальні градієнти температури у приземному шарі, град/100 м

Дата	Висота над поверхнею землі, м			
	0,05-0,20	0,20-0,50	0,50-1,50	1,50-35,0
17.07 (день)	800	300	80	3,6
04.08 (день)	600	133	40	4,5
13.03 (ніч)	-266	-100	-170	-13,7

Як видно з таблиці, градієнти температури у пригрунтових шарах в сотні разів перевищують адіабатичні. Значне перевищення спостерігається навіть на висоті декількох десятків метрів. Уночі в умовах формування потужних інверсій абсолютні значення градієнтів температури залишаються великими, причому на висоті декількох десятків метрів вони можуть в декілька разів перевищувати свої денні величини.

Удень в умовах пустелі і напівпустелі вертикальні градієнти температури в найнижчому шарі атмосфери (1-10 см) у перерахунку на 100 м висоти можуть вимірюватися тисячами градусів. А от уночі тут встановлюються великі від'ємні градієнти температури, які сягають сотень градусів на 100 м висоти.

У загальному випадку величина вертикального градієнта температури залежить від температури повітря та умов турбулентного обміну.

Зокрема, за даними П.А. Воронцова, на північному заході Східноєвропейської рівнини залежність між градієнтом γ і температурою t для нижнього 50-метрового шару повітря в діапазоні температур від 16 до 24°C можна виразити рівнянням

$$\gamma = 0,076t + 0,38.$$

Зі збільшенням швидкості вітру величини вертикального градієнта зменшуються. Водночас, найпотужніші інверсії температури узимку та навесні виникають при слабких швидкостях вітру (до 1 м/с). Улітку та восени найбільші значення градієнта досягаються при швидкостях вітру 1 м/с та 7 м/с.

Значний інтерес становлять відомості про термічну структуру нічних радіаційних інверсій. Середня інтенсивність нічної інверсії коливається від 3,5°C на північному сході Росії до 9°C в Ташкенті та Пахта-Аралі. Ще більші її значення (12,7°C) в Кокчетавській обл. (с. Цуриківка) пояснюються стіканням холодного повітря в низину. Потужність приземних інверсій зростає з 0,15-0,20 км на півночі до 0,3-0,4 км на півдні. Інтенсивність інверсії становить близько половини добової амплітуди температури повітря на рівні 2 м. Потужність інверсії також прямо залежить від добової амплітуди температури.

Типову зміну вертикального розподілу температури повітря в теплий період року за ясної погоди показано на рис. 1.

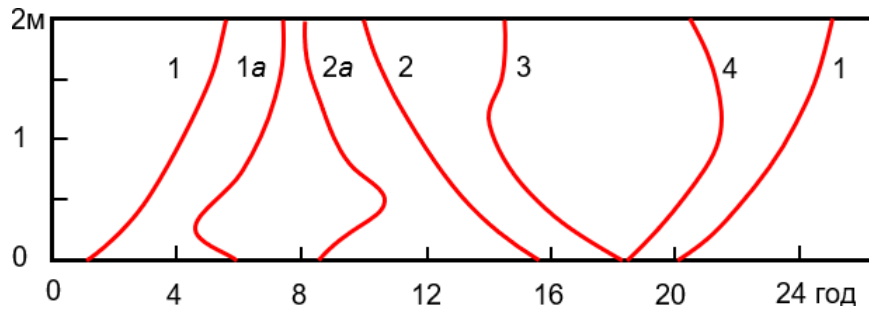


Рис. 1. Вертикальний профіль температури в приземному шарі атмосфери: 1 – уночі за безхмарного неба; 1а – рано вранці при випадінні роси; 2а – вранці за відсутності роси; 2 – удень при ясного неба; 3 – удень за адвекції тепла; 4 – увечері під впливом радіаційного вихолодження земної поверхні.

Загальний характер розподілу температури над водною поверхнею суттєво відрізняється від такого над суходолом. Зокрема, на структурі вертикального профілю температури поблизу великих масивів суходолу сильно позначаються властивості попередніх повітряних мас. Зазвичай добові коливання температури повітря над водною поверхнею значно менші, ніж над суходолом.

Улітку над водоймами часто встановлюється відмінний від суходолу профіль температури. Якщо вранці над суходолом в приземному повітрі унаслідок сильного нічного випромінювання часто виникає радіаційна інверсія, то при переході повітря на теплу водну поверхню завдяки турбулентному теплообміну вона руйнується. При цьому в нижньому шарі встановлюються нададіабатичні градієнти і змінюється увесь вертикальний профіль температури: замість радіаційного типу стає інсоляційним.

Вологість повітря. Подібно до теплообміну в приземному шарі, надходження вологи в процесі випаровування з діяльної поверхні також пов'язане з інтенсивністю турбулентного обміну. В результаті значного послаблення турбулентного обміну поблизу діяльної поверхні тут зазвичай досягається найбільша абсолютна вологість. За умови достатньої зволоженості діяльної поверхні, поблизу неї повітря близьке до насичення.

У такому випадку вертикальний градієнт масової частки водяної пари визначається рівнянням

$$\frac{\partial s}{\partial z} = -\frac{E}{\rho k},$$

де E – турбулентний потік вологи; ρ – густина повітря; k – коефіцієнт турбулентного обміну.

Для абсолютної вологості ($a = \rho s$) має місце така залежність

$$\frac{\partial a}{\partial z} = -\frac{E}{k}.$$

Процес турбулентного вологообміну в приземному шарі повітря спричиняє, як і у випадку вертикального розподілу температури, значні коливання масової частки водяної пари та абсолютної вологості у просторі і часі.

Зокрема, свого часу М.І. Гольцман виявив, що в Павловську мікропульсації парціального тиску водяної пари (при відліках кожні 10 с) на висоті 5 см над ґрунтом, вкритим низькою травою, сягають 1,5-2 мм.

Такі значні мікропульсації абсолютної вологості пояснюються варіаціями інтенсивності випаровування та вологообміну в цілому. При достатньому зволоженні поверхні ґрунту випаровування з цієї поверхні практично не відрізняється від випаровування з водної поверхні, а при трав'янистій рослинності завдяки транспірації може навіть дещо перевищувати його. Підсихання поверхні ґрунту спричиняє зменшення випаровування, яке до того ж дуже залежить від способу обробки ґрунту. За високої вологості ґрунту розпушування помітно послаблює випаровування, оскільки при цьому гравітаційна вода проникає в глибші шари ґрунту, а плівкова не може потрапляти в достатній кількості до поверхні ґрунту через збільшення розмірів пор між частинками. Розпушування поверхні ґрунту може спричинити певне посилення випаровування тільки при підсиханні верхніх шарів ґрунту та переміщенні зони випаровування в глибші його шари.

У добовому ході абсолютної вологості в приземному шарі повітря в помірних широтах виявляються два максимуми і два мінімуми. Ранковий мінімум абсолютної вологості, зумовлений послабленням обміну і зниженням температури повітря вночі, на поверхні ґрунту і на висоті 1,5 м практично не відрізняється. Дещо знижується абсолютна вологість на обох висотах і в денні години, причому відчутно сильніше на рівні 1,5 м, що пояснюється значним посиленням турбулентного обміну з висотою. Інколи, а саме у випадку перезволоженого і шорсткого ґрунту, інтенсивність випаровування зменшується і в нижній частині приземного шару в полуденний час може спостерігатися добовий максимум.

Добовий хід абсолютної вологості поблизу діяльної поверхні порушується при випадінні роси. У цей час унаслідок конденсації водяної пари зменшується загальний вологовміст повітря, що й спричиняє утворення чіткого ранкового мінімуму абсолютної вологості. Примітно, що вночі і під ранок поблизу діяльної поверхні абсолютна вологість менша, ніж на рівні 1,5 м. В іншому особливості добового ходу абсолютної вологості зберігаються незмінними.

В аридних районах і в великих містах при незначному випаровуванні, але сильному турбулентному обміні удень денний мінімум абсолютної вологості виявляється більш виразним.

Добовий хід відносної вологості протилежний до ходу температури повітря. Максимум відносної вологості досягається після сходу Сонця майже одночасно з мінімумом температури повітря, а в денні години спостерігається мінімум відносної вологості.

Добова амплітуда відносної вологості поблизу діяльної поверхні трохи більша, ніж на рівні 1,5 м. З висотою фази настання екстремумів відносної вологості запізнюються, причому в шарі 0-15 м це запізнювання становить 2 години.

За незмінного вологовмісту в приземному шарі повітря добовий хід відносної вологості являв би собою дзеркальне відображення добового ходу температури. Унаслідок запізнювання фази добового ходу відносної вологості з висотою в першу половину доби відносна вологість у верхній частині

приземного шару буде вища, ніж поблизу поверхні землі. Решту часу доби вологість біля поверхні землі вища. У пустельних районах відносна вологість досягає максимальних значень в момент сходу Сонця, а протягом усього дня вона дуже низька і майже не змінюється. Відмінності відносної вологості у шарі 20–200 см упродовж усієї доби не перевищують 3 %.

У районах надмірного зволоження максимальні значення відносної вологості можуть перевищувати середню її величину приблизно на 15 %. В ранкові години підвищення відносної вологості при інверсіях температури може супроводжуватися випадінням роси або утворенням поземного туману. У річному ході вона досягає тут максимальних значень взимку і восени, мінімальних – навесні.

Вітер у приземному шарі. Напрямок та швидкість вітру у приземному шарі дуже варіюють. З наближенням до діяльної поверхні швидкість вітру дуже сповільнюється під впливом гальмівної дії підстильної поверхні та процесів вихроутворення. Безпосередньо над нею повітря перебуває у спокої або майже у спокої.

Вертикальний розподіл вітру в приземному шарі повітря за стійкої стратифікації підкоряється логарифмічному закону. За інших станів атмосфери він значно відрізняється від цього закону, причому за нестійкої стратифікації швидкість збільшується повільніше, ніж за логарифмічним законом, за стійкої – швидше.

У загальному випадку розподіл швидкості вітру в приземному шарі можна описати степеневим законом

$$u_z = u_1 \frac{z^\varepsilon - z_0^\varepsilon}{z_1^\varepsilon - z_0^\varepsilon},$$

де u_z , u_1 – швидкості вітру на рівнях z , z_1 ; ε – параметр, який залежить від стратифікації атмосфери; z_0 – характеристика шорсткості.

Вертикальний градієнт швидкості вітру можна отримати з формули

$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\tau}{\rho k}.$$

З неї добре видно, що $\frac{\partial u}{\partial z}$ дуже зростає з наближенням z до нуля. Таким чином, вертикальний розподіл вітру в приземному шарі атмосфери не відрізняється від вертикального розподілу інших метеорологічних величин, які характеризуються великими градієнтами.

Семінар 3. Мікрокліматичні показники і деякі особливості методики їх визначення та використання

1. Групи мікрокліматичних показників.
2. Група показників, що характеризують особливості формування мікроклімату: радіаційні показники та складові теплового балансу.
3. Група показників мікрокліматичних контрастів температури повітря і ґрунту, режиму зволоження приземного шару повітря і ґрунту, а також характеристики вітрового режиму і турбулентності в приземному шарі повітря.

Питання для самоконтролю:

1. Визначення мікроклімату.
2. Визначальна роль підстильної поверхні у формуванні мікроклімату.
3. Мікрокліматологія і фізика приземного шару повітря.
4. Мікрокліматологія і геофізика ландшафтів.
5. Практичне значення мікрокліматичних досліджень.
6. Діяльна поверхня і діяльний шар, їх типізація.
7. Радіаційний і тепловий баланс діяльної поверхні.
8. Вплив неоднорідності стану і будови діяльної поверхні на формування мікроклімату.
9. Особливості добового і річного ходу складових радіаційного і теплового балансу та їх вплив на формування мікроклімату.
10. Теплообмін у ґрунті і його зв'язок з термічним режимом поверхні ґрунту.
11. Розкрити зміст понять «підстильна поверхня», «діяльна поверхня» і «діяльний шар».
12. Чому діяльну поверхню коректніше називати діяльним шаром?
13. Як змінюється потужність діяльного шару залежно від типу ландшафту?
14. Рівняння радіаційного балансу.
15. Рівняння теплового балансу діяльної поверхні.
16. У чому зазвичай виявляється неоднорідність стану і будови діяльної поверхні?
17. Вплив альbedo підстильної поверхні на формування мікроклімату.
18. Витрати тепла на випаровування як чинник формування мікроклімату.
19. Що таке турбулентність?
20. Що таке приземний шар атмосфери?
21. Які характеристики турбулентності Ви знаєте?
22. Напишіть формулу числа Річардсона.
23. Як визначається коефіцієнт турбулентності?
24. Коефіцієнт турбулентної дифузії.
25. Добовий хід турбулентності.
26. Значення параметра шорсткості для різних типів природних поверхонь.
27. Розкрити взаємозв'язок турбулентного теплообміну і турбулентного тертя в приземному шарі.
28. Розкрийте зміст основних етапів польових мікрокліматичних досліджень.

- 29.Методика проведення градієнтних вимірювань.
- 30.Візуальні маршрутні мікрокліматичні дослідження.
- 31.Як використовуються фенологічні спостереження в мікрокліматичних дослідженнях?
- 32.Руйнування температурних інверсій в приземному шарі атмосфери.
- 33.Вертикальний розподіл швидкості вітру у приземному шарі атмосфери і його значення для відновлення вертикального розподілу інших метеорологічних величин.
- 34.Залежність швидкості вітру від стратифікації приземного шару атмосфери.
- 35.Добові і сезонні зміни вертикального градієнта температури повітря у приземному шарі атмосфери.

ТЕМАТИЧНИЙ БЛОК 2. ОСНОВНІ ТИПИ МІКРОКЛІМАТІВ ТА СУЧАСНА ПРОБЛЕМАТИКА МІКРОКЛІМАТОЛОГІЇ

Тема 2. ОСНОВНІ ТИПИ МІКРОКЛІМАТІВ

Лекції 7-8. Мікроклімат схилів височин

Опорний конспект лекцій

Вперше на роль розчленованого рельєфу у формуванні особливостей мікроклімату окремих ділянок вказав А.І. Воєйков (1879, 1884), який звернув увагу метеорологів на термічний режим височин і низин та сформулював якісний закон мінливості добової амплітуди повітря в різних формах рельєфу. Теоретичні та експериментальні дослідження особливостей мікроклімату схилів і вершин височин, а також низин було виконано Г.Т. Селяніновим, С.А. Сапожниковою, І.А. Гольцберг, Ф.Ф. Давітая, П.А. Воронцовим і Б.А. Айзенштатом.

В 1960-1980-х роках кількісні характеристики мікроклімату горбкуватого і гірського рельєфу у різних кліматичних районах колишнього СРСР досліджувала З.А. Міщенко. В численних експедиціях за її участю за єдиною методикою проводився розширений комплекс мікрокліматичних спостережень за складовими радіаційного балансу, градієнтні спостереження за основними метеорологічними величинами на різних рівнях до висоти 12-16 м, а також температурою ґрунту та атмосферними опадами.

Фізичний бік механізму формування мікрокліматичних особливостей розчленованого рельєфу доволі добре вивчено, однак актуальним завданням вивчення мікроклімату є виконання експериментальних досліджень з метою отримання кількісних його показників в конкретних географічних умовах.

Розгляд умов формування мікроклімату ділянок розчленованого рельєфу доцільно починати з особливостей вітрового режиму.

Вітер. При русі повітряного потоку над розчленованим рельєфом в одних випадках відбувається посилення швидкості потоку, а в інших випадках створюються умови для послаблення або навіть відсутності вітру.

Для чіткого розуміння формування схеми обтікання пагорба повітряним потоком слід звернутися до основних принципів гідродинаміки. Згідно з рівнянням нерозривності, на ділянках рельєфу, де лінії току згущуються, швидкості потоку мають зростати, а на ділянках рельєфу, де вони розходяться – зменшуватися. Крім того, згідно із законом Бернуллі, в місцях, де швидкість потоку більша, буде спостерігатися локальне зниження тиску, а в місцях уповільнення швидкості – навпаки, його зростання. Це пояснює чому на навітряних схилах і вершинах пагорбів спостерігається посилення швидкостей вітру, а на підвітряних схилах має місце протилежна тенденція.

Унаслідок в'язкості частинки повітря безпосередньо поблизу діяльної поверхні рухаються дуже повільно. Після подолання височини вони на

підвітряному схилі помітно гальмуються, що пов'язано з локальним зростанням атмосферного тиску. За невеликих швидкостей вітру ($4-5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) тут створюються сприятливі умови для завихрень, в яких частинки набувають протилежний напрямок руху. Надалі ці вихори відриваються від підвітряного схилу і відносяться загальним потоком повітря. Утворення вихорів і їх відрив посилюються в умовах термічної конвекції, особливо при сприятливій солярній експозиції. Завдяки обтіканню повітряними потоками максимальні швидкості вітру спостерігаються не на вершині височини, а на середині схилів, де згущення ліній току максимальне.

З підвітряного боку вітер послаблюється унаслідок вимушеного піднімання повітря по схилах і утворенню своєї повітряної подушки (до відстані п'ятикратної висоти височини). Послаблення швидкостей вітру простежується тут на значно більшій відстані (до 30-50-кратної висоти височини).

В районах гірських перевалів або між сусідніми височинами унаслідок стиснення ліній току швидкості вітру завжди перевищують значення швидкостей вітру на рівному місці. В таких елементах морфологічної будови суттєво змінюється і повторюваність напрямків вітру.

Відомості щодо розподілу середньої денної швидкості вітру в різних елементах розчленованого рельєфу узагальнено в посібнику С.А. Сапожникової (1950). Найбільший інтерес становлять дані щодо зміни швидкості вітру в заліснених ярах і ярах, позбавлених рослинності. Зокрема, було показано, що в загальному випадку велику роль відіграє не тільки положення досліджуваної ділянки щодо структурних елементів яру, але й орієнтування повітряних потоків щодо тальвегу яру.

В гирлових ділянках ярів, які відкриваються в бік річки, можливе посилення швидкості вітру за рахунок виникнення місцевої циркуляції повітря.

За інших однакових умов місцева циркуляція краще проявляється в нічний час, коли схили височин і ярів охолоджуються сильніше навколишньої території, внаслідок чого по їх схилах розпочинається стікання холодного повітря в низини. Для виникнення і підтримання цього процесу потрібно, щоб різниця температури повітря по схилу перевищувала 2°C . За значної інтенсивності охолодження стікання може спостерігатися в приземному шарі повітря товщиною до 35 м.

Стікання холодного повітря по схилу починається зазвичай за 30-50 хвилин до заходу Сонця, причому найраніше починається воно на північних схилах. На схилах західних експозицій цей процес тяжіє до моменту заходу Сонця. Стікання холодного повітря по схилу зазвичай припиняється через 30-40 хвилин після сходу Сонця. На північних і північно-східних схилах влітку цей процес припиняється відразу ж після сходу Сонця, а на схилах західної і південно-західної експозиції, які в цей час перебувають в тіні, він триває помітно довше.

Відмінності вітрового режиму на території з розчленованим рельєфом супроводжуються контрастами в розподілі інших метеорологічних величин.

Температура ґрунту і повітря. Термічний режим території з розчленованим рельєфом підтверджує єдність фізичних чинників формування мікроклімату, які в усіх кліматичних поясах та зонах визначають особливості

добового ходу температури повітря: залежність надходження сонячної радіації від орієнтування та крутизни схилів вдень, умов випромінювання уночі, а також особливості повітрообміну між суміжними ділянками різних ландшафтів.

За ясної і тихої погоди добовий хід температури повітря на вершині пагорба і на верхній частині схилу височини найбільш згладжений, а на підніжжі височини та на дні долини – найбільш різкий.

У близькопозуденні години найтеплішими виявляються дно долин і підвітряні схили південних експозицій. Найхолоднішими, відповідно, будуть привершинні ділянки і верхні частини навітряних схилів навіть за південної складової в їх експозиції. У повній відповідності до закону Воейкова, прогрівання повітря удень та радіаційне вихолодження уночі особливо помітними є у від'ємних формах рельєфу. Однак за умов адвекції холоду найбільшого охолодження уночі зазнаватимуть опуклі, а найменше – увігнуті форми рельєфу.

У денні години, навіть за ясного неба, температура повітря на висоті 1,5 м майже не відрізняється від температури на поверхні ґрунту (різниця температур становить 1,5-2,5°C). За таких самих умов уночі формується інверсійний розподіл температури. Охоложене повітря з опуклих форм рельєфу стікає униз по схилу, утворюючи в зниженнях рельєфу своєрідні «озера холоду».

В гірських країнах різниця амплітуди добової температури повітря між опуклими та увігнутими формами рельєфу залежно від кліматичних і фізико-географічних особливостей місця спостереження може сягати 4-12°C.

Відмінності в інтенсивності і частоті заморозків в різних умовах рельєфу позначаються на формуванні породного і видового складу рослинного покриву, що надає особливої ваги фенологічним спостереженням.

Вологість повітря. За даними О.А. Дроздова, добовий хід відносної вологості в низинах дещо більший, ніж на височинах. Інтенсивне вихолодження в низинах призводить до більшої повторюваності там роси та інію, а також наземних туманів.

Деякі дослідники вказують на значні відмінності у ході відносної вологості повітря в різних морфологічних умовах рельєфу. Зокрема, в межах Східноєвропейської рівнини відмінності у відносній вологості повітря о 21 годині між пагорбом і долиною сягають 5 %.

Значними можуть бути і мікрокліматичні відмінності в деяких інших характеристиках вологості повітря. У літню пору в окремі дні різниця парціального тиску між вершиною і суміжних схилом може перевищувати 2 гПа, відносної вологості – 10 %, а дефіциту вологості – 3,0 гПа, особливо після дощів.

Вплив розчленованого рельєфу на опади. Відмінності вітрового режиму та інтенсивності турбулентності в різних елементах розчленованого рельєфу зумовлюють певні зміни в розподілі атмосферних опадів, різних у випадку рідких і твердих їх різновидів.

При випаданні рідких опадів найбільші контрасти виникають між навітряними і підвітряними схилами височин, що цілком можна пояснити різними кутами зіткнення дощових крапель з поверхнею землі. За вітру

інтенсивність опадів зростає на навітряних схилах і зменшується на підвітряних схилах. Спостереження, які проводилися в районі Канівського заповідника, показали, що в окремих випадках при інтенсивних дощах навітряні схили отримують в 2-3 рази опадів більше, ніж підвітряні. За відсутності вітру відмінності між схилами в розподілі опадів простежуються тільки у тому випадку, якщо схили значною мірою відрізняються між собою по крутизні. Якщо ж крутизна схилів однакова, то інтенсивність опадів по схилах практично не відрізняється.

При випаданні певних різновидів опадів на навітряному схилі вертикальна складова вітру уповільнює падіння дрібних дощових крапель, мряки або сніжинок. Поблизу вершин значна їх частина переноситься на підвітряний бік, де слабшає вітер і де вертикальна складова вітру прискорює їх падіння. Це пояснює, чому в навітряних і привершинних частинах височин суми опадів зменшуються, а з підвітряного боку збільшуються. Кількість опадів і висота снігового покриву в різних формах рельєфу суттєво залежать від напрямку і швидкості вітру. Сніговий покрив меншої висоти формується поблизу вершин і навітряних схилів височин. Водночас, тут сніг і швидше сходить навесні або і взимку під час відлиг. Сніговий покрив може значно накопичуватися у зниженнях рельєфу і довше там затримуватися навесні, ніж на південних схилах і на вершинах.

Автором (Zatula V.I., 2018) для регіону Українських Карпат отримано статистично значущі (на рівні 5 % значущості) лінійні тренди часу затримання річних максимумів деяких метеорологічних величин з висотою. Запізнювання фази річної гармоніки виявилось найбільшим для дефіциту насичення (0.030 міс./100 м), помірним для температури повітря (0.014 міс./100 м) і слабшим для парціального тиску водяної пари (0.004 міс./100 м). З огляду на панівні тут відносні висоти це вказує на затримку часу настання екстремумів цих величин приблизно від одного календарного дня до декади. Оскільки зміщення максимуму річного ходу температури повітря з липня на серпень, інколи навіть на вересень дуже поширене на морях і морських узбережжях Північної півкулі, а морський і гірський клімат багато в чому схожі, то можна припустити, що подібні ефекти мають місце і в інших гірських системах та височинах. Утім, правильність таких припущень ще належить перевірити.

В умовах розчленованого рельєфу помітно змінюється просторовий розподіл і частота туманів та горизонтальних наземних опадів: роси, інію, паморозі, ожеледі та ін. Роль рельєфу посилюється за наявності рослинності, на якій волога осідає при конденсації з повітря. З одного боку, туман, який утворюється при перевалюванні вологих повітряних потоків через височину, може зливатися з низькою шаруватою хмарністю. З іншого боку, горизонтальні опади є важливим доповненням для опадів атмосферних, становлячи від 7 до 30 % їх річної суми.

Навіть невеликі височини здатні суттєво змінити розподіл кількості та інтенсивності опадів, що, утім, залежить від багатьох місцевих чинників. Зокрема, свого часу К.М. Жук та І.К. Половко показали, що в умовах

розчленованого рельєфу Київського і Канівського Придніпров'я помітно посилюється грозова діяльність, що, серед іншого, виявляється в інтенсифікації злив і в зростанні частоти випадіння граду.

Насамкінець слід зазначити, що, а мікрокліматичні дослідження в умовах розчленованого рельєфу мають велике значення для розробки методів і прийомів меліорації мікроклімату. Вирівнювання ландшафту при проведенні великих земляних робіт значно зменшує мікрокліматичні контрасти земної поверхні.

Семінар 4. Мікроклімат лісу

1. Вплив структури деревостану на радіаційний режим лісу.
2. Вплив лісу на температуру повітря.
3. Вологість повітря в лісі.
4. Вітровий режим лісу.
5. Атмосферні опади в дорослому лісонасадженні.
6. Вертикальний розподіл метеорологічних величин у лісі.
7. Своєрідність мікроклімату лісових галявин.
8. Мікроклімат різних типів вирубок.
9. Особливості мікроклімату листяних і хвойних лісів.

Лекції 9-10. Мікроклімат водойм та узбереж

Опорний конспект лекцій

Вода як особливий тип діяльної поверхні відрізняється від ґрунту рухливістю, високою теплоємністю, невеликим альбедо та високою прозорістю для короткохвильової радіації. Завдяки таким властивостям водойми прогріваються на значну глибину та накопичують велику кількість тепла, яке у холодний період може надходити в атмосферу шляхом вологообміну і повітрообміну.

Для формування мікроклімату водойм та узбереж велике значення мають необмежені можливості випаровування з водної поверхні, яке супроводжується великими витратами тепла і сприяє зниженню температури поверхні води і приводного шару повітря, а також формуванню інверсій та ізотермій.

Ступінь впливу водойм на навколишню територію визначається їх об'ємом і глибиною. Ще А. І. Воєйков (1884) показав, що глибоководні водойми не тільки помірних, але і тропічних країн тепліші суходолу. У тропіках це пояснюється більшими, у порівнянні із суходолом, значеннями радіаційного балансу і меншими витратами тепла на турбулентний обмін. Виняток становлять водойми, розташовані в посушливих континентальних умовах, де порівняно із суходолом, різко зростає випаровування з водної поверхні. Однак можливості нагромадження тепла мілководними водоймами не такі великі, оскільки в теплу пору року значна частина тепла радіаційного балансу витрачається на випаровування, особливо у посушливих областях.

Під впливом відмінностей співвідношення між складовими радіаційного і теплового балансу водної поверхні та суходолу у прибережній смузі виникає місцева циркуляція, особливо добре виражена в теплу пору року. Розміри

осередків циркуляції визначаються розмірами водойм і величиною контрастів температури поверхні суходолу і водойми, а також будовою навколишньої території.

Добовий хід радіаційного балансу (B) над водоймою і суходолом суттєво відрізняється. Якщо у радіаційному балансі водної поверхні допуденні величини B менші післяпуденних, то на суходолі – навпаки, післяпуденні значення B менші допуденних, що пояснюється асиметрією добового ходу ефективного випромінювання. Над водною поверхнею максимум цієї величини спостерігається у допуденний, а на суходолі – у післяпуденний час.

Дуже помітними є відмінності у значеннях альbedo цих поверхонь, однак при цьому зберігається закономірне збільшення альbedo при малих значеннях висоти Сонця і зменшення у близькопуденні години. Альbedo поверхні ставків і мілководних водойм під впливом сильного відбивання радіації від дна і численних зважених у воді частинок мулу і піску помітно більше, однак і воно зберігає залежність від висоти Сонця. При зміні висоти Сонця від 10° до 60° воно змінюється у межах від 36 до 7 %.

За даними В.Н. Адаменко та ін. (1991), сумарна радіація над великими водоймами в теплий період року більша, ніж над суходолом, що пояснюється суттєво зменшеною хмарністю над ними унаслідок стійкішої стратифікації атмосфери, а також меншою величиною альbedo над водною поверхнею та прозорішим повітрям над нею. Такі умови властиві внутрішньомасовим типам синоптичних ситуацій при малоградієнтному або антициклонічному полі тиску, в тилкових частинах циклонів і передніх частинах антициклонів. Зокрема, хмарність над Цимлянським водосховищем на 5-14 %, а над Севаном на 7-32 % менша, ніж над прилеглими районами суходолу. Відмінності стосовно хмарності конвективних форм сягають дво- і трикратної величини, а от стосовно хмарності шаруватих форм вони вкрай незначні.

Разом з тим, дослідження режиму літньої інсоляції підстильної поверхні над півднем України залежно від хмарності і прозорості повітря виявило значні відмінності режиму цих величин не тільки від типу підстильної поверхні, але і від особливостей загальної циркуляції атмосфери, від розвитку блокувальних процесів в Атлантико-Європейському секторі зокрема (Zatula V.I. et al., 2021).

Радіаційний баланс водної поверхні може значно перевищувати його значення для навколишньої території, що особливо помітно в умовах посушливого клімату. Контрасти величин радіаційного балансу між водою і суходолом знаходять своє продовження у контрастах співвідношень складових теплового балансу. Для водойм головною видатковою статтею теплового балансу є витрати тепла на випаровування, на забезпечення яких часто не вистачає тепла радіаційного балансу. Тому турбулентний теплообмін у приводному шарі повітря спрямований до водної поверхні, що зумовлює формування інверсійного розподілу температури з висотою.

За даними Є.І. Несмелової та М.Г. Філіпової (2006), в річному підсумку витрати тепла на випаровування (LE) у мілководних водоймах в 6 разів, а у глибоких приблизно в 1,5 рази перевищують турбулентний теплообмін (P).

Адвекція сухого повітря збільшує випаровування, а вологого – зменшує. При входженні холодного повітря зростає потік явного тепла в атмосферу, а от адвекція теплого повітря помітно його зменшує.

Випаровування з водної поверхні, яке триває протягом усієї доби, особливо при вітрові, сприяє турбулентності і вологообміну. Остання обставина пояснює, чому середня температура поверхні водойм вища за температура повітря на 3,5–4,3°C. Для деяких водойм такі різниці температур можуть сягати 12°C. Восени в нічні години це часто спричиняє утворення туманів. Крім того, імовірність утворення туманів над водоймами зростає і за рахунок сприятливих умов для охолодження і стікання холодного повітря по схилах навколишніх ділянок суходолу.

Добова амплітуда температури водної поверхні глибоких водойм в помірному поясі становить зазвичай декілька десятих часток градуса, у той час як амплітуда температури ґрунту може перевищує 20°C. При цьому добові коливання температури води простежуються до глибини декількох десятків метрів, річні – сотень метрів.

Особливо великі водойми, такі як оз. Байкал, здатні зменшувати температуру повітря над прилеглими ділянками суходолу вдень, та знижувати її вночі у прибережній смузі шириною понад 10 км.

Підвищення мінімальної температури з віддаленням від плоского берега до межі ареалу впливу (10-20 км) на узбережжях Чорного і Балтійського морів, а також Ладозького і Онезького озер становить 5-7°C. За наявності гірських хребтів поблизу берегової лінії ареал впливу скорочується до 5-10 км, але інтенсивність впливу зростає, так що на Кримському узбережжі Чорного моря мінімальна температура може змінитися на 12°C, а на узбережжі оз. Байкал – навіть на 14°C.

Під впливом водойм на їх узбережжях помітно збільшуються тривалість безморозного періоду та суми температур за цей період, причому у випадках певних особливостей будови рельєфу (наприклад, коли пологий південний схил спускається до водойми) цей ефект зростає.

Удень при розвитку морського бризу відносна вологість повітря на узбережжях порівняно із суходолом зазвичай збільшується на 5-10%. Зволожуючий вплив водойми простежується на відстань, що приблизно втричі перевищує відстань термічного впливу. Якщо зміна температури на відстані 10 км у середньому становить лише 10% від її зміни в прибережній зоні, то така сама зміна відносної вологості відбувається на відстані 30 км. Однак у випадку водойми, значно холоднішої за суходіл, збільшення абсолютної вологості спостерігається не завжди. Вплив водойми на режим вологості по вертикалі обмежений нижнім 300-400-метровим шаром повітря. Так, якщо у нижньому 100-метровому шарі відносна вологість збільшується на 5-10%, то на висоті 300-400 м – не більше ніж на 2-3%. Збільшення парціального тиску водяної пари над водоймою особливо добре простежується при малій початковій відносній вологості повітря. Так, при відносній вологості натікаючого повітря 15-25% воно

може досягати 7-8 гПа, а при вологості 90-95 % – тільки близько 1 гПа (Адаменко В.Я., 1985).

Важливо зауважити, що трансформація повітря над водоймами особливо помітна при максимальних контрастах температур між водною поверхнею та повітрям, яке надходить з боку суходолу. Цікаво, що інтенсивність трансформації повітря перебуває у прямій залежності від розмірів водойми. За оцінками Н.І. Яковлевої, в умовах широкого спектру природних зон від лісостепу до пустелі під час просування над водоймою середнім радіусом близько 1 км парціальний тиск водяної пари на висоті 2 м може збільшитися на величину від 0,5 до 2,6 гПа. При збільшенні радіуса водойми до 3 км у тих самих кліматичних умовах спостерігається більша зміна парціального тиску водяної пари, а саме від 0,7 до 4,1 гПа.

Найбільш інтенсивна зміна вологовмісту повітря у приземному шарі відбувається за малохмарної і вітряної погоди на початковому відрізку просування повітря над водоймою – до 5–10 км, за похмурої погоди – на відстані до 1,5 км. Надалі вологість змінюється значно повільніше.

При термічній трансформації може спостерігатися перебудова вертикального профілю температури повітря, тим інтенсивніша, чим більша різниця температур на поверхні водойми і суходолу, чим більші розміри водойми та чим більша інтенсивність теплообміну. Якщо початковий розподіл температури повітря характеризується нестійкою стратифікацією, то при просуванні його над водоймою часто виникає приводна інверсія. І навпаки, при адвекції холоду початкова інверсія руйнується і над водною поверхнею формується нестійкий розподіл температури. Зокрема, за даними П.А. Воронцова, у ранкові години над Ладозьким озером при знаходженні повітря з півночі унаслідок трансформації повітря відбувається руйнування приводної інверсії, а в денний час початковий інсоляційний профіль температури, що мав місце над суходолом, змінюється інверсійним над водоймою.

Адвекція холодного повітря на водойму часто супроводжується утворенням туманів випаровування. За деякими даними, для виникнення таких туманів над Чорним морем потрібні перепади температури води і повітря близько 10°C.

Процеси трансформації повітря над водоймами часто ускладнюються наявністю вертикальних потоків над центральними частинами водойм. При цьому вертикальні рухи над водоймами можуть спричинятися бризовою циркуляцією, орографією району, синоптичними процесами. Зокрема, ступінь впливу вертикальних потоків на вологообмін залежить від величини самих потоків, а також від швидкості вітру та умов турбулентності.

Унаслідок зменшення шорсткості діяльної поверхні над водоймами часто спостерігається посилення швидкості вітру. У цьому плані особливий інтерес становить застосування історичного методу дослідження. Наприклад, після заповнення Рибінського водосховища швидкість вітру збільшилася на його берегах приблизно удвічі.

Вплив водойм на швидкість вітру на узбережжях у чистому вигляді добре простежується навіть за відсутності бризів. Улітку швидкість вітру над

водосховищами на 30 % перевищує таку над сусідніми ділянками суходолу. В окремих випадках, зокрема восени, коли водойма тепла, швидкість вітру може зростати на 40-60 % порівняно з над відкритими ділянками суходолу.

При вивченні мікроклімату дніпровських водосховищ було встановлено, що параметр шорсткості водної поверхні (z_0) змінюється в широких межах залежно від стратифікації приводного шару. Зокрема, були зафіксовані випадки збільшення швидкості вітру в шарах 0–50 см або 50–100 см порівняно із шарами 200–500 см.

При переміщенні повітряного потоку з водної поверхні на суходіл відразу ж починається його гальмування. Намагаючись обігнути перешкоду, повітряний потік спрямовується уздовж берегової лінії. Згущення ліній току, властива мисам і косам, зумовлює тут більшу, інколи в 1,5-2,0 рази, швидкість і більшу повторюваність вітрів, ніж над відкритою водою. З віддаленням від берега швидкість вітру сповільнюється за логарифмічним законом, і на відстанях близько 10 км уже не помітне.

Посилення вітру зумовлює хвилювання води та згінно-нагінні явища, які спричиняють як значні коливання рівня води у водоймах, які за великої довжини розгону вітру (десятки кілометрів і більше) та невеликої глибини водойми можуть перевищувати 1 м, так і значні відмінності у термічному режимі окремих акваторій.

Особливо сильно вплив водойм на навколишню територію виявляється у формуванні бризової циркуляції, характерної для узбережь водойм помірного поясу протягом літнього періоду, а в тропічному поясі протягом усього року. Як відомо, удень із водойми (моря, озера, ріки) дме морський (водний) бриз, уночі дме вітер з берега на водойму – материковий бриз.

Найпоширенішими у цей час схемами бризової циркуляції є схеми Ю. Ганна і Г. Кошмідера.

У схемі Ю. Ганна вона постає як стаціонарна, хоча і періодично мінлива циркуляція з нижнім і верхнім потоками повітря, розділеними затримувальним шаром. Наявність такого шару пояснює відсутність хмар у зоні дії бризу. Удень хмари типу *Cu*, з наступним переходом у *Cu cong.* і *Cb*, утворюються тільки у найвіддаленіших районах суходолу. Тому у найближчій до водойми вузькій прибережній смузі встановлюється сприятлива для організації дозвілля ясна і прохолодна погода.

За схемою Ю. Ганна, морський бриз поступово змінює умови безвітря у перші ранкові години за малих термічних контрастів між суходолом і водоймою. Розвиток бризу у помірній зоні обмежений нижнім 200-метровим шаром.

Г. Кошмідер морський бриз розглядає як результат вторгнення холодного повітря, подібного до умов холодного фронту. У цьому випадку вторгнення морського повітря на суходіл супроводжується стрибкоподібними змінами напрямку і швидкості вітру, температури і вологості повітря, видимості та інших величин.

Морський бриз, за схемою Г. Кошмідера, формується над морем, переміщення його на берег відбувається тільки за умов установаження над берегом

сухоадіабатичних або надсухоадіабатичних градієнтів. Висота цього бризу у помірних широтах не перевищує 500–700 м.

Є підстави вважати, що в різних регіонах Земної кулі можлива реалізація елементів обох схем утворення бризів. Так, А. Х. Хрґіан описував випадки, коли на Ладозькому озері вторгнення озерного бризу супроводжувалися різким зниженням температури та сильною поривчастістю вітру. Швидкість вітру при цьому досягала максимальних значень на висоті 150–200 м, а ще вище поступово спадала. Обидва типи бризів у Бостоні описував Ф. Рексрод. У першому випадку спостерігався поступовий розвиток бризу рано вранці. Для нього характерний помітно нижчий максимум температури на узбережжі, ніж на материку. У другому випадку бриз починався раптово, але уже після вирівнювання температур повітря на узбережжі і у глибині материка. При цьому відбувалася стрибкоподібна зміна вітру, температури і вологості повітря.

При морському бризі над морем формуються низхідні рухи, які спричиняють утворення інверсійних шарів, а на материку, на деякому віддаленні від моря, у цей час розвиваються купчасті хмари, пасма яких повторюють конфігурацію берегової лінії. В районах, охоплених хмароутворенням, спостерігається також інтенсивна бовтанка літаків. У її виникненні ключову роль відіграє підвищення нестійкості в нижніх шарах атмосфери. З просуванням вглиб материка руйнується й інверсія, характерна для шару морського бризу.

Уночі над морем виникає нестійка стратифікація і розвивається купчаста хмарність.

Потужність і повторюваність бризів визначається горизонтальним градієнтом температури поверхні суходолу і води.

Зона впливу морських бризів у районі Чорного моря проникає вглиб берегової лінії на 20-30, інколи 40 км. У випадку поєднання з долинним вітром, як, наприклад, в долині р. Ріоні, вона може поширюватися до 100–170 км. У таких випадках вертикальна потужність бризу збільшується, а швидкість у денні години послаблюється, оскільки холодний бриз має достатньо нагрітися для піднімання повітря вгору по схилах. Береговий бриз і нічне стікання охолодженого повітря ідентичні і їх спільна дія додається. Однак убік моря бриз простягається не більше, ніж на 20-30 км.

Розглядаючи питання про максимальну відстань поширення морського бризу на материк з погляду схеми Ю. Ганна, можна вважати, що вона обмежена часом закінчення трансформації маси морського повітря у всьому шарі бризового потоку.

Початок морського бризу на Кримському і Кавказькому узбережжях Чорного моря супроводжується зниженням температури повітря від 1,0 до 6,5°C і зростанням відносної вологості на 5-30 %, а іноді і на 70 %. Величина парціального тиску водяної пари у морському повітрі зростає від 0,5 до 4 гПа, над степом або пісками, в окремих випадках – до 20 гПа.

Між часом початку морського бризу після сходу Сонця (τ , год) і величиною горизонтального градієнта тиску ($\frac{\partial p}{\partial x}$, гПа/100км), спрямованого приблизно

назустріч бризу, існує пряма залежність. Для чорноморського узбережжя Криму і Кавказу її можна виразити рівнянням

$$\tau = 3,5 \frac{\partial p}{\partial x} + 2,5.$$

При морському бризі величина відносної вологості (r) над суходолом віддалік від берега у шарі до 800 м зростає з висотою, над берегом значення цієї величини залишаються майже незмінними і над морем зазвичай зменшуються. При переміщенні морського повітря над морем у бік берега відносна вологість може збільшуватися і зменшуватися, при русі від берега на суходіл r зменшується за рахунок інтенсивного турбулентного перемішування.

Над Чорним морем конвективні хмари формуються в нічний час, а вдень, починаючи з 7-8 години ранку, вони найчастіше розсіюються унаслідок розвитку низхідних потоків. Спочатку цей процес охоплює хмари над узбережжям, з часом зникають і більш віддалені хмари. Уранці пасма хмар виникають не над самим узбережжям, а на деякій відстані (5-6 км) від нього, зазвичай на висоті 350-450 м. Відсутність хмар на ще вищих рівнях пояснюється різким зниженням відносної вологості (від 90 до 60 %). Такий хід розсіювання хмар відповідає схемі розвитку бризової циркуляції Ю. Ганна.

Під впливом бризової циркуляції на узбережжях морів і великих озер формується особливий тип добового ходу хмарності, опадів і гроз. На плоских узбережжях унаслідок зменшення конвективної хмарності над морем і в прибережній смузі встановлюється переважно напів'ясний стан неба і відчутно зростає тривалість сонячного сяйва (до 10 % і більше. А от в глибині суходолу залежно від його положення щодо бризових потоків переважає ясний або похмурий стан неба.

Відповідним чином перебудовується і добовий хід атмосферних опадів та грозової діяльності. Якщо у глибинних районах суходолу в теплий період року опади випадають переважно у післяполуденний час, то на узбережжях їх хід більше нагадує морський тип, коли вони випадають або рано вранці, до початку денного бризу, або пізно ввечері або навіть уночі, після його закінчення. Порівняно із віддаленими районами суходолу, на узбережжях приблизно в 1,5 рази зменшується загальна кількість опадів, відчутно послаблюються явища термічної конвекції і грозової активності зокрема, причому вони зміщується на нічні години. Основною причиною таких особливостей добового ходу конвективної хмарності та атмосферних опадів на узбережжях є значний часовий лаг для їх розвитку при виході морського повітря на суходіл. Водночас із просуванням вологих потоків повітря углиб суходолу в них встановлюються типові для суходолу умови хмарності та атмосферного зволоження.

Подібні до морських узбереж погодні умови з характерною локалізацією бризових процесів складаються і на берегах найбільших водосховищ, причому більшим розмірам водойм відповідає і більша інтенсивність їх проявів.

Таким чином, у прибережних зонах атмосферне повітря зазнає значної трансформації, яка виявляється у встановленні специфічного режиму розглядуваних вище метеорологічних величин.

Семинар 5. Мікроклімат річкових долин

1. Роль напрямку і будови берегів у формуванні мікроклімату.
2. Температура і вологість повітря в річкових долинах.
3. Вітер в річкових долинах.
4. Атмосферні опади в річкових долинах.

Лекції 11-12. Мікроклімат боліт і сільськогосподарських угідь

Опорний конспект лекцій

Мікроклімат добре зволених ділянок суходолу, вкритих недеречною рослинністю, значно відрізняється і від мікроклімату лісу, і від мікроклімату прибережних територій. Залежно від ступеня зволення і рівня господарського освоєння він може бути репрезентований декількома типами мікроклімату, насамперед мікрокліматами боліт і сільськогосподарських угідь. У добре обжитих районах вологого клімату болота і заболочені землі після проведення комплексу осушувальних меліорацій включаються в сільськогосподарський обіг. Додатковим аргументом розгляду цих типів мікроклімату в одному блоці є необхідність зіставлення їх відмінностей до і після проведення відповідних заходів меліорації.

Основні риси мікроклімату сільськогосподарських угідь визначаються значним впливом рослинного покриву сільськогосподарських культур, його архітектоники (площа листової поверхні, висота рослин, зімкнутість стеблостою) і динаміки розвитку.

Радіаційний режим цього покриву, як і у випадку лісового деревостану, залежить від його прозорості щодо потоків коротко- і довгохвильової радіації, що виникають унаслідок поглинання та трансформації сонячної радіації діяльним шаром сільськогосподарських угідь. Прозорість його для сонячної радіації звичайно більша, ніж щодо лісового деревостану і вона змінюється залежно від зміни висоти і азимуту Сонця, а також структури рослинного покриву. Площа затінених рослинами ділянок ґрунту пропорційна висоті рослин і косекансу висоти Сонця. Формування радіаційного режиму рослинного покриву сільськогосподарських полів визначається не тільки висотою і густотою рослин, але і кількістю листя, його формою і розмірами, товщиною і вмістом вологи, розташуванням листя відносно стебел і сонячного проміння. При рядовому посіві на нього впливає і солярна експозиція схилів. При прорідженому травостані або на початку вегетації рослин, коли поверхня ґрунту ще не закрита рослинами, відбивні властивості і радіаційний баланс сільськогосподарських угідь значно залежать від кольору і ступеня зволення ґрунту. Випромінювальні властивості ґрунту залежатимуть і від ступеня його розпушення. Усі ці міркування важливі при розробці заходів меліорації клімату сільськогосподарських угідь в частині зміни їх радіаційного режиму.

Діяльний шар на сільськогосподарських угіддях обмежений двома діяльними поверхнями – верхньою, розташованою на рівні стеблостою або на висоті найбільшої кількості листя, і нижньою – на поверхні ґрунту. Перша із них

є основною при суцільному густому рослинному покриві, який цілком затінює поверхню ґрунту. Друга діяльна поверхня стає основною при прорідженому стеблості.

При дослідженні радіаційного режиму сільськогосподарських угідь значна увага може звертатися на величину фотосинтетично активної радіації (ФАР), яка лежить у діапазоні довжин хвиль спектру 0,38-0,71 мкм і зумовлює фотосинтез рослин. Є методики, які дозволяють інтенсивність цього потоку сонячного випромінювання виразити через надходження прямої і розсіяної радіації. Зокрема, обчислення місячних сум ФАР найчастіше проводиться за спрощеною формулою:

$$\sum Q_{\text{ФАР}} = 0,43 \sum S' + 0,57 \sum D,$$

де $\sum S'$ – місячні суми прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню; $\sum D$ – місячні суми розсіяної радіації.

Частина енергії сонячної радіації засвоюється рослиною у процесі фотосинтезу. Вважається, що на забезпечення процесу фотосинтезу витрачається не більше 1-2 % сонячної радіації, у виняткових випадках ця величина може зрости до 8-10 %.

Формування урожаю перебуває в значній залежності від усього комплексу агротехнічних заходів, які здійснюються аграрними підприємствами. З точки зору формування мікрокліматичних відмінностей території заслуговує на окремий аналіз практика внесення органічних і мінеральних добрив, які не тільки забезпечують рослини поживними речовинами, але і сприяють поліпшенню фізичних властивостей ґрунтів, допомагають регулювати їхній водний і тепловий режим, будучи тим самим одним з ефективних методів впливу людини на складові радіаційного і теплового балансу сільськогосподарських полів.

Ефективним агротехнічним прийомом, який дозволяє регулювати водний, повітряний і тепловий режими ґрунту, підтримувати корененасичений шар ґрунту у спушеному стані, вести боротьбу з бур'янами і створювати сприятливі умови для біологічних процесів, є *мульчування ґрунту*. Мульчування полягає у накриванні ґрунту шарами тирси, сухого листя, соломи, гною, поліетиленовою плівкою або іншими штучними матеріалами. Мульча пом'якшує добові коливання температури у ґрунті, сприяє накопиченню під нею вологи та пригнічує розвиток бур'янів. При мульчуванні ґрунту поліетиленовою плівкою різко зменшуються непродуктивні витрати ґрунтової вологи, а також більш, ніж удвічі скорочуються загальні витрати тепла на випаровування. Повітряний прошарок між ґрунтом і плівкою, а також крапельний конденсат на нижній поверхні мульчі помітно скорочують витрати тепла на турбулентний теплообмін, а от потік тепла у ґрунт приблизно на чверть зростає.

Усі види мульчування за грамотного застосування сприятливо впливають на мікроклімат приземного шару і є ефективними при вирощуванні сільськогосподарських культур. Зокрема, дуже ефективним є застосування прозорої поліетиленової плівки з метою значного підвищення температури навесні при вирощуванні сільськогосподарських культур для отримання ранньої продукції в районах з обмеженими термічними ресурсами. Недоліком плівки є її

запилення і незворотна втрата прозорості та міцності в процесі експлуатації. Чорна плівка може бути ефективним засобом боротьби із бур'янами.

При вирощуванні теплолюбних культур у закритому ґрунті практикується метод плівкових укриттів. При цьому стабілізовану прозору плівку в теплицях можна використовувати 2-3 роки підряд, що значно підвищує економічну ефективність цього прийому.

Мікроклімат відкритих ділянок, зайнятих різними сільськогосподарськими культурами, залежить від висоти та густоти стеблостою. За розрідженого стеблостою мікроклімат сільськогосподарських полів визначається характеристиками ґрунту: його вологістю, кольором, структурою.

Аналіз показує, що за однакового складу ґрунтів мікроклімат полів, зайнятих технічними або овочевими культурами, до моменту закриття ними ґрунту, або ж зайнятими злаковими культурами, до фази їх кущення практично не відрізняється від мікроклімату чорного пару. Мікроклімат таких угідь визначається насамперед ступенем зволоження ґрунту. У зволжених ґрунтах завдяки високій теплопровідності й інтенсивнішому притоку тепла з глибини послаблюється охолодження поверхні. А от підсихання поверхні ґрунту спричиняє краще її прогрівання, зменшення витрат тепла на випаровування і збільшення потоку тепла від ґрунту в атмосферу. Уночі сухий ґрунт інтенсивно вихолоджується унаслідок випромінювання.

Улітку над оголеним ґрунтом часто встановлюються високі нададіабатичні градієнти температури. В аридних регіонах у перерахунку на 100 м висоти вони можуть вимірюватися тисячами градусів. Цікаво, що у верхніх шарах ґрунту вертикальні градієнти температури можуть бути ще на порядок вищими.

У добовому ході температури ґрунту на глибині від 0 до 25-35 см, простежується один максимум і один мінімум. Удень найбільше нагріта поверхня ґрунту, з глибиною його температура зменшується. Уночі поверхня ґрунту, навпаки, найхолодніша. Таким чином, на поверхні ґрунту фіксується найбільша добова амплітуда температури.

В межах Східноєвропейської рівнини середні місячні температури поверхні оголеного ґрунту в денні години можуть перевищувати температуру повітря в північних районах на 2°C, а в південних на 7°C, причому у розпал літа різниця цих величин багатократно зростає. Таку особливість термічного режиму ґрунтового покриву уже давно використовують для просування меж вирощування теплолюбних культур на північ. Зокрема, на південних і південно-західних схилах ділянок рельєфу з ґрунтами легкого механічного складу, при низькому формуванні насаджень, порівняно розрідженій їх посадці і при захисті від сильних вітрів можна досягти збільшення суми температур вегетаційного періоду на 300°C. Таке підвищення термічних ресурсів уже забезпечує відчутно вищу імовірність дозрівання урожаю винограду та деяких інших культур.

У сільському господарстві багатьох країн значна увага приділяється господарському освоєнню болотяних ґрунтів. Основною причиною виникнення боліт і заболочених земель є застійне перезволоження ґрунтів, у результаті якого поверхня суходолу перетворюється на заболочену територію, а при накопиченні

шару торфу вертикальною потужністю понад 30 см – на болото. Найбільш придатними для сільськогосподарського освоєння є низинні (евтрофні, або трав'яні) болота. Верхові болота (оліготрофні, або мохові) через малий вміст поживних речовин практично непридатні для освоєння. Малоперспективними у цьому плані є і перехідні болота з мезотрофною або деревною рослинністю.

Торф'яні ґрунти формуються у зниженнях рельєфу і вирізняються високим рівнем ґрунтових вод, великою вологоємністю, великою теплоємністю і малою теплопровідністю. Улітку за ясної і тихої погоди верхній торф'янистий шар болота удень прогрівається краще за навколишні суходольні ділянки, однак уночі він і значно сильніше вихолоджується. Улітку на рівні 2 м середні різниці нічної температури між цими ландшафтами досягають 4°C. У ґрунті відмінності температур ще більші. Так, на глибині 10-20 см торф'яні ґрунти холодніші за легкі мінеральні пересічно на 7-8°C.

Болотяні ґрунти холодніші за мінеральні навесні і в першу половину літа. У другій половині літа відмінності між ними зменшуються і у верхніх шарах болотяні ґрунти стають теплішими за суходольні. На болотах бувають частіші й інтенсивніші заморозки, які закінчуються навесні пізніше, а восени настають раніше. Так, на Поліссі заморозки на поверхні ґрунту можливі ще у першій половині липня і вже в другій декаді серпня. За даними І.А. Гольцберг, тривалість безморозного періоду на неосвоєних болотах на 10-15 днів менша.

Завдяки високому вологовмісту нижчі ділянки боліт повільніше вихолоджуються в холодний період і взимку промерзають не так глибоко як мінеральні ґрунти.

Взагалі для боліт характерне чергування різних ділянок нанорельєфу, що створює строкатість зволоження, сонячного опромінення, прогрівання різних формацій болотного комплексу: полігонів, валиків та мочарів.

Розглянемо деякі особливості термічного режиму полігональних боліт, які зустрічаються в районах поширення багаторічної мерзлоти. Повітря над полігонами холодніше за навколишні рівнинні ділянки влітку вдень приблизно на 1°C, а поверхня ґрунту на 3-4°C. Валики, що вирізняються ще потужнішим, ніж полігони теплоізолювальним прошарком моху, вдень на поверхні ґрунту тепліші, ніж полігони на 2-3°C. Уночі ж валики холодніші за полігони і на поверхні, і на глибині. Наносхили валиків північних експозицій холодніші за полігони на 4-5°C, а південні – тепліші на 3-4°C. Поверхня мочарів і повітря над ними улітку дещо тепліші за полігони.

В процесі осушувальних меліорацій значних змін зазнають водно-фізичні властивості торф'яних ґрунтів. За деякими даними, теплопровідність покладів торфу в них зростає приблизно в 2,5 рази, об'ємна теплоємність – в 1,5 рази, температуропровідність – удвічі. Унаслідок великого скидання води та зниження рівня ґрунтових вод на меліорованих болотах навесні випаровування на 40-65 % менше, ніж на природних ділянках. Улітку випаровування з осушених окультурених боліт приблизно наполовину перевищує випаровування з неосушених за рахунок транспірації потужним стеблостоєм культурних рослин.

На освоєному болоті зростає мінливість співвідношення витрат тепла на випаровування до тепла радіаційного балансу (LE/B), а також співвідношення турбулентного теплообміну до тепла радіаційного балансу P/B . За відсутності або незначному рослинному покриві показник LE/B близький до 0,50, а за добре розвиненого покриву він зростає до 0,80 і більше. Індикатором зміни структури теплового балансу у вегетаційний період в умовах освоєних боліт можна вважати вагу вологої надземної частини рослин.

За даними деяких спостережень, освоєння та використання боліт під багаторічні трави зменшує випаровування за квітень – жовтень на 7 %, а турбулентний обмін – на 23 %. При використанні болотних ґрунтів під посіви ячменю і картоплі випаровування за період від посіву до збирання цих культур зменшується на 16-17 %, за квітень – жовтень – на 20-21 %, а турбулентний теплообмін зростає відповідно на 11-13 та 25-31 %.

У процесі осушення мікрокліматичний режим боліт зазнає послідовних змін: 1) строкатий мікроклімат природного, неосушеного, болота, що зумовлений мікрорельєфом болота, рослинністю і ступенем зволоження поверхневих його шарів; 2) мікроклімат слабо осушеного болота з природним покривом, що мало відрізняється від мікроклімату найсухіших ділянок природного болота; 3) мікроклімат інтенсивно осушеного болота, зайнятого травами або зерновими культурами, але все ще зі слабким ступенем мінералізації ґрунту; 4) мікроклімат інтенсивно осушеного болота з високим ступенем мінералізації торфу, що наближається за термічним режимом ґрунту, інтенсивністю і повторюваністю заморозків до умов мінеральних ґрунтів.

Основними чинниками формування фітоклімату сільськогосподарських полів вважаються архітектоніка культурних рослин, а також стан ґрунту.

У фазі активного розвитку культурних рослин збільшується затінювання міжрядь, що супроводжується значними змінами мікрокліматичного режиму: зменшенням вертикального градієнта температури, зменшенням амплітуди добового ходу температури і вологості повітря та зниженням повітрообміну у травостані, підвищенням вологості повітря за рахунок збільшення поверхні, що транспірує, в одиниці об'єму.

За добре розвинутого стеблостою режим температури повітря на осушеному болоті і на суходолі помітно відрізняється. Уночі, коли турбулентний теплообмін значно сповільнюється, термічні відмінності між ними виявляються найкраще. У цей час повітря значно вихолоджується, однак над осушеним болотом через погану теплопровідність ґрунту температура виявляється на 1-2°C нижчою, ніж над навколишніми ділянками суходолу. На осушеному болоті нічна інверсія температури сильніша і триваліша, ніж на суходолі. При адвекції теплого повітря інверсійний розподіл температури може зберігатися протягом більшої частини дня.

Середня місячна температура повітря (на висоті 2 м) після освоєння болота знижується в квітні – серпні на 0,5°C, парціальний тиск водяної пари – на 0,2-1,0 гПа, середня відносна вологість повітря – на 2-3 %, а мінімальна – на 4-7 %. Зміни термічного і вологісного режиму при цьому узгоджуються зі змінами

складових теплового балансу. Разом з тим, вплив осушення та освоєння боліт на термічний режим і вологість повітря обмежується локальними масштабами.

Знижена швидкість вітру на полях, зайнятих злаковими культурами, пояснюється не тільки густиною стеблостою, але й гнучкістю стебел рослин, які під впливом вітрового потоку нахиляються у напрямку вітрового потоку.

Відомо, що в умовах незрошуваних полів аридної зони більша частина теплового балансу, аж до 85 %, йде на турбулентний теплообмін, який спричиняє сильне нагрівання повітря. Зрошення полів завдяки зниженню температури ґрунту збільшує величину інтегрального радіаційного балансу у фонових напівпустельних районах Середньої Азії на 60 %. В степових і лісостепових районах його зростання сягає 40 %, в районах лісової зони – 20 %. Досягнуте зростання радіаційного балансу практично цілком витрачається на забезпечення випаровування вологи з поверхні ґрунту і транспірування рослин. Теплообмін в ґрунті під впливом зрошування практично не змінюється, оскільки зменшення вертикального градієнта у зрошуваному ґрунті у порівнянні з незрошуваним компенсується збільшенням теплопровідності і температуропроводності ґрунту.

За спостереженнями в Миколаївській області, після зрошення вдень температура на поверхні ґрунту знижувалася на 10-15°C, а температура ґрунту на глибині 5 см – на 8-12°C. За іншими даними, добова амплітуда температури верхніх шарів ґрунту при зрошуванні у степових і напівстепових районах зменшуються в 2-4 рази. Середні різниці температури на поверхні ґрунту на незрошуваних і зрошуваних полях в таких районах наближаються до 25-35°C, зменшуючись уночі до 1-5°C.

При зрошуванні відбувається перебудова вертикального профілю температури в найнижчому шарі атмосфери. Якщо на незрошуваному полі вдень спостерігається інсоляційний профіль температури, а вночі профіль випромінювання, то на зрошуваному полі, навпаки, вдень має місце профіль випромінювання, а вночі – інсоляційний профіль.

Після поливу над зрошуваним бавовняним полем в Пахта-Аралі (Узбекистан) протягом 5-6 днів в нижньому шарі атмосфери зберігалася потужна інверсія випаровування, яка після висихання ґрунту обмежувалася тільки приземним шаром. За наявності хмарності потужність інверсії зменшувалася.

Період утворення інверсії характеризується зростанням парціального тиску водяної пари та відносною вологістю повітря.

У день поливу на півдні України на зрошуваній ділянці швидкість вітру на висоті 2 м зменшується вдвічі порівняно із швидкістю вітру на незрошуваному полі.

За сучасними уявленнями, найбільше поліпшення термічного режиму і режиму вологості повітря на сільськогосподарських угіддях досягається за крапельного дощування. Важливою перевагою цього методу є також зменшення загальних витрат води і капіталовкладень на заходи меліорації. Реалізація таких заходів має підвищити стійкість сільського господарства до коливань метеорологічного режиму та інших несприятливих особливостей клімату.

Семінар 6. Мікроклімат полезахисних лісосмуг

1. Конструкція лісосмуг і турбулентний обмін.
2. Швидкість вітру, випаровування і термічний режим на міжсмугових полях.
3. Радіаційний режим лісосмуг.
4. Вітровий режим лісосмуг.
5. Системи лісосмуг та атмосферні опади.

Лекція 13. Мікроклімат урбанізованих територій

Опорний конспект лекції

Міста як форма людських поселень існують з доісторичних часів. За даними Організації Об'єднаних Націй, в наш час понад половина населення світу проживає в містах. Очікується, що до 2030 року частка міського населення досягне 60 %. У сучасному світі завдяки поширенню міського способу життя кількість і розміри міських поселень та урбанізованих територій неупинно ростуть, що вимагає докладно зупинитися на особливостях формування їх мікроклімату.

Міські поселення та урбанізовані території є класичним прикладом перетвореного ландшафту, створеного шляхом забудови природних ділянок штучними спорудами різного призначення, сполученими між собою вулицями і площами. У містах можна виділити складну систему горизонтальних і вертикальних і навіть похилих діяльних поверхонь і шарів, які унаслідок неоднакового засвоєння сонячної радіації створюють значні радіаційні контрасти та складну ієрархію повітряних потоків. Особливо сильно відрізняються мікрокліматичні умови при складному рельєфі, з глибиною розчленування понад 200 м і середнім похилом поверхні понад 5 %.

Заміна природного покриву штучними будівлями, вулицями і площами з каменю, асфальту, цегли і металу викликає значні радіаційні контрасти між містом і навколишньою територією, а також між різними територіями всередині самих міських поселень. Зміни радіаційного режиму тут зумовлені не тільки особливостями відбивних властивостей будівель, але й значним затінюванням ними частини наземних територій. Ділянки з густими деревними насадженнями формують найбільш сталий і прохолодний мікроклімат протягом усього дня. Однак характер затінювання у кожному окремому випадку визначається геометричними параметрами і солярною експозицією будівель і зелених насаджень, а тому виявляє свій добовий та річний хід залежно від орієнтування і ширини вулиць.

Формування радіаційних контрастів в містах значною мірою залежить від стану штучних поверхонь (сухі, зволожені; табл. 1) та від висоти Сонця над горизонтом.

Таблиця 1

Середні значення альbedo деяких видів міських покриттів, %
(за М.І. Щербанем, 1985)

Назва поверхні	Межі коливання альbedo при зміні висоти сонця від 10 до 60°	Назва поверхні	Межі коливання альbedo при зміні висоти сонця від 10 до 60°
Асфальт сухий	18–12	Цегла біла, суха	35–27
Асфальт зволожений	8–6	Цегла біла, волога	22–19
Кахляні плитки білі, сухі	42–30	Цегла червона, суха	20–17
Кахляні плитки білі, вологі	20–18	Цегла червона, волога	12–11

Штучні покриття з малою відбивною здатністю не тільки для сонячних променів, але й для інфрачервоної радіації, можуть перетворювати на тепло до 90 % усієї променистої енергії.

На радіаційний режим міста певним чином впливають міські аерозолі. Через зниження коефіцієнту прозорості, прибуткова частина радіаційного балансу удень у місті звичайно менша ніж на навколишній території. Разом з тим, витратна частина радіаційного балансу – альbedo (вдень) і випромінювання діяльної поверхні (вночі) у місті також нижчі, ніж над навколишньою місцевістю. Завдяки цьому радіаційний баланс у місті практично такий самий як і за його межами. Деяке зниження його характерне для районів нової забудови, де ширше застосовується озеленення.

Завдяки масовій практиці відведення дощових і талих вод каналізаційною системою за межі міста, міське середовище вирізняється різким зниженням витрат тепла на випаровування і пов'язаним з цим зростанням витрат на теплообмін у ґрунті і турбулентний теплообмін. Дослідження у Києві показали, що теплообмін у ґрунті влітку за ясної погоди сягає 40-45 % загальної величини радіаційного балансу. До великого нагрівання ґрунту і повітря спричиняють також великі втрати тепла теплофікаційними системами. За деякими оцінками, вони сягають 20 % від проектних показників цих систем.

Разом з тим, структура теплового балансу в межах парків і скверів практично не відрізняється від такої в приміській зоні.

Під впливом великого ефективного випромінювання та сповільненого повітрообміну в умовах щільної забудови, переважно над центральними міськими районами виникають т.зв. острови тепла. Над потужними ТЕС і ТЕЦ частка техногенного тепла може сягати половини радіаційного. Температура повітря в них може перевищувати температуру навколишньої місцевості іноді навіть на 7-15°C. Температура асфальтового покриття на сонці може

перевищувати температуру повітря на висоті метеорологічної будки на 25°C, а температура зеленого газону – на 10°C.

Загальне уявлення про температурні контрасти підстильної поверхні всередині міських поселень залежно від функціонального призначення території дає табл. 2.

Таблиця 2

Температура земної поверхні у місті за різних видів землекористування, °С.
За R.W. Pease et al., 1976.

Види землекористування	°С	Види землекористування	°С
Житлова забудова:		Торговельна зона	33,4
низької щільності	24,3	Транспортні магістралі	40,3
середньої щільності	28,3	Міські парки	20,4
високої щільності	37,2	Водойми	15,0
Центральний діловий район	25,6		

Вважається, що завдяки ефекту міських островів тепла різниця температури між міськими поселеннями і навколишньою місцевістю в найближчі десятиріччя зростатиме із швидкістю до 1°C на декаду і в найбільших міських агломераціях може сягнути 10°C (Voogt J.A., 2002).

Потрібно сказати, що навіть в невеликих містах і селищах середня температура повітря може на декілька десятих градуса бути вищою за температурний фон за їх межами. В науковій літературі можна знайти ілюстрації прямого зв'язку такої прибавки температури залежно від людності самих поселень.

Підвищення температури повітря у містах призводить до того, що тут навесні і восени рідше спостерігаються заморозки та й за інтенсивністю вони значно слабші, ніж у передмісті.

Підвищення температури повітря і відведення води з вулиць системами міської каналізації призводить до значної зміни режиму вологості міського повітря. Відносна вологість повітря поблизу перегрітої поверхні стін і дорожнього покриття знижується на 5-10 %, причому контрасти вологості між містом та його околицями особливо сильно зростають улітку, досягаючи максимальних значень увечері і вдень.

В містах порушується режим атмосферних опадів, зокрема зростає тривалість випадіння опадів малої інтенсивності (до 0,01 мм·хв⁻¹), а тривалість опадів великої інтенсивності (понад 0,04 мм·хв⁻¹), навпаки, зростає, що особливо добре помітно в літній сезон.

У містах значно змінюється характер вітрового режиму. Висока шорсткість земної поверхні загалом викликає тут зниження швидкості вітру у приземному шарі та відповідну зміну вертикального профілю цієї величини. Однак при напрямках вітру, що співпадають з простяганням вуличних каньйонів, можливе і значне його посилення.

На міських вулицях, особливо за незбурених атмосферних умов, може розвиватися суто місцева циркуляція між освітленою і затіненою сторонами вулиці, причому поблизу освітлених Сонцем стін повітря піднімається, а поблизу затінених – опускається.

На тлі загального зниження швидкості вітру дуже зростає і нестійкість його напрямку, причому напрямком вітрів перед значними перешкодами і за ними також можуть дуже відрізнятись.

Найбільш загально зміни метеорологічного режиму на урбанізованих територіях характеризує табл. 3.

Таблиця 3

Зміни метеорологічного режиму на урбанізованих територіях *

Параметри	Зміни порівняно із сільською місцевістю
Радіація:	
сумарна	нижча на 15-20 %
ультрафіолетова (взимку)	нижча на 30 %
ультрафіолетова (влітку)	нижча на 5 %
Тривалість сонячного саява	нижча на 5-15 %
Температура:	
середня річна	вища на 0,5-1,0°C
зимова	вища на 1-2°C
Тривалість опалювального сезону	на 10 % менша
Швидкість вітру:	
середня річна	на 20-30 % менша
повторюваність	
- урагани	на 10-20 % менше
- штилі	на 5-20 % більше
Атмосферні опади:	
загальна кількість	на 15-10 % більше
повторюваність	
- число днів з опадами менше 5 мм	на 10 % більше
- снігопади	на 5 % менше
Хмарність і тумани:	
хмарність	на 5-10 % більша
туман (взимку)	на 100 % більше
туман (влітку)	на 30 % більше
Відносна вологість:	
взимку	на 2 % нижча
влітку	на 8 % нижча

* Urbanization and Environment / The Physical Geography of the City. Belmont, 1972.

Несприятливі зміни стану навколишнього середовища в містах та урбанізованих поселеннях можна значно послабити при орієнтуванні їх поперек напрямку переважаючих вітрів.

Семінар 7. Мікроклімат міста

1. Місто як сукупність діяльних шарів, горизонтальних і вертикальних діяльних поверхонь.
2. Своєрідність радіаційного режиму у містах.
3. Міський острів тепла.
4. Вертикальний розподіл температури і вологості повітря в містах.
5. Вітровий режим в сучасному місті.
6. Місто і тумани.
7. Вплив міста на атмосферні опади і грози.
8. Міста і навколишнє середовище. Вплив забруднення повітря на метеорологічний режим великих міст.

Питання для самоконтролю:

1. Під впливом яких чинників формується мікроклімат розчленованого рельєфу?
2. На яку відстань поширюється вплив височини на швидкість вітру?
3. Як змінюється швидкість вітру в яру залежно від його вітрової експозиції?
4. Як виникають «озера холоду»?
5. Стік холодного повітря схилами височини.
6. Сформулюйте закон Воейкова.
7. Як впливає розчленований рельєф на вертикальний розподіл характеристик вологості повітря?
8. Напишіть формулу для обчислення кількості опадів на схилах різної вітрової експозиції.
9. Як впливають височини на повторюваність деяких атмосферних явищ?
10. Механізм теплової взаємодії між водоймами та суходолом.
11. Вплив водойм на грозову діяльність.
12. Роль напрямку і будови берегів у формуванні мікроклімату.
13. Мікроклімат боліт.
14. Радіаційний режим рослинного покриву полів.
15. Яка частина сумарної сонячної радіації забезпечує процес фотосинтезу?
16. Як внесення мінеральних добрив впливає на водний і тепловий режим ґрунту?
17. Клімат міста (на прикладі конкретного міста).

Тема 3.

СУЧАСНІ ПРОБЛЕМИ І ПЕРСПЕКТИВИ РОЗВИТКУ МІКРОКЛІМАТОЛОГІЇ

Лекція 14. Вплив мікрокліматичних контрастів на формування сучасних фізико-географічних процесів

Опорний конспект лекції

Кліматичні особливості невеликих ділянок земної поверхні формуються в конкретних природних або перетворених ландшафтах. Вони тісно пов'язані з особливостями будови поверхневих шарів земної кори даної території, її рельєфом, поверхневими і підземними водами, ґрунтово-рослинним покривом, тваринним світом. Усім їм властивий більший чи менший ступінь антропогенного освоєння, що власне і лежить в основі їх поділу на природні та перетворені ландшафти. Закономірне поєднання природних умов на конкретній території, зумовлене спільним географічним положенням, походженням та історією їх розвитку, за умови відомої їх однорідності дозволяє об'єднувати їх в територіальні комплекси різного ієрархічного рівня: фації, місцевості, ландшафти, природні зони.

Окрім відомої цілісності та підпорядкованості утворенням вищого порядку, для комплексів, зокрема природно-територіальних, властиві також постійний обмін речовиною і енергією між його компонентами та переважання якогось одного або кількох природних процесів. Тому, при вивченні явищ такого порядку застосовується системний підхід, який дозволяє оцінити усі сторони взаємовпливу, взаємозв'язку і взаємозалежності між відповідними чинниками і процесами.

З огляду на те, що ландшафти та їх елементи є предметом вивчення фізичної географії, то усі природні процеси, що відбуваються в них, найправильніше називати фізико-географічними процесами. Основним джерелом енергії, яка їх забезпечує, є сонячна радіація. Процес засвоєння і перетворення променистої енергії Сонця відбувається на тлі взаємодії атмосфери і гідролітосфери або біосфери. Як зауважує М.І. Щербань, важливу роль при цьому відіграють термодинамічний стан атмосфери, переміщення і трансформація повітряних мас, а також фазові перетворення води в атмосфері і на земній поверхні.

Інтенсивність, розвиток і поширення сучасних фізико-географічних процесів насамперед визначаються добовими і річними коливаннями температури повітря і земної поверхні, а також особливостями режиму зволоження території. Під їх впливом між різними природними і перетвореними ландшафтами формуються більші чи менші мікрокліматичні контрасти в розподілі температури і вологості повітря, швидкості і напрямку вітру, атмосферних і горизонтальних опадів при провідній ролі тільки кількох із них.

Відомо, наприклад, що взимку в помірних і високих широтах, особливо в умовах розчленованого рельєфу, локальні контрасти швидкості і напрямку вітру дуже впливають на розподіл твердих опадів. Перевіювання снігу нерідко

супроводжується видуванням верхнього родючого шару ґрунтового покриву. Особливо сильно такий ефект проявляється під час пилових бур, які на півдні України найчастіше виникають навесні, що зумовлено раннім сніготаненням, інтенсивним підвищенням температури та відсутністю у цю пору року суцільного трав'яного покриву.

Виникненню бур сприяє велика сухість і подрібненість поверхневого шару ґрунту, низька вологість повітря і сильні вітри (порядку $10-25 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$), але початок пилення ґрунту спостерігається, як правило, при слабших вітрах.

При дуже сильних пилових бурях пил просочує повітря до висоти декількох кілометрів при ширині фронту бурі у декілька сотень кілометрів. Тривалість пилових бур – від чверті години до декількох діб. Межа їх поширення майже збігається з ізогією 400 мм.

В періоди інтенсивного сніготанення, особливо за ясної погоди та сильної адвекції тепла на підвітряних схилах створюються сприятливі умови для водної ерозії. Перезволоження верхніх шарів ґрунту і накопичення в заглибинах рельєфу талої води з наступним її замерзанням часто спричиняє значні деформації ґрунту та опливання перезвожених частин схилів. Таким чином, перелічені тут несприятливі фізико-географічні процеси також залежать від мікрокліматичних контрастів у розподілі снігового покриву під впливом вітру і радіаційних контрастів на схилах різної крутизни та експозиції.

Улітку найбільші контрасти в розподілі опадів пов'язані з великим збільшенням рідких опадів на навітряних схилах, коли вони можуть навіть вдвічі перевищувати їх суми на підвітряних схилах.

В теплий період року завдяки цьому, а також зливовому характеру випадання опадів, на навітряних схилах височин можуть суттєво посилюватися ерозійні процеси.

Тривалі періоди бездощів'я виступають сприятливим тлом для розвитку вітрової ерозії. Посилення вітру в цей час часто супроводжується посиленням випаровування, порушенням водного балансу рослин, зниженням рівня ґрунтових вод тощо, а тому вкрай негативно впливає на стан посівів. Як відомо, типовий комплекс метеорологічних умов, що виникає при цьому (висока температура, низька відносна вологість і велика швидкість вітру) називається суховієм. Інтенсивне випаровування з ґрунту і транспірування рослин при суховіях часто призводять до виникнення посухи. В таких умовах рослини втрачають тургор і всихають навіть при достатньому запасі вологи в ґрунті, оскільки їх коренева система не встигає подавати в наземну частину достатню кількість води.

Радикальним способом вирішення такої проблеми є штучне зрошення, однак сільськогосподарські підприємства не завжди мають можливість його здійснювати, а відтак змушені вдаватися до реалізації інших заходів. У боротьбі із суховіями дуже позитивно себе зарекомендували ажурні лісосмуги, які розбивають повітряний потік на дрібніші вихори і тим самим послаблюють турбулентне перемішування та пов'язану з ним евапотранспірацію. Ще одним способом боротьби із посухою та суховіями є безвідвальна оранка при високій

стерні, яка забезпечує ефективне зниження швидкості вітру на деякому віддаленні від поверхні ґрунту. Заходи із снігозатримання також сприяють захисту озимих від вимерзання і видування, а після весняного танення – накопиченню вологи у ґрунті.

Найбільш небезпечні ситуації для комунального господарства міських поселень складаються при сильних снігопадах та випадінні зливових опадів. Деякі несприятливі фізико-географічні процеси тут можуть посилюватися і при підвищенні швидкості вітру. Міське населення більше, ніж сільське, страждає від жаркої задушливої погоди влітку.

Своїми особливостями сучасних фізико-географічних процесів вирізняються гірничі виробки, кар'єри та будівельні майданчики. Мова йде насамперед про численні випадки обсіпання ґрунту на стінках котлованів, поверхневий змив порушених мас ґрунту, а також інтенсивне запилення атмосферного повітря.

Таким чином, проблеми несприятливих фізико-географічних процесів складні і різноманітні. Вони часто мають міждисциплінарний характер і предметно розглядаються при проектуванні та експлуатації різних господарських об'єктів не тільки мікрокліматологами чи вузькими фахівцями-екологами, але й значно ширшими науковими колективами.

Лекція 15. Мікроклімат і навколишнє середовище

Опорний конспект лекцій

Останнім часом господарська діяльність людини набула настільки масштабного і багатогранного характеру, що незачеплені нею природні ландшафти збереглися тільки у найвіддаленіших куточках планети. Тому природне середовище, яке оточує людину, настільки змінилося, що його значно коректніше називати навколишнім середовищем.

За таких обставин перед мікрокліматологією постає завдання максимального врахування впливу на навколишнє середовище процесів і явищ, які виникають в приземному і межовому шарах атмосфери під впливом неоднорідності будови або неоднорідності стану діяльної поверхні. Таке врахування має виходити з того, що існують як глобальні, так і локальні чинники формування якості навколишнього середовища.

Глобальними чинниками формування навколишнього середовища є поділ поверхні Землі на материки та океани, вертикальне і горизонтальне розчленування материків, а також основні риси загальної циркуляції атмосфери та океанів.

Локальні чинники формування навколишнього середовища насамперед визначаються процесами і явищами, які виникають в приземному і межовому шарах атмосфери під впливом неоднорідності стану і будови діяльної поверхні. До них належить строкатість і взаємодія різних типів мікрокліматів.

Глобальні чинники формування навколишнього середовища визначають фонові показники надходження сонячної радіації, характерні закономірності циркуляції атмосфери, розподілу температури і вологості повітря, атмосферних

опадів та інших метеорологічних величин на територіях, розміри яких зіставні з розмірами великих частин материків та океанів. Локальні чинники зумовлюють строкатість мікрокліматичних контрастів в розподілі температури і вологості повітря, швидкості і напрямку вітру та їх вертикальному розподілі в приземному і межовому шарах, що позначається на перенесенні і розсіюванні атмосферних домішок. Відповідно до масштабів розглядуваних процесів і явищ, мова може йти про фонове та локальне забруднення навколишнього середовища.

Ідею створення системи фонових моніторингу стану навколишнього середовища вперше було озвучено на Стокгольмській конференції ООН з навколишнього середовища в 1972 р. В наступні роки її було теоретично обґрунтовано і зусиллями багатьох країн світу доведено до рівня практичної реалізації. Зокрема, фоновий рівень забруднення деякими домішками та інтенсивність випадання і вимивання їх атмосферними опадами в Європі (т. зв. сухого і вологого випадання) на шляху їх перенесення з Атлантики вглиб материка контролюється на спеціальних станціях фонових моніторингу атмосфери. Окреме місце в таких дослідженнях посідає проблема кислотних опадів.

Уявлення про фонові рівні забруднення в окремих регіонах дають спостереження, організовані в природних заповідниках як еталонних природних ландшафтах. Вони логічно заповнюють прогалину між глобальним і локальним рівнями дослідження навколишнього середовища.

Найбільш напруженою є ситуація з якістю атмосферного повітря у великих містах і промислових центрах. До його погіршення насамперед призводить виробнича діяльність різноманітних промислових підприємств і комплексів, зокрема хімічних. Однак в багатьох поліфункціональних містах та містах з розвиненими адміністративними функціями сьогодні головну роль в погіршенні якості повітряного басейну відіграють викиди автомобільного транспорту.

Шкідливість викидів забруднювальних речовин від стаціонарних та пересувних джерел забруднення може збільшуватися під впливом ультрафіолетової радіації, а також при взаємодії їх між собою та з атмосферною вологою. В знижених формах рельєфу, на берегах водойм зокрема, частіше виникають смоги – токсичні поєднання диму і туманів. Виникнення у часі смогів лондонського типу, притаманним містам з великими промисловими викидами від спалювання сірковмісного палива, часто збігається з початком стікання вихолодженого за ніч повітря. Смоги лос-анджелеського типу утворюються у близькопоздні години унаслідок інтенсивних фотохімічних реакцій за участі викидів автомобільного транспорту, особливо великих в центральних частинах міст, а також при заторах на дорогах та на перехрестях. З огляду на сказане, утворення обох видів смогів має чітко виражений мікрокліматичний вимір. У найбільш загальному випадку інтенсивність та просторове положення осередків підвищеного забруднення повітря визначається вітровим режимом та термічною стратифікацією атмосфери, причому на викиди від різних джерел забруднення вони можуть діяти по-різному.

Так, при стійкій стратифікації в нижніх шарах повітря будуть накопичуватися інгредієнти, які надходять сюди від низьких холодних джерел, які зазвичай вирізняються невеликою індивідуальною емісією. Водночас, стійка стратифікація може стати перешкодою для проникнення в нижні шари домішок від організованих промислових джерел викидів великої потужності. За нестійкої стратифікації атмосфери може спостерігатися протилежний процес: розсіювання домішок від низьких джерел та надходження в розташовані нижче шари повітря забруднень від високих джерел.

Піднесені інверсії, розташовані безпосередньо над високими трубами промислових підприємств, за умов, які сприяють проникненню домішок у найнижчі шари атмосфери, спричиняють значне накопичення забруднень поблизу земної поверхні. Однак, якщо інверсійний шар вивисується над джерелом хоча б на 100-200 м, то збільшення концентрацій значно менше і відчувається тільки на великих відстанях. При холодних викидах вплив піднесених інверсій сильніший. Крім того, вплив інверсійного шару на поширення викидів більш відчутний для легких домішок, ніж для важких.

Розсіювання домішок посилюється у сильно турбулізованому середовищі, а при штилі спостерігається найменша швидкість розсіювання, причому чим товщим є штильовий шар, тим вона менша. При низьких джерелах викидів підвищений рівень забруднення спостерігається при слабких ($0-1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) вітрах за рахунок накопичення шкідливих речовин в приземному шарі.

Якщо гази, що виходять від високого джерела, перегріті відносно навколишнього повітря, то за рахунок сил плавучості вони піднімаються над ним. При слабких вітрах це піднімання сприяє зниженню приземних концентрацій. Сильні вітри також сприяють зменшенню вмісту домішок поблизу земної поверхні, але вже за рахунок швидкого їх перенесення. В кінцевому підсумку найвищі концентрації забруднювальних речовин в приземному шарі реєструються за певної «небезпечної» швидкості вітру. Для потужних ТЕС небезпечною є швидкість вітру $5-7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, для металургійних підприємств – $2-4 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, для багатьох хімічних виробництв – $1-2 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$.

Окремо від інших в метеорології розглядається проблема самоочищення атмосфери. Найважливішими її аспектами є оцінка вимивної здатності твердих і рідких опадів. Щодо цього існують різні точки зору. За однією із них опади, що випадають у вигляді снігу, в 3-4 рази ефективніше вимивають аерозольні частинки, але вимивання газових домішок інтенсивніше здійснюється дощем, ніж снігом.

Зауважимо також, що варіації повторюваності несприятливих метеорологічних умов розсіювання можуть супроводжуватися збільшенням або зменшенням середньої концентрації домішки на 20-40 %.

В найбільших містах і промислових центрах реалізуються заходи щодо регулювання якості атмосферного повітря, які поділяються на загальні – для всіх галузей промисловості і специфічні – для конкретної галузі або підприємства. Зокрема, в періоди очікуваного небезпечного погіршення якості повітря проводяться такі заходи загального характеру (Горошко Б.Б.):

- посилення контролю за дотриманням технологічного режиму виробництва;
- заборона відключення очисних споруд для ремонту і профілактичного огляду;
- запобігання залповим викидам;
- зсув у часі технологічних процесів, пов'язаних з великим виділенням шкідливих речовин в атмосферу;
- зупинка другорядних виробництв, які сильно забруднюють повітря;
- перехід на використання малосірчистого і малозольного палива;
- зменшення до мінімуму низьких неорганізованих викидів;
- обмеження навантажувально-розвантажувальних робіт з матеріалами, що порохать, а також заборона чищення цистерн та інших ємкостей, спалювання відходів виробництв і т.д.

Навколишнє середовище сільськогосподарських угідь також перебуває під значним впливом мікрокліматичних особливостей, зумовлених проведенням обробки земель, осушенням, зрошенням та іншими агротехнічними заходами. Зокрема під час внесення мінеральних добрив або обробки полів і садів гербіцидами та пестицидами над ними різко погіршується якість атмосферного повітря. Частина хімічних препаратів потрапляє у ґрунт і забруднює ґрунтові води. Розсіювання хімікатів у навколишньому просторі значно зростає при використанні авіації для хімізації сільськогосподарського виробництва. Не випадково при проведенні таких заходів завжди намагаються максимально обмежити контакт населення з відповідними препаратами.

Своєрідні екологічні проблеми виникають навколо птахоферм і тваринницьких комплексів у зв'язку з накопиченням і зберіганням великої маси органічних відходів високої концентрації, які поширюють неприємний запах і є місцем зосередження великої кількості мух та інших комах.

Таким чином, будь-яка господарська діяльність, як в поселеннях, так і поза ними, зазвичай супроводжується погіршенням якості атмосферного повітря і навколишнього середовища в цілому, оскільки між атмосферою та іншими компонентами територіальних комплексів відбувається значний обмін речовиною та енергією. Інтенсивність такого обміну перебуває під значним впливом місцевих особливостей клімату і помітно зростає при великих мікрокліматичних контрастах між суміжними ландшафтами. З метою послаблення його негативного впливу можуть застосовуватися відповідні організаційні та технологічні заходи.

Лекція 16. Меліорація природних умов і мікроклімат

Опорний конспект лекцій

Людина, як писав Рудольф Гейгер, є великим порушником мікроклімату. І хоча з розвитком цивілізації людина втрачає необхідність пристосовуватися до локальних особливостей клімату, вишукуючи щоразу найбільш сприятливі для свого проживання або організації виробничої діяльності типи мікроклімату, вона цілеспрямовано змінює середовище свого існування.

Науково обґрунтовану сукупність організаційно-господарських та технічних заходів з поліпшення якості природного середовища, насамперед сільськогосподарських земель, називають *меліорацією*. Розрізняють зрошувальну, осушувальну меліорацію, лісомеліорацію, агролісомеліорацію, хімічну меліорацію та ін. Меліорацією є також регулювання річок і поверхневого стоку вод, закріплення пісків, крутих схилів ярів та відвалів гірських порід. Вибір виду меліорації залежить від природно-господарських умов території. Найчастіше вдаються до цілого комплексу меліоративних заходів.

Меліорація сільськогосподарських земель має на меті регулювання водного, теплового, повітряного і поживного режиму ґрунтів, збереження і підвищення їх родючості та формування екологічно збалансованої раціональної структури угідь з допомогою спеціалізованих меліоративних машин і заходів. На етапі експлуатації меліоративних систем (осушувальних, зрошувальних та ін.) проводиться постійна оцінка стану меліоративних споруд та їхньої відповідності умовам експлуатації, що постійно змінюються, а також підтримання меліоративних систем у працездатному стані, їхню адаптацію до умов, що змінюються. Оскільки природний режим зволоження в Україні визначається значною нестійкістю, бажаний стан перезвожених угідь можна ефективно підтримувати тільки за комбінованого підходу, який передбачає доповнення осушувальних каналів інфраструктурою, яка в особливо маловодні роки дозволяє використовувати їх і з метою зрошення.

Меліорація мікроклімату полягає у покращенні мікрокліматичних умов певних територій в потрібний людині бік. Вона досягається насадженням лісосмуг, зрошенням або обводненням цих територій тощо.

Мікроклімат сільськогосподарських культур можна суттєво поліпшити шляхом зрошення, осушення, гребнювання і кротування ґрунту, облаштуванням полезахисних лісосмуг тощо. Від разових заходів, які також можуть змінювати властивості оброблюваного ґрунту, меліорація вирізняється цілеспрямованим і тривалим застосуванням.

Великий позитивний вплив на вирощування деяких сільськогосподарських культур мають снігові меліорації. Заходи снігозатримання доцільно проводити при вирощуванні озимих культур, оскільки завдяки ним навесні у ґрунті значно збільшуються запаси продуктивної вологи. Водночас, їх проведення при вирощуванні інших культур може бути і небажаним через затримку початку посівних робіт.

На півночі України основним об'єктом меліорацій є потенційно родючі болотні і заболочені землі. Загальновідомо, що рівень ґрунтових вод на болотах дуже високий і зазвичай досягає поверхні. Після проведення осушувальних робіт максимальний рівень ґрунтових вод в центральній частині освоєного болота зазвичай спостерігається на глибині близько 40-60 см від поверхні болота, а на добре дренованих ділянках – навіть 50-70 см. В окремі посушливі роки на масивах осушених боліт через зниження рівня ґрунтових вод до 70 см і нижче можуть виникати пилові бурі. Виходом із цієї ситуації є додаткове зрошення. Саме тому ефективні меліоративні системи на півночі України мають

передбачати двостороннє регулювання водного режиму. В меліоративній практиці з цією метою широко використовується метод шлюзування. Разом з тим, прибавка урожаю сільськогосподарських культур при цьому в 2-3 рази менша, ніж при дощуванні.

Ще одним способом зміни водно- і теплофізичних властивостей торф'яних ґрунтів є внесення у них мінеральних компонентів (піску). При цьому підвищується температура орного шару ґрунту, мінімальна температура поверхні ґрунту і приземного шару повітря, а також знижуються максимальна температура поверхні ґрунту і приземного шару повітря, виключається можливість появи радіаційних заморозків і подовжується тривалість безморозного періоду.

Молоді люди у своїй масі не тільки добре орієнтуються в таких питаннях, але й мають особистий досвід залучення до сільськогосподарських робіт на присадибних або дачних ділянках, або принаймні брали участь при проведенні різноманітних акцій з висадження кущів і дерев в міських парках, на території ЗВО, пришкільних ділянках чи в підшефних господарствах тощо. В науковій та науково-популярній літературі не бракує прикладів успішної водної та хімічної меліорації. Тому мета й основні види меліоративних робіт добре відомі. Відомі і вторинні негативні впливи, якими вони можуть супроводжуватися. Відомості такого роду наводилися і в конспектах деяких попередніх лекцій. Тому зараз основну увагу звернемо на менш відомі аспекти меліорації.

Свого часу зі значними труднощами реалізовувалися лісомеліоративні заходи в степовій зоні. Однак аналіз практики лісорозведення показав, що значною мірою це було зумовлено невдалим підбором культур. Світлолюбні культури, такі як ясен або біла акація, в чистій культурі виявилися нездатними протистояти натиску степової рослинності, яка перехоплювала атмосферну вологу у коренів дерев. Спочатку це виявлялося у пригніченні та всиханні вершин дерев, а з часом хвороби і комахи остаточно губили лісонасадження. А ось насадження з дубу, іноді з домішкою ясеня або спільно із кленом почувалися в умовах степового клімату навіть краще, ніж у більш вологих районах. Певну роль при цьому відіграє спосіб посіву. За гніздового посіву молода поросль дубів виявилася здатною протистояти степовим видам рослин навіть в чистій культурі.

Подібні проблеми спостерігалися і при невдалих спробах розводити саксаул в пустелі. Саксаулові ліси витіснялися іншими рослинами аж ніяк не через пряме збіднення ґрунту вологою. Водний режим верхнього шару ґрунту в таких лісах змінювався внаслідок ущільнення верхнього шару ґрунту.

Лісомеліоративні заходи мають проводитися і з врахуванням особливостей рельєфу. Як відомо, ґрунт під покривом лісу недоотримує значну кількість опадів. В помірних широтах ліси залежно від віку і породного складу затримують приблизно від 10 до 35 % усіх опадів, а от в тропічних лісах Бразилії крони дерев здатні затримувати навіть понад 65 % опадів. Разом з тим, ліс, особливо розташований на вододільних ділянках рельєфу, отримує велику кількість горизонтальних опадів при осадженні туману, паморозі та ожеледі.

Однією з найважливіших проблем сучасного лісівництва є підвищення продуктивності лісів. Дуже позитивних наслідків завдяки використанню заходів

біомеліорації можна досягнути і в поліському регіоні. Так, багаторічний люпин та деякі інші рослини-біомеліоранти, які здатні фіксувати атмосферний азот та суттєво поліпшувати рівень азотного живлення рослин, після висадження в міжряддях хвойних порід, сприяють поліпшенню стану й основних компонентів лісонасаджень. Атмосферний азот фіксують також деякі види деревних рослин, насамперед вільха сіра і вільха чорна, акація біла, карагана. Під спільним впливом крон дерев, підліску та стеблостою люпину та інших біомеліорантів знижується освітленість у пригрунтового шарі, зменшується швидкість вітру, у бажаному напрямку змінюються тепловий режим та газообмін.

У зоні росту коренів та надземної частини деревних рослин протягом вегетаційного періоду зменшується амплітуда коливань температури повітря і ґрунту, послаблюється вплив біологічно шкідливих високих температур. Особливо позитивно реагує на зміни температурної обстановки ялина, яка є дуже чутливою до заморозків та високих температур.

В період максимального розвитку люпину швидкість вітру на висоті до 50 см наближається до нуля, завдяки чому в незімкнутих лісонасадженнях порівняно з контрольними значно підвищується відносна та абсолютна вологість повітря. У цьому ж напрямі діють підлісок з берези, вільхи, дубу чи інших видів. Зміни мікрокліматичних умов сприяють активнішому перебігу біохімічних і фізіологічних процесів та накопиченню фітомаси в хвойних компонентах лісонасаджень.

Змінюється не тільки мікроклімат. Люпини, буркунки та зарості верболозу з розвиненою кореневою системою стрижневого типу не тільки сприяють збагаченню ґрунтів біологічно доступним азотом, але й перешкоджають дефляції пісків, запобігають пошкодженню молодих саджанців сосни і ялини сильним вітром і прямими сонячними променями, сприяють снігозатриманню, накопиченню і рівномірному розподілу вологи. Під їх впливом підвищується родючість лісових ґрунтів, прискорюється змикання крон сосняків та ялинників, прискорюється ріст деревних порід і сортаментний склад деревини від рубок догляду, скорочуються терміни вирощування технічно стиглої деревини, підвищується урожай та якість насіння в лісових культурах, підвищується їх здатність протистояти шкідникам і хворобам, посилюються водоохоронні, ґрунтозахисні, рекреаційні та інші корисні функції лісу.

Семінар 8. Мікроклімат закритих приміщень

1. Своєрідність формування мікроклімату закритих приміщень.
2. Основні показники мікроклімату закритих приміщень та методи їх визначення.
3. Сучасні напрями дослідження мікроклімату закритих приміщень.

Лекція 17. Сучасна проблематика мікрокліматології

Опорний конспект лекцій

Сучасні проблеми розвитку мікрокліматології вельми складні і різноманітні, а тому зупинимося тільки на деяких із них.

Перша із цих проблем стосується розробки технічних засобів і сучасних методик дослідження мікроклімату. Дослідження деяких аспектів мікроклімату тривалий час стримувалося відсутністю простих і надійних в експлуатації засобів вимірювання характеристик мікроклімату. Особливо актуальною була проблема створення легких і простих в експлуатації датчиків і самописців температури, вологості повітря та швидкості вітру, необхідних для визначення горизонтальних і вертикальних градієнтів основних метеорологічних величин та оцінки атмосферної турбулентності.

Останнім часом завдяки розробці принципово нових технологій вимірювання параметрів навколишнього середовища, прогресу в електронній галузі та мініатюризації приладів цю проблему в технічно розвинених країнах світу можна вважати практично вирішеною. Нове покоління електронних та акустичних термометрів, акустичних анемометрів, сонарів та деяких інших приладів дистанційної дії уможливорює отримання великої кількості характеристик фізичного стану атмосфери в реальному режимі часу. Технічні можливості визначення локальних параметрів межового шару атмосфери значно зросли і у зв'язку з появою недорогих квадрокоптерів, хоча їх практичне використання стримується відомими обмеженнями польотів. Більшість операцій реєстрації параметрів атмосферного повітря автоматизовано і їх мережа достатньо щільна для отримання фактичної картини їх розподілу у просторі і часі. Отримані з їх допомогою ряди даних дозволили не тільки оцінити мікрокліматичну мінливість та мікрокліматичні контрасти відповідних характеристик підстильної поверхні та атмосфери, але й перейти до створення складних математичних моделей формування мікроклімату на основі даних супутникового зондування Землі.

Однак для успішної роботи з такими моделями нерідко потрібні дуже докладні дані щодо рельєфу та інших компонентів навколишнього середовища, а також великі обчислювальні потужності. Відсутність розвинутого ринку робить дуже високими затрати на створення такої продукції в Україні.

За умови значних інвестицій в моніторинг хімічного забруднення повітря, мікрокліматичні дослідження можуть забезпечити економіку країни та її населення якісними прогнозами забруднення атмосфери, оскільки його рівень визначається процесами надходження, розсіювання, трансформації і виведення шкідливих домішок в приземному шарі повітря. Такі прогнози вкрай потрібні для проведення заходів з регулювання забруднення атмосфери.

Ще однією важливою проблемою сучасної мікрокліматології є проблема штучного клімату.

В своєму повсякденному житті людина намагається регулювати мікроклімат житлових і виробничих приміщень. Першим етапом такого регулювання виступає проектування споруди. Можливості регулювання обмежуються необхідністю найбільш повного використання об'єму усієї споруди, а також питаннями вартості виконання будівельних робіт.

На етапі проектування значну увагу приділяють питанням природного освітлення приміщень, а саме правильній орієнтації вікон, їх розміру і типу. В

помірних широтах вікна намагаються орієнтувати таким чином, щоби сонячні промені потрапляли у них хоча б частину світлового дня. Дуже невдалою тут є північна орієнтація вікон, за якої прямі сонячні промені можуть потрапляти у кімнати тільки влітку в ранні ранкові і пізні вечірні години. Взимку, коли Сонце сходить на південному сході і заходить на південному заході, прямі сонячні промені взагалі не потраплятимуть у такі приміщення.

В південних районах з великою сонячною радіацією найбільш вдалою є орієнтація вікон на північ та південь. Улітку при високому Сонці південні вікна пропускають мало прямого світла в кімнати, а ось взимку за нижчої висоти Сонця його промені проникають в кімнати глибше, що в цю пору року є дуже бажаним фактом.

З аналогічних міркувань при озелененні вулиць не використовують хвойні (крім модрина) і листяні вічнозелені дерева, а також рослини з густою мережею гілок (наприклад, карагач), оскільки вони дають тінь не тільки влітку, коли це потрібно, але і взимку, коли це є небажаним явищем.

Вузькі довгі вікна та віконні ніші незалежно від висоти Сонця можуть створювати тільки нетривале освітлення кімнат прямими променями. Тривале природне освітлення при низькому Сонці та неглибоке проникнення променів у кімнати при високому Сонці забезпечують низькі широкі вікна. А ось «ліхтарі» дозволяють освітлювати приміщення навіть з північного боку будинку.

Разом з тим, деякі сучасні споруди можуть будуватися взагалі без вікон. Тоді сонячне світло цілком замінюється штучним освітленням, або ж воно потрапляє у потрібні приміщення по спеціально прокладених світловодах.

Паралельно з освітленістю приміщень проектувальники активно працюють і над питанням організації вентиляції, у т.ч. і шляхом встановлення спеціального вентиляційного обладнання. Завдяки цьому значною мірою усувається конфлікт між необхідністю ізолювати внутрішній повітряний простір приміщень від зовнішнього повітря, забезпечивши при цьому надходження в приміщення свіжих порцій повітря. При практичній реалізації цього завдання лише невеликий шар повітря над самою підлогою залишається нерухожим.

Необхідні умови температури і вологості повітря всередині приміщень підтримуються завдяки правильно спроектованій товщині стін та достатній потужності систем опалення та кондиціонування повітря.

При проведенні усіх проектних заходів проектувальники виходять з кліматичних особливостей району розташування споруди, призначення споруди та вимог державних будівельних стандартів.

Клімат, який створюється і підтримується всередині приміщень, потрібно називати штучним, оскільки він практично незалежний від атмосферних процесів. На його створення і підтримку націлена сучасна індустрія різноманітної кліматичної техніки: кондиціонерів, іонізаторів повітря тощо.

Штучний клімат стає нагальною необхідністю там, де природні умови клімату унеможливають нормальну життєдіяльність людини, наприклад в глибоких шахтах або відкритих гірничих виробках. Не обійтися без відповідних заходів і при організації зберігання картоплі, овочів і фруктів, в підземному

метро, бомбосховищах та ряді інших об'єктів. Останнім часом велика увага приділяється питанням регулювання мікроклімату салонів літаків та автомобілів, кабін тракторів, будівельної техніки. Дуже специфічні проблеми зі створення штучного клімату доводиться вирішувати при розгортанні чутливого до забруднень виробництва складної електронної та радіоелектронної продукції, на об'єктах ядерної енергетики, а також на фармацевтичних фабриках, в біологічних лабораторіях, при лікуванні деяких категорій важких хворих тощо.

Специфічність умов формування клімату та практичних завдань, які доводиться при цьому вирішувати, не дозволяють стверджувати, що це суто мікрокліматична проблема. За великим рахунком, такі проблеми є предметом дослідження інших, переважно технічних, дисциплін. Разом з тим, очевидно є необхідність інтеграції мікрокліматичних та інших досліджень навколишнього середовища. Синенергія, що при цьому виникає, дозволяє успішніше вирішувати завдання усіх цих дисциплін.

Питання для самоконтролю:

1. Чим зумовлені фізико-географічні процеси?
2. Як на фізико-географічні процеси впливають фазові перетворення води?
3. Яким несприятливим фізико-географічним процесам запобігає безвідвальна оранка?
4. Які метеорологічні умови спричиняють погіршення якості атмосферного повітря?
5. За яких метеорологічних умов формуються епізоди високого забруднення атмосферного повітря?
6. Хімізація сільського господарства і якість навколишнього середовища.
7. Наземний транспорт як чинник забруднення атмосферного повітря.
8. Що таке меліорація? Які види меліорації Ви знаєте?
9. Що таке мульчування ґрунту?
10. Яку роль відіграє снігозатримання в формуванні мікроклімату?
11. Як досліджується вплив мікрокліматичних контрастів на несприятливі фізико-географічні процеси?
12. Хто першим вказав на принципову можливість перетворення земної поверхні з метою меліорації мікроклімату?
13. Охарактеризуйте сучасні тенденції розвитку мікрокліматології.

СЛОВНИК ОСНОВНИХ ТЕРМІНІВ І ПОНЯТЬ

Архітектоніка рослин – наука про закономірності формування рослин та їх органів залежно від умов зовнішнього середовища, внутрішніх чинників та необхідних функціональних й естетичних особливостей застосування.

Геофізика ландшафтів – наука про мікрокліматичні особливості окремих ландшафтів, що виявляються через просторові варіації основних метеорологічних величин.

Діяльна поверхня (шар) – поверхня (шар), в якій (якому) практично повністю засвоюється поглинена сонячна радіація.

Коефіцієнт турбулентності – інтенсивність перенесення певної субстанції (тепла, вологи, пилу і т.д.) у вертикальному напрямку через одиничну площадку в одиницю часу шляхом турбулентної дифузії.

Ламінарний межовий шар – нижня частина межового шару максимальною товщиною до декількох міліметрів, в якому повітря перебуває у нетурбулізованому стані.

Ландшафт – природний або перетворений (культурний) територіальний комплекс, який включає приземний шар атмосфери, рослинні угруповання, ґрунтовий покрив, різні споруди і шари гірських порід, які їх підстиляють, до першого водоносного горизонту.

Межовий шар – нижній шар атмосфери, який найбільш активно взаємодіє з верхніми шарами земної поверхні.

Меліорація мікроклімату – цілеспрямоване поліпшення певних властивостей мікроклімату через реалізацію спеціальних агротехнічних та інших заходів.

Мікроклімат – кліматичні особливості невеликих ділянок земної поверхні, зумовлені неоднорідністю будови або стану діяльних поверхонь і шарів.

Мікрокліматологія – наука, що вивчає місцеві особливості фізичних процесів приземного шару атмосфери, які спричиняють формування різних типів мікроклімату залежно від особливостей будови і стану земної поверхні.

Мульчування ґрунту – накривання ґрунту шарами тирси, сухого листя, соломи, гною, поліетиленовою плівкою або іншими штучними матеріалами з метою впливу на його повітряний, водний і тепловий режими, а також стан і структуру рослинного покриву.

Несамостійний мікроклімат – мікроклімат, у створенні якого велику роль відіграє адвекція повітря з боку, де він формувався над підстильною поверхнею із зовсім іншими властивостями.

Параметр шорсткості z_0 – максимальна висота шару повітря, в якому унаслідок тертя об підстильну поверхню відсутній поступальний рух повітря (вітер).

Приземний шар атмосфери – нижній декількаметровий шар атмосфери, фізичний стан якого формується під найбільшим впливом підстильної поверхні.

Самостійний мікроклімат – мікроклімат, який формується під впливом особливостей підстильної поверхні даного місця.

Турбулентний приземний шар – верхня частина межового шару, для якого характерна інтенсивна дрібномасштабна турбулентність, що генерується шорсткістю підстильної поверхні та термічною конвекцією.

Фізика приземного шару атмосфери – наука, що вивчає особливості фізичних процесів у приземному шарі повітря, установлюючи кількісні показники окремих величин та явищ.

Фітоклімат – метеорологічний режим середовища існування рослин. Формується з мікроклімату приземного шару повітря, в якому перебуває надземна частина рослин, і мікроклімату верхнього шару ґрунту, в якому розташовується їхня коренева система.

ПЕРЕЛІК ПИТАНЬ НА ІСПИТ

1. Мікрокліматологія як наука.
2. О.І. Воейков – засновник мікрокліматології.
3. Типізація діяльних поверхонь і шарів.
4. Вплив неоднорідності стану і будови діяльної поверхні на формування мікроклімату.
5. Особливості добового ходу складових радіаційного і теплового балансу та їх вплив на формування мікроклімату.
6. Особливості річного ходу складових радіаційного і теплового балансу та їх вплив на формування мікроклімату.
7. Теплообмін у ґрунті і його зв'язок з термічним режимом поверхні ґрунту.
8. Мікрокліматичні особливості піщаних і крейдянних ґрунтів.
9. Вплив снігового і крижаного покриву на формування мікроклімату.
10. Турбулентний теплообмін і турбулентне тертя у приземному шарі.
11. Організаційна підготовка мікрокліматичних досліджень.
12. Стаціонарні методи мікрокліматичних досліджень.
13. Похідні методи мікрокліматичних досліджень.
14. Використання фенологічних спостережень при мікрокліматичній зйомці території.
15. Вертикальний розподіл турбулентності у приземному шарі атмосфери.
16. Вплив погодних умов на вертикальні градієнти основних метеорологічних величин у приземному шарі атмосфери.
17. Мікрокліматичні показники та їх групи.
18. Особливості формування радіаційного балансу похилих поверхонь.
19. Режим температури і вологості повітря в умовах розчленованого рельєфу.
20. Вітровий режим розчленованого рельєфу.
21. Атмосферні опади і сніговий покрив в умовах розчленованого рельєфу.
22. Режим температури і вологості повітря у лісі.
23. Вертикальний розподіл метеорологічних величин у лісі.
24. Мікроклімат лісових галявин.
25. Вплив водойм на температуру і вологість повітря. Самостійний і несамостійний мікроклімат.
26. Бризова циркуляція і мікроклімат.
27. Роль напрямку і будови берегів у формуванні мікроклімату. Температура і вологість повітря в річкових долинах.
28. Особливості мікроклімату боліт і заболочених територій.
29. Особливості формування мікроклімату сільськогосподарських угідь.
30. Основні риси мікроклімату полів. Вплив динаміки рослинного покриву полів на мікроклімат.
31. Основні риси мікроклімату садів.
32. Методи захисту рослин від заморозків у складному рельєфі.
33. Основні риси мікроклімату полезахисних лісосмуг.
34. Конструкції лісосмуг і їх вплив на вітровий режим.

35. Швидкість вітру, випаровування і термічний режим на міжсмугових полях.
36. Міський острів тепла.
37. Особливості перебігу атмосферних явищ в умовах міста.
38. Динамічний і термічний фактори формування мікроклімату урбанізованих територій.
39. Вплив мікрокліматичних контрастів на формування сучасних фізико-географічних процесів.
40. Мікроклімат і навколишнє середовище.
41. Меліорація природних умов і мікроклімат.
42. Мікроклімат закритих приміщень.

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНИХ ДЖЕРЕЛ

Основні:

1. Ляшенко Г.В., Данілова Н.В. Практикум з мікрокліматології: навч. посібник. Одеса: ТЕС, 2016. 220 с.
2. Міщенко З.А., Ляшенко Г.В. Мікрокліматологія. Київ: КНТ, 2007. 336 с.
3. Foken T. Micrometeorology. Springer, 2008. 306 p.
4. Geiger, R., R. H. Aron, and P. Todhunter, 2009: The Climate Near the Ground, 7th Edition. Roman and Littlefield Publishers, Maryland, 523 pp.

Додаткові:

5. Водчиць О.Г., Затула В.І. Основи метеорології і кліматології: Навч. посібник. Київ: НАУ, 2017. 360 с.
6. Затула В.І., Затула Н.І. Регіональні особливості показника нерівномірності випадіння атмосферних опадів в Україні. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2015. Т. 3(38). С. 100-108.
7. Затула В.І. Регіональні особливості співвідношення кількості атмосферних опадів в весняно-літнє та осінньо-зимове півріччя в Україні. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2015. Т. 4(39). С. 32-40.
8. Клімат Києва / За ред. В.І. Осадчого, О.О. Косовця, В.М. Бабіченко. Київ: Ніка-Центр, 2010. 320 с.
9. Клімат України / За ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Київ: Вид-во Раєвського, 2003. 344 с.
10. Методи оцінки і районування мікрокліматичної мінливості радіаційно-теплових ресурсів України для оптимізації розміщення сільськогосподарських культур / Під ред. М.І. Кульбиди, З.А. Міщенко. Київ, УкрГМЦ, 2004. 111 с.
11. Міщенко З.А., Ляшенко Г.В. Мікрокліматичне картографування радіаційно-теплових ресурсів на морфометричній основі. *Метеорологія, кліматологія і гідрологія*. 1995. Вип. 30. С. 97-104.
12. Михайло Ілліч Щербань. Серія Видатні географи України / Упоряд. О.М. Маринич, Л.Г. Руденко. Київ: ВГЛ "Обрії", 2003. 110 с.
13. Настанова гідрометеорологічним станціям і постам. Вип. 3. Ч. 1. Метеорологічні спостереження на станціях. Київ: Ніка-Центр, 2011. 280 с.
14. Пащенко В. Про неточності природничої наукової термінології. *Вісник НАН України*. 2006. № 11.
15. Сніжко С.І., Паламарчук Л.В., Затула В.І. Метеорологія: Підручник. Київ: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2010. 592 с.
16. Сніжко С.І., Шевченко О.Г. Урбометеорологічні аспекти забруднення атмосферного повітря великого міста. Київ: Видавництво географічної літератури «Обрії», 2011. 297 с.
17. Шевченко О.Г., Сніжко С.І., Круківська А.В. Практикум з метеорології та кліматології. Київ: ФОП Маслаков, 2018. 117 с.
18. Barry R.G. Mountain weather and climate. 3rd edn. New York: Cambridge University Press, 2008. 506 p.

19. Foken T. 50 years of the Monin-Obukhov similarity theory. *Boundary-Layer Meteorology*. 2006. Vol. 119. P. 431–447. DOI: <https://doi.org/10.1007/s10546-006-9048-6>
20. Oke T.R. 2004: Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites. Instrument and Observing Methods, Report No. 81. WMO/TD No. 1250.
21. Schmidli J., Quimbayo-Duarte J. Diurnal Valley Winds in a Deep Alpine Valley: Model Results. *Meteorology*. 2023. Vol. 2, Iss. 1. P. 87–106. DOI: <https://doi.org/10.3390/meteorology2010007>
22. Warner T.T. Desert Meteorology. New York: Cambridge University Press, 2004.
23. Whiteman C.D. Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications. Oxford, UK: Oxford University Press, 2000. DOI: <http://dx.doi.org/10.1093/oso/9780195132717.001.0001>
24. Zardi D., Whiteman C. Diurnal mountain wind systems. In *Mountain Weather Research and Forecasting: Recent Progress and Current Challenges*; Chow, F.K., De Wekker, S.F.J., Snyder, B.J., Eds.; Springer: Berlin/Heidelberg, Germany, 2013; pp. 35–119.
25. Zatul V.I. Decomposition and modelling of the annual cycle of meteorological variables in the Ukrainian Carpathians. *Visnyk of V.N. Karazin Kharkiv National University, series "Geology. Geography. Ecology"*. 2018. Vol. 49. P. 95-106. DOI: <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2018-49-08>
26. Zatul V.I., Kyhtenko Ya.V., Oliinyk R.V., Snizhko S.I. Evaluation of atmosphere clearness and cloudiness parameters in the southern regions of Ukraine using statistical analysis. *Visnyk of V.N. Karazin Kharkiv National University, series "Geology. Geography. Ecology"*. 2021. Vol. 55. P. 159-173. DOI: <https://doi.org/10.26565/2410-7360-2021-55-12>
27. Zatul V.I., Zatul N.I., Symonets T.S. Observation and forecasting of thunderstorms in the modern practice of advisory of Kyiv International Airport (Zhuliany). *Conference Proceedings, Geoinformatics, May 2021*. Vol. 2021, p.1-6. DOI: <https://doi.org/10.3997/2214-4609.20215521076>