

**Івано-Франківський національний технічний
університет нафти і газу**

Л.М.Консевич

**ОСНОВИ
ГІДРОМЕТЕОРОЛОГІЇ
І КЛІМАТОЛОГІЇ
КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ**

2007

Міністерство освіти і науки України

**Івано-Франківський національний технічний
університет нафти і газу**

Кафедра екології

Консевич Л.М.

**КОНСПЕКТ ЛЕКЦІЙ
з курсу:
«Основи гідрометеорології
і кліматології»**

Для студентів спеціальності “Туризм”

**Івано-Франківськ
2007**

МВ

Консевич Л.М. Основи гідрометеорології і кліматології: Конспект лекцій. – Івано-Франківськ: Факел., 2007. – 124 с.

Конспект лекцій складений згідно з робочим навчальним планом спеціальності 6.050401 – туризм. Конспект лекцій затверджений на засіданні кафедри екології ІФНТУНГ “06” березня 2007 року, протокол №6. Містить конспективні положення по вивченню дисципліни “Основи гідрометеорології і кліматології” і призначений для самостійної роботи студентів денної і заочної форм навчання.

Рецензент:

доктор технічних наук,
доцент

_____ О.М. Адаменко

*Дане видання – власність Івано-Франківського
національного технічного університету нафти і газу.
Забороняється тиражування і розповсюдження.*

ЗМІСТ

Вступ	
Лекція 1 Склад гідросфери. Водні ресурси України.....	4
Лекція 2 Будова річкової системи	13
Лекція 3 Долина та русло ріки	23
Лекція 4 Водний режим рік.....	31
Лекція 5 Термічний та льодовий режим рік	38
Лекція 6 Режим наносів	44
Лекція 7 Хімічний склад і класифікації природних вод	47
Лекція 8 Поняття і критерії якості води	54
Лекція 9 Охорона поверхневих вод	63
Лекція 10 Метеорологія і кліматологія: предмет, поняття....	68
Лекція 11 Загальні відомості про повітряну оболонку Землі.	73
Лекція 12 Радіаційний і тепловий режим атмосфери	81
Лекція 13 Водяна пара в атмосфері	91
Лекція 14 Рух повітря в атмосфері	97
Лекція 16 Атмосферні фронти. Циклони і антициклони.....	103
Лекція 17 Синоптична метеорологія	107
Лекція 18 Кліматологія. Класифікації кліматів.....	117
Перелік використаних джерел.....	123

МОДУЛЬ 1

ЛЕКЦІЯ №1 СКЛАД ГІДРОСФЕРИ. ВОДНІ РЕСУРСИ УКРАЇНИ

Мета та зміст досліджень в гідросфері

Поняття "водні ресурси" містить всі води нашої планети, які знаходяться у вільному стані (хімічно незв'язаному): поверхневі і підземні води, ґрунтову вологу, води льодовиків, озер, штучних водоймищ, які використовуються або можуть бути використані людством на даному рівні розвитку його виробничих сил. В наш час основними водними ресурсами в нашій країні є прісні поверхневі і підземні води, які доступні для експлуатації.

Гідрологія це наука про водні об'єкти земної кулі: океани і моря, озера та водосховища, ріки, болота, льодовики та підземні води, які у сукупності складають водну оболонку Землі, її гідросферу. Вона вивчає закономірності формування водних об'єктів і процеси, які в них відбуваються, у тісному зв'язку з фізико-географічним середовищем та господарською діяльністю людини. Завданням гідрології є вивчення закономірностей формування стоку в басейні, рух води у водних об'єктах та їх режим.

Вода є джерелом життя на Землі. Ріки і озера дають воду для зрошення та обводнення земель, служать цілям транспорту, водопостачання та джерелом отримання енергії. Окрім того, що вода – велике багатство, вона може завдавати і великої шкоди при проходженні високих паводків і повеней. Втручання людини веде до зміни режиму водних об'єктів і водних систем в цілому. В майбутньому активне втручання людини в гідрологічні процеси буде безперервно зростати. В зв'язку з цим перед гідрологією постала задача вивчення впливу господарських заходів на гідрологічний режим водних об'єктів, систем, зокрема, річковий стік, рух наносів, хімічні і біологічні властивості річкових вод. Проблеми вирішування цих завдань створили нову галузь екології – екологію гідросфери.

Велике значення в змісті екологічних досліджень в гідросфері набуває розробка теорій довгострокових прогнозів водних ресурсів, які змінюються під впливом природних причин (внутрішньовікові та вікові циклічні коливання), та під впливом діяльності людини.

Щоб робити екологічні висновки і прогнози по водних об'єктах, необхідно вивчити процеси, які протікають на водозборах, а це неможливо без розуміння закономірностей фізико-

географічних процесів і явищ. Отже, для розуміння господарських перетворень і наслідків в гідросфері необхідно вивчити її природні явища і закономірності, які й розкриває для нас гідрологія і гідрохімія. Останні історично розвивались у тісному зв'язку з дисциплінами географічного циклу: кліматологією, метеорологією, геоморфологією, ботанікою, ґрунтознавством.

Вивчаючи закономірності змін рівнів і витрат води, терміки та льодового режиму, твердих наносів та руслових процесів, гідрологія спирається на результати багаторічних спостережень на водних об'єктах. Мережа гідрометеорологічних станцій охоплює не тільки крупні і середні, але і дуже малі ріки з площею водозборів в сотні і навіть десятки квадратних кілометрів, особливо в гірських районах. В системі гідрометслужби України нараховується в Івано-Франківській області 23 пункти опорної мережі, на яких ведуться регулярні гідрологічні спостереження, тривалість яких сягає 50 років, а в окремих випадках більше 100 років (р.Дністер – м.Галич). Крім того існує ще відомча мережа пунктів спостережень за гідрологічними явищами.

Інформацію про кількісний і якісний стан природних вод, необхідну для спеціаліста-еколога, можна отримати в спеціальних виданнях Державного водного кадастру. В цих виданнях сконцентровані всі дані про режим поверхневих і підземних вод, а також дані про їх використання різними галузями господарства. Таким чином, видання Державного водного кадастру дозволяють не тільки об'єднати накопичену інформацію про гідрологічний режим водних об'єктів, але й використати її для раціонального поводження та охорони водних ресурсів.

Розповсюдження води на Землі

Повний об'єм вільної (незв'язаної) води на Землі приблизно дорівнює $1,45 \cdot 10^9 \text{ км}^3$. З цієї кількості в морях і океанах утримується $1,34 \cdot 10^9 \text{ км}^3$, тобто 92%, в верхніх шарах земної кори у вільному вигляді – біля 60 млн.км³ (4%). Решта припадає на всі поверхневі води суходолу – озера, ріки, болота, льодовики, причому в льодовиках, головним чином в Антарктиді та Гренландії, знаходиться абсолютно переважаюча частина поверхневих вод суші.

Велика кількість води утримується в літосфері в фізично та хімічно зв'язаному стані. Деяка кількість вологі у вигляді пари знаходиться в атмосфері (біля 14 тис.км³) та заповнює порожнини в земній корі. Нарешті, вода утримується у всіх рослинних та тваринних організмах, у сукупності складаючи біосферу Землі.

Із всієї площі поверхні Землі, яка дорівнює 510 млн.км², поверхня Світового океану займає 361 млн. км² (71%), а поверхня суходолу 149 млн. км² (29%). Але площа поверхні усіх водоймищ суходолу дуже невелика – менше 3% суходолу. Льодовики охоплюють значно більшу площу – біля 11% суходолу.

Якщо підрахувати сумарний об'єм води у всіх ріках світу, то він опиниться приблизно рівним 2120 км³, тобто майже в мільйон разів менше об'єму води в Світовому океані і майже в 11 тисяч разів менше кількості води, яка накопичилась в льодовиках.

На поверхні материків виділяють дві категорії областей: *периферійні* (стічні) та *замкнуті* (безстічні). До периферійних відносять ті ділянки суходолу, з яких ріки виносять воду в Світовий океан. Замкнуті ж області не мають стоку в океан.

В свою чергу, ареал периферійних областей поділяють на *Атлантичний* та *Тихоокеанський* схили. Перший включає басейни всіх рік, які впадають в Атлантичний та Північний Льодовитий океан, а другий – басейни рік Тихого та Індійського океанів. Межу між цими схилами називають *головним вододілом Землі*.

Середній річний об'єм стоку поверхневих вод на земній кулі складає біля 45000 км³, що на всю площу суходолу дає шар стоку в 300 мм. Об'єм стоку з периферійних областей дорівнює біля 98% загального об'єму стоку з суходолу. Отже, на долю стоку всіх безстічних територій припадає всього 2%, хоча загальна їх площа дорівнює приблизно 1/5 всієї площі суходолу.

Найбільш багатководними на земній кулі є: західне узбережжя Північної Америки на північ від 40 паралелі, екваторіальна частина американського континенту (басейн р.Оріноко та частина лівобережжя р.Амазонки), атлантичне узбережжя Скандинавії, острови Суматра, Борнео, Нова Гвінея та деякі інші ділянки суходолу в тропічному поясі. Річний стік тут досягає 2000 мм і більше. В цей же час великі площі в центрі Азії, на Африканському континенті, Аравійському півострові і в Австралії мають мізерний стік (менше 50 мм).

Як природна речовина, вода являє собою цінну корисну копалину.

В сфері господарювання традиційно склались дві форми відношення до води – *водокористування* і *водоспоживання*. Водокористування пов'язано з виробництвом (наприклад, водним транспортом, рибним господарством), для якого вода служить середовищем діяльності; водоспоживання – з використання води для життєзабезпечення і в технологічних цілях. Для водоспоживання необхідна головним чином прісна вода з вмістом розчинених солей не більше 1 г/л, запаси якої на Землі оцінюються в розмірі 35 млн. км³. Однак більша частина (біля 70%) прісної води

знаходиться в твердому стані, який ускладнює поки що її практичне використання, і для водопостачання використовують головним чином річкові та озерні води, запаси яких не перевищують 0,26% сумарних запасів прісних вод на Землі. На долю прісних підземних вод, які мають звичайно високі якісні показники, приходиться приблизно 10,5 млн. км³, тобто приблизно 1/3 загального запасу прісних вод, однак їх експлуатація обмежена нерівномірним розподілом в земній корі.

Таблиця 1.1-Склад та об'єм гідросфери (за М.С. Львовичем)

Вид гідросфери	Об'єм, млн. км ³	Доля від загального об'єму гідросфери, %
Світовий океан	1370	93,96
Підземні води	60	4,11
в т.ч. зони активного водообміну	4	0,27
Льодовики	24	1,65
Озера	0,28	0,019
Грунтова волога	0,085	0,005
Пара атмосфери	0,014	0,0009
Річкові води	0,0012	0,00008
Уся гідросфера	1458,3802	100

На комунальне і промислове водопостачання щорічно в світі витрачають біля 600 км³, з них 150 км³ припадає на річкові води, 400- 450 км³ на води озер і підземні джерела.

Запаси прісних поверхневих вод слід оцінювати, як обмежені, що визначає необхідність розробки комплексних програм раціонального використання природних вод та охорони водних ресурсів в національному, регіональному та глобальному масштабі. Враховуючи тривале й неспинне забруднення природних вод різноманітними відходами, до 2015 року буде необхідно мати біля 20000 км³ свіжої води для їх розведення і повторного використання.

Подібний підхід дозволяє розглядати води як невід'ємну частину природного ландшафту, руйнування якого з позиції екологічної рівноваги неприпустиме.

Водні ресурси України.

Водні ресурси України – це поверхневі і підземні води, придатні для використання у водному господарстві. Всі водні об'єкти, незалежно від об'єму води в них, є складовими єдиного державного водного фонду. В Україні загальні запаси водних

ресурсів у пересічній за водністю рік становлять 94 млрд. м³, з них доступні для використання 56,2 млрд. м³ на рік.

Основна частина водних ресурсів країни, періодично або щороку відновлюваних, припадає на річковий стік (85 км³, без Дунаю), який складається з місцевого (51 км³) і транзитного (34 км³) стоку. Значна частина транзитного стоку (126 км³) належить Дунаю і надходить на територію України по його Кілійському гирлу.

Прісні підземні води в цілому відновлюються дуже повільно, їхні розрахункові запаси в країні становлять 27,4 км³, з яких не пов'язані з поверхневим стоком 8,9 км³. До водних ресурсів частково відносять води Чорного і Азовського морів, які опріснюються. Проте з економічних міркувань використання таких вод на сучасному етапі обмежене.

Запаси водних ресурсів на душу населення в Україні становлять 1 тис.м³, що досить мало порівняно з іншими країнами СНД.

Для регулювання стоку в Україні створено 1057 водосховищ і 27 тисяч ставків. Найбільші водосховища споруджено на Дніпрі, Сіверському Дінці й Дністрі.

Таблиця 1.2–Водні ресурси економічних районів України

Економічний район	Площа, тис.км	Водні ресурси, км ³ /рік	
		місцевого формування	сумарні
Південно-західний	269,4	39,2	77,0
Південний	113,4	1,97	193,8
Донецько-Придніпровський	220,9	11,2	65,9

Річкова мережа України.

Водозбори річок нашої країни групують у 9 основних районів.

1 Водозбір Балтійського моря містить частково басейн Вісли, охоплює 120 річок. Вони розташовані на північному заході країни і є притоками Сяну та Західного Бугу.

2 Басейн Дунаю охоплює Тису з її притоками, верх Серету, частину басейну Прута, а також невеликі степові річки, що впадають в придунайські лимани (в цілому більше 350).

3 До басейну Дністра (16% від території України) входять 550 річок довжиною більше 10 км; гірські, карпатські: Тисмениця, Стрий, Свіча, Лімниця, Бистриця, річки Подільської височини

(Гнила і Золота Липа, Стрипа, Серет, Збруч, Смотрич і степова – Кучурган).

4 Степових річок – між Дунаєм, Дністром та Південним Бугом близько 70. Вони, як правило, впадають у солоні причорноморські лимани. Найбільші з них – Копельник, Тілігульський, Сасик, Великий Куяльник.

5 Басейн Південного Бугу нараховує близько 300 річок, серед них Ров, Інгул, Чорний Ташлик.

6 До басейну Дніпра (44% від територій України) належать праві притоки Прип'яті (понад 120) – Тур'я, Стир, Горинь. На північ від Києва у Дніпро впадають Десна, Тетерів, Ірпінь, південніше – Рось, Сула, Ворскла, Самара, Інгулець.

7 У Криму нараховується 120 річок з довжиною понад 10 км – Салгір, Кача, Бельбек, Учан-Су, Улу-Узень та інші.

8 Басейн річок північного Приазов'я – Молочна, Обіточна, Міус, Кальміус.

9 Басейн Сіверського Дінця об'єднує близько 270 річок, до яких належать Оскол, Айдар, Деркул та інші.

10 Безстічна область невеликих розмірів, що розташована на півночі Кримського півострову.

Загальний кругообіг води в гідросфері

Між водними об'єктами гідросфери – океанами, морями, ріками, озерами, болотами і підземними водами верхньої зони земної кори – відбувається безперервний водообмін, який здійснюється у вигляді загально планетарного кругообігу води. Енергетичною основою цього потужного вологообігу є сонячна енергія та сила тяжіння.

Кожен рік поверхнею Землі поглинається $500 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{Рік})$ ($120 \text{ ккал}/(\text{см}^2 \cdot \text{Рік})$) короткохвильової радіації. За вирахуванням ефективного випромінювання поверхні, яке дорівнює $180 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{рік})$, радіаційний баланс її складає $320 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{рік})$. З цієї кількості на випаровування з Світового океану та суходолу витрачається біля $260 \text{ кДж}/(\text{см}^2 \cdot \text{рік})$, тобто 81% всієї величини радіаційного балансу.

Накопичення вологі в атмосфері відбувається головним чином за рахунок випаровування з поверхні океанів. Водяна пара, що розповсюджується в бік материків, частково конденсується та випадає у вигляді опадів над океаном, завершуючи тим самим малий кругообіг води.

Значна частина водяного пару досягає суходолу. При сприятливих умовах вона утворює опади, які стікають по схилах і далі по річкових руслах, частково поглинаючись ґрунтом або затримуючись в замкнених водоймищах. В подальшому вода з поверхні землі та з ґрунту знов випаровується. Але частина її

проникає в глибинні шари та живить водоносні горизонти підземних вод. Останні з часом віддають свої запаси в ріки або безпосередньо в океани і моря. Волога, яка поступила в атмосферу в результаті місцевого випаровування, рухається з загальним повітряним потоком у глибину материка і знов приймає участь в утворенні опадів. Такі внутрішньоматерикові обіги можуть повторюватись декілька разів, але рано чи пізно вода повітряним або наземним шляхом досягає океану.

Вода, яка збирається ріками периферійних областей, безпосередньо виливається в Світовий океан. Вода ж, яка накопичується в ріках безстічних областей, наприклад, в Каспійській западині, випаровується і попадає в океан в загальному потоці водяної пари. Тим або іншим шляхом уся вода повертається в океан, і таким чином замикається *великий кругообіг води на Землі*.

Інтенсивність загального вологообігу звичайно оцінюється за допомогою відношення загальної кількості опадів, які випадають за рік на всю поверхню Землі, до середнього вмісту води в атмосфері. Приймаючи середні для всієї Землі річні опади шаром в 1130 мм, отримуємо повний об'єм їх біля 577000 км³. Загальна кількість вологій в атмосфері оцінюється приблизно в 13000 км³. Отже, показник інтенсивності планетарного вологообігу дорівнює 44. Якщо ж вирахувати величини вказаного відношення окремо для різних широт на земній кулі, то вони будуть суттєво різнитися: в субтропіках інтенсивність вологообігу виявляється в два рази менше, а в помірному поясі – на 10% вище середньої.

Елементи гідрологічного кругообігу води.

Природні води – єдиний вид мінеральної сировини, запаси якого під час температурного кругообігу безперервно оновлюється. Складові елементи цього процесу, який називається гідрологічних кругообігом води – випаровування, опади, стік.

Випаровування – являє собою зворотній процес переходу води з рідкого або твердого стану в газоподібний, на що витрачається біля 23% сонячної енергії, що поступає на Землю. Основний об'єм водяної пари атмосфери утворюється при випаровуванні поверхневих вод. Так, з поверхні океану випаровується біля 505 млн. км³ води, з яких 458 млн. км³ повертається у вигляді опадів в акваторію океану, 47 млн. км³ переносяться на суходіл і випадає у вигляді прісних опадів, що має практичне значення для формування підземних вод. Іншими видами поступлень в атмосферу є випаровування з поверхні суходолу підземних вод в місцях їх виходу на поверхню, а також біологічна гілка випаровування – *транспірація*, яка являє собою результат життєдіяльності рослинного та тваринного світу. Усього з поверхні земної кулі за

рік випаровується в середньому 577 млн. км³ води. Випаровування залежить від таких чинників – температури, вологості, швидкості вітру, сонячної енергії; геологічних умов району; характеру, структури і вологості ґрунту, структурно-текстурних особливостей гірських порід, глибини залягання підземних вод.

Для кількісної оцінки процесу випаровування введені поняття: випаровування і випаровуваність.

Під *випаровуванням* розуміють середню величини фактично випарюваної води з даної поверхні суходолу, під *випаровуваністю* – кількість води, яка може випаровуватись з водної поверхні або зволоженої поверхні ґрунту за даних умов.

Сумарне випаровування визначають з поверхні суходолу і річкових басейнів за рік або по місяцях. Слід мати на увазі, що розрахункова величина випаровування зменшується внаслідок втручання людської діяльності.

Опади. Виникнення процесів переходу водяної пари в атмосфері в рідкий стан (конденсація) або безпосередньо в твердий (сублімація) пов'язане з наявністю ядер конденсації, які представлені різними аерозолями – твердими і рідкими частками природного і техногенного походження, зниженням температури повітря до визначеної межі, дотиком теплого повітря з холодною поверхнею Землі або змішуванням мас повітря з різною температурою.

Розрізняють тверді, рідкі та мішані опади. *До твердих належать:* паморозь (кристали льоду розміром до 0,1 мм), іній (до 0,5 мм), сніг, сніжна крупа (частинки до 2 мм), льодяна крупа (прозорі крупинки з непрозорим ядром до 3 мм), льодяний дощ (прозорі частки діаметром 1 – 3 мм), град (куски льоду більше 3 мм), ожеледиця (шар льоду на поверхні землі з дощу або паморозі).

До рідких опадів належать: роса (діаметр крапель 0,05 мм), дощ (0,5 – 7 мм), мряка (завислі у повітрі краплі 0,05 – 0,5 мм).

Серед *мішаних опадів* розрізняють танучий сніг, суміш дощу і снігу, а також туман.

Кількісна оцінка атмосферних опадів враховує – кількість безпосередньо, тривалість, інтенсивність, вид та час випадання. Кількість опадів вимірюють товщиною шару води (в мм), який встановився би при відсутності випаровування і стоку. Спостереження ведуться щоденно. При наявності опадів інтенсивністю більше 0,5 мм за одну хвилину їх називають зливами.

За тривалістю опади поділяють на *мрячні, обложні, зливні*. Умови зволоження території оцінюють за величиною коефіцієнта зволоження, який являє собою відношення кількості опадів до випаровування. Переважання опадів в цьому відношенні свідчить про умови достатнього або збиткового зволоження.

Сумарна річна кількість опадів на материках складає 11,9 тис.км³.

Дослідження показують, що найбільш “чисті” опади являють собою слабкі розчини з мінералізацією від 3– 4 до 30– 60 мг/л. наявні дані свідчать про те, що за рік опади можуть принести в поверхневий шар від 50 до 150 кг/га мінеральних речовин.

Стік. Атмосферні опади, які випали на Землю, частково випаровуються, а решта утворюють стік, який поділяється на *поверхневий і підземний*, який виникає під час просочування (інфільтрації) вод в гірські породи через пори і тріщини. Інтенсивність поверхневого стоку пов’язують, головним чином, з проявом природних факторів – кліматом району, рельєфом території, характеристиками ґрунтів, наявністю рослинності.

Головні кліматичні фактори: кількість і вид опадів, температура та відносна вологість повітря.

Рельєф території оцінюють за ступенем його розчленування яровою або річковою мережею, стрімкістю та протяжністю схилів.

Характеристиками ґрунтів є: їх вид (глинисті, глевкі або піщані), потужність шару, зерновий склад та зв’язок складових її зерен та агрегатів.

Рослинний покрив поверхні оцінюють за виглядом (трава, чагарник, дерева) та ступенем його покриття (суцільний, частковий).

Води поверхневого і підземного стоків приймають участь у живленні річкової мережі, формуючи таким чином річковий стік, головна особливість якого – нерівномірний розподіл в часі, який відображає періоди випадання опадів або сніготанення. Закономірності коливання витрат і рівня води, які обумовлені кліматичними умовами району називають *режимом* ріки.

Режим ріки характеризує наступні основні поняття: *межень* – період нормального рівня води ріки, живлення якої відбувається переважно за рахунок підземного стоку, *повінь* – період значного підйому рівня води в річці, обумовлений дією головного джерела живлення, який повторюється в один і той же час щорічно (сніготанення на рівнинних ділянках, танення снігу та льодовиків у високогір’ї) і *паводок* – період короткочасного нерегулярного підйому рівня води в якому-небудь створі ріки, викликаний переважно випаданням дощів.

ЛЕКЦІЯ №2 БУДОВА РІЧКОВОЇ СИСТЕМИ

Формування річкової мережі.

Ріки, озера, болота, тимчасові водотоки, штучні водоймища (водосховища, пруди) у сукупності створюють гідрографічну мережу території. Річкова мережа, таким чином, є частиною гідрографічної мережі.

Будова річкового басейну, його рельєф, характер гідрографічної мережі, річкових долин і русел (річищ) впливає на процеси стікання опадів і гідрологічний режим рік. Важливу роль відіграють і такі фізико-географічні фактори, як геологічна будова, ґрунтовий та рослинний покрив, зокрема лісистість, озерність, заболоченість та інші.

Сучасна річкова мережа складалась на протязі багатьох тисячоліть. Під час геологічних епох вона відчувала зміни у зв'язку з тектонічними процесами (підняттям та опусканням ділянок земної кори), наступом та відступанням зледенінь, трансгресією та регресією морів, а також в результаті ерозійної діяльності самих водних потоків.

Ці зміни відбуваються і в теперішній час. За свідченням геологів, повільні тектонічні рухи земної кори спостерігаються і в сучасну епоху. В гірських районах коливальні рухи земної кори відбуваються швидше і іноді супроводжуються раптовими вертикальними зміщеннями. В результаті цих явищ змінюється базис ерозії рік і підсилюється перебудова гідрографічної мережі.

Основні контури річкової мережі визначаються первинним рельєфом поверхні, який утворився внаслідок процесів гороутворення та дії древніх зледенінь, але водним потокам притаманна велика жива сила і здатність сильно змінювати поверхню землі. Навіть високі гори на протязі тисяч століть можуть бути повністю стерті з обличчя землі ерозією. Із зміною рельєфу змінюється і структура річкової мережі. Гідрографічна мережа перетворювалась, пристосовуючись до чергування більш стійких і менш стійких гірських порід.

Утворення річкової мережі в рівнинних умовах відбувається наступним чином. Під час сильних дощів вода, яка стікає по схилу, по-перше утворює мілкі ерозійні борозни і промоїни, які простягнуті паралельно один одному. Із збільшенням кількості води окремі промоїни можуть з'єднуватись; тоді тальвег їх поглиблюється і промоїна перетворюється в яр або сухоріччя. Якщо яр настільки заглиблюється, що розкриває поверхневий водоносний горизонт підземних вод, то в ньому з'являється постійна течія води навіть під час посухи. З цього місця починається струмок, який

відрізняється від ріки малими розмірами та відсутністю в його долині заплави та терас.

Визначеної межі між струмком та малою рікою немає. Багато рік степової частини України ярового походження. Але ріки можуть також починатись з озер, боліт, льодовиків.

В сучасних умовах важливу роль відіграє господарська діяльність людини. Будівництво гребель та каналів, вирубка або, навпаки, посадка лісів, розорення ґрунтів та інші заходи призводять до зміни розмірів повені ті паводків, що тягне за собою збільшення або послаблення ерозійної діяльності потоків та зміни в будові річкової мережі.

Річкова мережа

Головна ріка, яка впадає в приймальне водоймище (море, озеро), і всі водотоки, які збирають в неї воду, складають *річкову систему*. В річковій системі розрізняють притоки різних порядків (класів). Ріки, які впадають в головну ріку, називають притоками першого порядку: ріки, які впадають в притоки першого порядку – притоками другого порядку і т.д. Чим більше річкова система, тим більше найвищій порядок водотоків. Зрозуміло, що самий високий порядок отримують самі малі і нерозгалужені водотоки системи.

Головна ріка, як правило, має найбільшу довжину і розміри русла і найбільш багатоводна серед рік системи. Однак іноді ці умови не виконуються. Наприклад, р.Ока до злиття з р.Волгою має довжину 1500 км, а Волга – всього 1340 км. Довжина р.Іртиш на 57 км більша довжини р.Обь до місця впадіння Іртиша. Водність р.Ангара більша ніж водність р.Єнісея до місця їх злиття. Це пояснюється історично склавшимися уявленнями про важливість тієї чи іншої ріки.

Недоліком приведеної класифікації є те, що один і той же порядок можуть отримати ріки самих різних розмірів. Наприклад, р.Ока, яка має площу басейна 245 тис.км кв., і р.Керженець з площею басейна 5200 км² належать до приток першого порядку р.Волга. Зрозуміло, що ці дві ріки значно розрізняються як за гідрологічним режимом, так і за характером русла.

Інший підхід запропонований Р.Хортоном. Найнижчий порядок присвоюється самим малим нерозгалуженим водотокам. Притоками другого порядку будуть ті ріки, в які впадають притоки першого порядку; притоками третього порядку – ріки, які приймають притоки першого і другого порядків і т.д. Головна ріка в цьому випадку отримує вищий порядок.

В цій класифікації рікам приблизно однакових розмірів (однакової довжини та водності) присвоюється один і той же порядок. Однак і вона не без недоліків. Головна ріка зберігає свій

порядок на значній відстані, хоча після впадіння декількох крупних приток її водність значно підвищується.

В будові річкових систем за Р.Хортоном є визначені *закономірності статистичного характеру*.

1 Відношення числа водотоків даного порядку до числа водотоків наступного більш високого порядку більш менш постійно для всіх порядків в даному басейні. Це відношення, за Хортоном, названо коефіцієнтом біфуркації, більше для гірських басейнів, ніж для рівнинних; для плоских та горбистих водозборів воно дорівнює приблизно 2, а для досить перетятих та гористих водозборів – 3-4.

2 Відношення середньої довжини водотоків даного порядку до середньої довжини водотоків більш низького порядку також виявляє визначену сталість.

Рисунок річкової системи

Характер з'єднання приток з головним руслом та їх розташування в річковій системі впливають на тривалість та форму хвилі повені і паводків. В витягнутому басейні з рівномірним розташуванням приток добігання опадів до замикаючого створу більш тривале, і паводок має виположену форму. В округлому басейні з радіально розташованими головними притоками концентрація опадів в головному руслі відбувається скоріше і гідрограф набуває більш гострої форми.

В природі зустрічаються самі різноманітні рисунки річкових систем, але всі їх можна звести до декількох основних типів: а) деревовидна або дендрична форма; б) прямокутна і в) доцентрова.

Деревовидній системі притаманно приєднання приток під гострим кутом до головного русла. Те ж спостерігається і між притоками. Цілий басейн по формі нагадує крону листяного дерева. До цього типу можна віднести ріки Середньо-Руської височини та Полісся. Басейни гірських рік також часто мають деревовидну систему.

В *прямокутних системах* притоки приєднуються до головного русла під прямим кутом, і вся система як би поділяє басейн на прямокутники різних розмірів. В якості прикладу можна навести р.Куру в середній течії та р.Алазані.

Доцентрова система характеризується сходженням приток до центру. Близькими до неї по формі є системи Верхньої Волги, Тереку.

В літературі зустрічаються і інші найменування, які відносяться до різновидностей цих трьох основних типів.

Звивистість та густота річкової мережі

Рікам не притаманна прямолінійна течія – вони завжди звивисті. Звивистість визначається рельєфом місцевості, по який протікає ріка, ступенем податливості гірських порід і ґрунтів, які складають долину і схили русла, а також динамічними властивостями самого потоку. Відомо, що при невеликому відхиленні потоку від прямолінійного кривизна буде підсилюватись під впливом поперечних циркуляцій водних мас. Це питання розглядається в розділі про руслові процеси.

Звивистість ріки на ділянці характеризується відношенням довжини ріки на розглянутій ділянці до довжини прямої, яка з'єднує початок та кінець ділянки. Це відношення називають *коефіцієнтом звивистості* ($K_{зв}$).

Ріка на своєму протязі може мати різну звивистість. Тому першочергово коефіцієнти звивистості вираховуються для окремих ділянок, які мають більш менш загальний напрямок. Для визначення довжини ділянок ріки використовують карту крупного масштабу, але ще краще користуватись аерофотознімками. Особливо це рекомендується робити при визначенні довжини сухоріччя та ярів.

Ступінь насиченості території водотоками (обводненість) характеризується *коефіцієнтом густоти річкової мережі*. Він дорівнює відношенню сумарної довжини всіх водотоків до площі території. Вимірюється в км/км².

Простіше всього його обраховувати таким шляхом: ділити весь басейн ріки на малі рівновеликі квадрати і обраховувати довжину водотоків в кожному квадраті, а потім додавати всі довжини і ділити на площу басейну.

Доцільно цю величину вираховувати окремо для рік і для тимчасових водотоків, тому що при рішенні деяких задач, наприклад при оцінці селенебезпечності в гірських районах або ерозійної діяльності потоків, найбільший інтерес представляють тимчасові водотоки.

Річкова мережа розподілена досить нерівномірно по території. Це зв'язано, головним чином, з різною кількістю опадів, а також з геологічною будовою і ґрунтово-рослинним покривом.

По території України густота річкової мережі змінюється від нуля в деяких південних районах до 2 км/км² в Карпатах. Зміна густоти річкової мережі простежується в напрямку з північного заходу на південний схід, зменшуючись в кількості. В зоні лісів вона складає 0,40–0,60 км/км²; в степовій зоні зменшується до 0,30–0,20, а на півдні України та в степовому Криму – до 0,05 км/км².

З підвищенням місцевості в Карпатах та гірському Криму річкова мережа знов густішає до 0,8–1,0 км/км², а в районах,

найбільш рясно вкриваємих опадами, в верхів'ях лісового поясу досягає густини 1,5-2,0 км/км².

З коефіцієнтом густини річкової мережі зв'язано поняття про довжину схилового стікання опадів. Чим рідше річкова мережа, тим більшу відстань повинна подолати вода по поверхні схилу до русла. З зростанням шляху поверхневого стікання зростає витрата схилового стоку, а слід і його ерозійна властивість. Тому ця величина представляє цікавість при вивченні процесів ерозії і яроутворення.

Виток і гирло

Витоком називається місце, де починається ріка; течія тут звичайно спостерігається на протязі всього року, а русло набуває характерні для ріки риси.

Ріка може витікати з озера, болота, починатись від льодовика або виходу ґрунтових вод. В карстових районах та районах розповсюдження тріщинуватих вулканічних лав джерела, що дають початок рікам, можуть мати дебіт, який вимірюється сотнями літрів і навіть кубічними метрами в секунду.

Іноді ріки починаються від злиття двох водотоків з іншими назвами. Наприклад, р.Обь починається від злиття р.Біі з р.Катунню; р.Амур – від злиття р.Шилки і р.Аргуні, але при визначенні повної довжини ріки слід рахувати відстані від витоку найбільш довгого притоку.

Ріки, які витікають з озер, мають чітко виражений виток. До них належать р.р. Ангара, Нева, Св.Лаврентія, яка бере початок з оз.Онтарію.

В інших витокі виражені неявно. Волга витікає з боліт на Валдайській височині. Влітку болота пересихають і виток Волги відступає.

Витоки рік, які беруть початок в яружній сітці, виявляють тенденцію зміщуватись вгору до вододілу.

Початок льодовикових рік також може зміщуватись в зв'язку з відступанням та наступанням льодовиків. Ріка може витікати з льодовикового гроту або починатись декількома струмками від кінця льодовикового язика.

Місце впадіння ріки в іншу ріку, озеро або море називається його *гирлом*. Морські гирла досить відрізняються за своєю будовою та гідрологічним режимом від решти частин ріки. Типи морських гирл та особливості їх гідрологічного режиму розглядаються в спеціальному розділі гідрології. На Україні представлені два основні типи гирл: дельта (р.Дунай) та естуарій (Дністер, Дніпро).

Річковий басейн

Територія, з якої вода по поверхні і підземним шляхом (з товщі гірських порід та ґрунтів) стікає в дану ріку, називається її *басейном*. Басейн обмежений поверхневою та підземною вододільними лініями – *вододілами*. Поверхневий вододіл проводиться по найвищим точкам на місцевості і обмежує площу, з якої вода по поверхні стікає в дану ріку. Ця площа називається поверхневим водозбором. Підземний же вододіл обмежує площу розповсюдження ґрунтів, з яких підземні води збираються рікою. Ця площа називається підземним водозбором.

Поверхневий і підземний вододіли іноді не співпадають. Частіше це зустрічається в гірській місцевості внаслідок складного нашарування гірських порід. Тому поверхневий і підземний водозбори можуть бути різними по площі. В таких випадках величини модуля та шару стоку, вираховані по площі поверхневого водозбору, можуть також бути різними для двох сусідніх басейнів, які знаходяться в ідентичних кліматичних і фізико-географічних умовах і розрізняються лише за гідрогеологічними умовами.

Однак різниця в величинах модуля стоку, яка обумовлена неспівпадінням поверхневого і підземного вододілів, зменшується з зростанням площі басейну, тому що при цьому мінімізується відносна величина різниці в площах поверхневого і підземного водозборів. Тому при гідрологічних розрахунках звичайно за розмір басейну приймають площу поверхневого водозбору.

При вивченні режиму рік корисними є наступні характеристики вододілу: довжина, коефіцієнт розвитку та середня висота вододілу.

Довжина вододілу визначається за крупномасштабною картою в горизонталях, на якій попередньо проводиться вододільна лінія з максимальною точністю. Якщо нас цікавить частина басейну до якого-небудь пункту на ріці (замикаючий створ), то лінія вододілу повинна бути замкнена на цьому пункті.

Коефіцієнтом розвитку вододільної лінії називається відношення її довжини до довжини кола, який має площу рівну площі басейну F . Якщо позначити довжину вододільної лінії L , довжину кола l , то коефіцієнт розвитку вододільної лінії v буде дорівнювати

$$v = L/l. \quad (2.1)$$

Величина v завжди більше одиниці. Найменше значення її отримуємо тоді, коли басейн по формі наближається до кола, тобто коли річкова система його наближається до типу доцентрової. При такому розташуванні приток концентрація опадів в головному руслі

відбувається в самий короткий строк. З зростанням коефіцієнту розвитку вододільної лінії термін добігання опадів зростає. Звідси витікає, що коефіцієнт розвитку вододільної лінії пов'язаний з формою гідрографу паводків та повені на даній ріці: чим менше його значення, тим вище і коротше повинен бути паводок при інших рівних умовах.

Середня висота вододілу знаходиться за профілем вододільної лінії, який будується в абсолютних відмітках. Для цього профіль планіметрується та площа його ділиться на довжину вододільної лінії.

Морфометричні характеристики басейну

До числа їх відносять: площа, довжина, середня ширина, середній нахил, середня висота, гіпсографічна крива, графік зміни ширини басейну по довжині ріки і графік зростання площі по довжині ріки.

Площа басейну визначається як площа горизонтальної проекції території, яка обмежена поверхневим вододілом. Знаходиться шляхом планіметрування або за допомогою палетки по карті досить крупного масштабу, на який попередньо проводиться лінія вододілу. Палеткою називається прозора пластинка з сіткою квадратів, площа яких відома в масштабі карти.

У великих річкових басейнах, особливо посушливих областей, можуть знаходитись площі, де опади повністю витрачаються на випаровування або утворюють водотоки, які впадають в безстічні водоймища, з яких вода більшою частиною випаровується. Безстічні території можуть досягати великих розмірів. Наприклад, в Північному Казахстані в басейні р.Тобол до м.Кустаная їх площа складає 16300 км (більше половини площі басейну). Такі площі доцільно виділяти і розглядати окремо.

За довжину басейну приймають відстань по прямій від замикаючого створу або гирла головної ріки до самої віддаленої точки басейну. Зрозуміло, що довжина басейну завжди менше довжини ріки. Якщо басейн вигнутий, то пряма замінюється ломаною, кожний відрізок якої повторює головні вигини русла.

Знаючи площу басейну F та його довжину L_b середню ширину B_b знаходять за виразом:

$$B_b = F/L_b. \quad (2.2)$$

Максимальна ширина басейну визначається за прямою, яка перпендикулярна вісі басейну (лінії, за якою визначалась його довжина) в найбільш широкому місці. Довжина та середня ширина басейну пов'язані з тривалістю та формою гідрографу повені. В

басейнах більшої довжини гідрограф розтягнутий більше, тому що вода добігає довше, ніж в коротких басейнах. Чим ширше басейн, тим більша кількість води одночасно поступає в русло і тим, слід, вища повинь.

Гіпсографічна крива показує, яка площа в даному басейні знаходиться вище або нижче відмітки, яка нас цікавить, її широко застосовують в гідрологічних прогнозах для гірських рік, особливо для визначення площі, яка зайнята снігом в період сніготанення, коли відома висота снігової межі.

Гіпсографічна крива може служити також для порівняння висотної будови різних басейнів. Для цього вона перебудовується в відносних координатах: на горизонтальній осі відкладаються частки площі від всієї площі басейну, а на вертикальній – відношення висот до повної амплітуди висот в басейні.

Гіпсографічні криві в відносних координатах, які побудовані для різних рік поєднуються на одному графіку, що дозволяє провести їх типізацію. Аналіз великої кількості кривих показує, що їх форма виявляє тенденцію до стійкості в однорідних геологічних структурах та кліматичних умовах.

При визначенні площі басейну, для якого необхідно побудувати гіпсографічну криву або вирахувати середній нахил, планіметривати слід окремо площі, які знаходяться між сусідніми горизонталями. Для цього весь діапазон висот в басейні розбивається на ряд висотних сходинок. Чим більша амплітуда висот, тим більше за величиною беруться висотні інтервали. Звичайно їх приймають з таким розрахунком, щоб загальна кількість сходинок була 6-8.

Результати записують в таблицю за формою:

Таблиця 2.1–Розрахункові дані для побудови гіпсографічної кривої

Інтервали висоти, м	Площа в інтервалі		Площа в зростаючому порядку	
	км ²	%	км ²	%
0-500	45	1,6	45	1,6
501-1000	326	11,5	371	13,1
1001-1500	965	34,1	1336	47,2
1501-2000	640	22,6	1976	69,8

Продовження таблиці 2.1

Інтервали висоти, м	Площа в інтервалі		Площа в зростаючому порядку	
	км ²	%	км ²	%
.....	100
Сума		100		

Одночасно планіметрують і всю площу басейну. Вона повинна співпадати з сумою окремих площ між горизонталями. Для характеристики розподілу площі басейну за висотою будується гіпсографічна крива а також сходишковий графік розподілу площ між горизонталями.

Важливою кількісною характеристикою є середня висота басейну. Середня висота може визначатись за гіпсографічною кривою шляхом планіметрування площі, яка лежить нижче кривої, і ділення її на площу річкового басейну (або на 100% , якщо на осі абсцис відкладені відсотки), але може бути вирахована за формулою:

$$H_{cp} = (f_1H_1 + f_2H_2 + \dots + f_nH_n)/F, \quad (2.3)$$

де f_1, f_2, f_n – площі в межах висотних інтервалів;

H_1, H_2, H_n – середні висоти цих інтервалів, м;

F – площа басейну, км².

Із зміною висоти місцевості в гірських районах змінюється багато кліматичних елементів: опади, температура, вологість повітря, сніговий покрив та інші. Простежується також вертикальна поясність ґрунтово-рослинного покриву. Все це відбивається на річковому стоку – величина його, як правило, збільшується з висотою басейну. Тому при розрахунках стоку середня висота є одним з головних параметрів басейну.

Середній нахил басейну. Від нахилу поверхні басейну залежить швидкість стікання води, а слід, висота та тривалість паводків і повені.

Для його обрахування проводять планіметрування окремих площ між горизонталями так, як про це говорилося вище. Середній нахил між горизонталями дорівнює відношенню різниці відміток між горизонталями до середнього горизонтального прокладення між ними.

Середній нахил всієї поверхні басейну вираховується як середньо зважене з значень нахилів окремих площ між горизонталями, тобто за виразом:

$$i_{cp} = (f_1i_1 + f_2i_2 + \dots + f_ni_n)/F, \quad (2.4)$$

де f_1, f_2, f_n – площі між горизонталями;
 i_1, i_2, i_n – середні нахили окремих площ між горизонталями;
 F – площа басейну, км².

Існують і інші спрощенні методи визначення середнього нахилу, які дозволяють досить швидко знаходити його наближене значення. Величина середнього нахилу використовується при дослідженні максимального стоку, стоку наносів та схилової ерозії.

Фізико-географічні характеристики басейну

Режим рік, крім кліматичних факторів, залежить від фізико-географічних характеристик басейну: географічного положення, рельєфу, геологічної будови, ґрунтів, рослинного покриву, розповсюдження озер і боліт.

Географічне положення визначається координатами широти та довготи місцевості. Крім того, вказується близькість розглядаємої території до морів, океанів, пустель, розташування відносно великих гірських систем. Великі водні простори на шляху пересування повітряних мас будуть сприяти пом'якшенню клімату, підвищенню вологості, а сусідство сухих територій – навпаки, підвищенню його континентальності. Гори здійснюють сильний вплив на переміщення та трансформацію повітряних мас.

Рельєф. Основними характеристиками рельєфу служать орографічна схема, таблиця розподілу площ за висотними зонами та гіпсографічна крива. В описанні повинна бути дана характеристика гірських ланцюгів (їх висота, крутизна схилів), плато та улоговин.

Рельєф рівнинних басейнів описується головним чином з точки зору його впливу на швидкість стікання опадів та витрат води на випаровування та інфільтрацію. Особлива увага приділяється розповсюдженню малих безстічних заглиблень, які затримують талі води та рідкі опади.

Геологічна будова та ґрунтовий покрив. Найбільша увага приділяється таким властивостям ґрунту та порід, як механічний склад, структурність, скважність, вологоємність, водопроникність, які визначають спроможність їх пропускати та накопичувати вологу. Дуже важливі також дані про наявність, глибини залягання та потужність водоносних горизонтів та їх взаємодію з рікою, про кількість і характер джерел. До скельних порід дається характеристика їх тріщинуватості. Важливу гідрологічну роль відіграють карстові явища в басейні.

Багаторічна мерзлота. На півночі і, особливо на північному сході Євразії широко розповсюджена багаторічна мерзлота, яка найбільш сильно впливає на режим рік Лени, Яни, Колими та ін. При описанні басейнів рік цих районів необхідно привести дані про характер розповсюдження багаторічної мерзлоти (суцільна, з

таликами, острівна), потужність мерзлих порід, глибину їх залягання.

Рослинний покрів. Велику роль в формуванні режиму ріки відіграє ліс. Він впливає на кількість опадів, їх витрачання на випаровування, на накопичення снігу, втрати води на інфільтрацію, накопичення підземних вод та швидкість стікання води.

При характеристиці лісу необхідно вказувати склад, щільність та вік його, а також вирахувати так званий коефіцієнт лісистості – відношення площі вкритої лісом до загальної площі басейну.

Для гірських басейнів корисно звернути увагу на розподіл рослинності, особливо лісу, за висотними зонами, а також по схилах різної експозиції. Слід привести дані про площі орних земель та переважаючі культури.

Озерність та заболоченість характеризуються коефіцієнтами, які представляють собою відношення площі озер і боліт до загальної площі басейну.

Ці коефіцієнти або близькі до них відношення широко застосовуються в гідрологічних розрахунках.

Льодовики накопичують тверді опади і підвищують стік в літній період. При характеристиці льодовиків вказується їх положення та площа в басейні, а також відмітки області живлення та кінця льодовикового язика.

ЛЕКЦІЯ №3 **ДОЛИНА ТА РУСЛО РІКИ**

Формування долини

Сучасні річкові долини формувалися в тектонічних пониженнях або заглибленнях, які пропахались льодовиками. На протязі десятків тисяч років водний потік змінював долину, повздовжній профіль та планові окреслення.

Якщо на протязі довгого часу не відбувається скорих зміщень поверхні землі або базису ерозії (рівня, лімітуючого заглиблення русла), то річка набуває нормального ерозійного циклу. Розміри долини та русла кожної ріки знаходяться у тісному зв'язку з величиною її стоку та гідрологічним режимом.

На ранній стадії ріка інтенсивно розмиває річище і виносить всі наноси, які утворюються при цьому. Русло ріки постійно заглиблюється, долина набуває крутих схилів, а дно її заповнено водою. Там, де потік зустрічає більш тверді породи, утворюються пороги та водоспади. Повздовжній профіль ще не вироблений.

В плані річкова долина характеризується різкими поворотами, які обумовлені первинним рельєфом місцевості та різною піддатливістю ґрунту до розмивання. Але вже на цій стадії

розвитку, на ділянках з малими нахилами та невеликою швидкістю течії, можуть відкладатися наноси і утворюватись алювіальна заплава. Це відбувається попереду виходу порід, що важко розмиваються, створюючи підпор потоку.

В подальшому, з врізанням потоку в гірські породи, повздовжній профіль вирівнюється, але все ще залишається різномірним. На ділянках з пониженими нахилами посилюється бічна ерозія. Русло розширюється, і окреслення його в плані стають більш плавними, утворюються заплава і осередки.

Поступово річка сягне виробити плавно-увігнутий профіль, при якому потік здатен лише переносити поступаючи зверху наноси, але глибинна ерозія припиняється. На цій стадії річище ріки звивисте і часто розбите на рукави. Наступає стадія старіння ріки.

Формування заплави пов'язано з внутрішньорічним коливанням водності ріки – з проходженням повені і паводків, які несуть велику кількість наносів. Під час високої водності наноси відкладаються в розширених місцях долини, утворюючи *побічні*. Меженний потік не спроможний їх повністю зруйнувати і прокладає собі шлях серед наносів. В гірських районах зростанню побічних сприяють виноси приток селевого типу.

Звичайний цикл розвитку долини може порушуватись внаслідок пониження або підвищення базису ерозії, або вертикальних зміщень витоку ріки. При пониженні базису ерозії внаслідок рухів ділянок суходолу або пониженні рівня моря нахил на нижній ділянці збільшується, ріка омолоджується і знову починає заглиблювати своє річище.

Утворення терас в алювіальних відкладах можна уявити собі наступним чином. Першочергово русло знаходилося біля лівого схилу. Внаслідок (блукання) по дну долини та заглиблення воно зміщується до протилежного схилу і опиняється на більш низькому рівні. В подальшому цей процес продовжується і русло займає середнє положення. Ділянки попередніх заплав, які залишилися не розмитими, з одного і з другого схилу перетворюються в тераси.

Природний розвиток річкової долини може порушуватись внаслідок втручання людини (будівництво греблі, пониження рівня внутрішніх водоймищ і т.ін.), і зміни характеру руслових процесів.

Типи річкових долин

За походженням розрізняють наступні типи долин: *тектонічні, ерозійні та льодовикові*. Однак у чистому вигляді долин одного походження не існує, і в формуванні будь-якої долини велике значення має ерозійний фактор. З іншого боку, первинна форма долин завжди має тектонічне походження.

За характером поперечного профілю розрізняють наступні п'ять типів долин:

щілини – глибокі і вузькі долини з уривчастими, іноді нависаючими схилами; ширина їх по дну майже дорівнює ширині русла. Зустрічаються в горах серед скельних порід, які важко руйнуються;

каньйони – глибокі долини з дуже крутими схилами і порівняно вузьким дном. Формуються в посушливих кліматах та в ґрунтах, що легко розмиваються. Слабка розробленість схилів пояснюється слабким розвитком схилового стоку на даній ділянці ріки. Зустрічаються в передгір'ях;

ущелини – глибокі гірські долини зі скельними крутими, звичайно вигнутими схилами. Зустрічаються у всіх гірських районах;

трапецевидні – широкі долини з прямими або опуклими пологими схилами. Це найбільш розповсюджена форма долин в рівнинних умовах. Різновидністю цього типу є так звана ящикоподібна долина з широким, плоским дном та крутими схилами;

коритоподібні – широкі долини з ввігнутими схилами, які стають пологими до тальвегу, з широким дном. Характерні для гірської місцевості, де вони утворюються за участю льодовиків (*троги*).

Звичайно на невеликих ріках зустрічаються долини з неявно вираженими поперечними профілями. Докучаєв писав, що на Україні багато малих рік, в яких *“в суцності нет своего русла и определенных берегов, нет собственного дома, - они воспользовались и до сих пор довольствуются теми, уже готовыми, блюдцами, ложбинами и западинами, которые остались после ледника, и только больше заболотили их...”*.

Поперечний профіль долини

В зрілій річковій долині, яка сформувалась в ґрунтах, що легко розмиваються, розрізняють наступні головні елементи: дно або ложе долини займає її нижню частину, заплаву, русло та схили долини, на яких розташовані тераси. Русло і заплава є частинами дна долини.

Руслом називається найнижча частина долини, яка постійно зайнята водним потоком. Розрізняють наступні елементи русла: дно, береги, бровки та відкоси берегів. На ділянках з невеликими нахилами русло іноді розбивається на рукави, розділені осередками і островами. Частіше це спостерігається в низов'ях ріки, але може мати місце і в середній течії, в тому числі і на гірських річках там,

де потік з тіснин попадає в широку долину. Багато гірських рік в їх сучасному стані являють собою чергування розширень та звужень.

Заплава – частина долини, яка щорічно в повінь або в паводок заливається водою. Може бути розташована як по обох схилах, так і на одному з них, іноді взагалі відсутня. На заплаві може простежуватись вал, який поділяє її на дві частини: “низьку” та “високу” заплави. Остання затоплюється лише в найбільш багатоводні роки. На рівнинних ріках заплава може сягати від 0,5 км (наприклад, верхня Волга) до 3-8 км (середня Волга), до 30-60 км (нижня Волга).

Заплава може мати рівну, або хвилясту поверхню, покриту луками, чагарниками, лісом. Вона буває сухою або заболоченою. Поблизу русла на заплаві утворюється прирусловий вал.

Тераси за походженням поділяються на *ерозійні*, вироблені в корінних породах та *аккумулятивні*, утворені потоком в товщі власних відкладів. Останні зустрічаються частіше. Можуть бути тераси і мішаного походження. Наприклад, на лівому схилі р. Дніпро знайдено 6 терас в інтервалі висоти більше 100 м, ширина їх досягає десятків кілометрів. Тераси мають наступні морфологічні елементи: поверхня тераси; уступ – крутий схил в бік ріки; бровка тераси; підшва уступу у його основи; тиловий шов – лінія приєднання зі схилом долини або уступом вище розташованої тераси.

Лінія приєднання схилу до дна долини називається підшвою схилу, а лінія по якій схил приєднується до місцевості (корінного берега) – його бровкою.

Гідрологічна роль долин

Долина впливає на режим ріки. Під час повені велика кількість води тимчасово утримується на заплаві і стікає з затримкою. Як наслідок цього підйом повені уповільнюється, а спад розтягується. В цілому повінь стає більш тривалою і менш високою. Ця регулююча дія долини тим більше, чим ширша заплава. Крім того, деяка кількість води накопичується в товщі алювію і поступає в русло лише після того, як потік ввійде в меженне русло. Завдяки цьому спад повені ще більше розтягується.

По схилах долин часто є виходи підземних вод. При високих рівнях води в ріці приток підземних вод уповільнюється або припиняється взагалі, а іноді має місце інфільтрація води з ріки в береги. На спаді повені вода навпаки поступає в русло, причому притік її підсилюється по мірі зниження рівня води в річці. Цей процес також оказує регулюючу дію на русловий стік.

Звивистість річкового русла

Розрізняють два види звивистості:

а) *орографічна*, яка обумовлена рельєфом місцевості і різною твердістю порід, що складають береги долини;

б) *ерозійна звивистість*, яка є наслідком ерозійної діяльності самого потоку.

Формування звивистості другого роду називається меандруванням, а самі звиви – меандрами.

Меандри є рухливими утвореннями, які змінюють свою форму і переміщуються в просторі. Якщо в первинно прямому руслі, яке складене легкорухомим матеріалом, з'явився хоча би невеличкий згин, він буде в подальшому збільшуватись і перетвориться в звивину.

Першочергово русло приймає синусоїдальні окреслення в плані зі порівняно плавними поворотами. В подальшому кривизна поворотів збільшується, і синусоїда повільно перетворюється в ряд півкіл. Останні, по мірі розмиву берегів трансформуються у форму петель. Всі ці трансформації супроводжуються збільшенням довжини русла, тобто зменшенням нахилу. Але під час повені, коли рівень води підвищується і швидкість різко зростає, потік може розмити вузький перешийок між частинами русла, що наблизились, і тоді відбувається спрямлення русла. Відторгнута звивина часто уособлюється і перетворюється в старицю.

В зв'язку з звивистістю русла закономірно змінюється по довжині ріки і глибина. Більш глибокі місця, які називаються плесами, розташовані в місцях найбільшої кривизни русла. А більш мілкі – перекати – на прямолінійних ділянках між плесами.

З інших руслових утворень можна назвати осередки і острови, які поділяють русло на рукави і протоки. Осередками називаються рухомі підвищення дна, відокремлені від берегів водою, які періодично затоплюються. Більш стабільні високі осередки, закріплені рослинністю, а також відокремлені частини заплави називаються островами. Рукавом називається частина русла, відокремлена островом. Порівняно короткі і мілкі відгалуження русла, відокремлені осередками, називаються протоками.

Морфометричні характеристики русла

Для визначення витрати води, кількості наносів та інших гідрологічних величин необхідно знати морфометричні характеристики русла на даній ділянці. Головним матеріалом для цих цілей є поперечні профілі і план ділянки русла в ізобатах або горизонталях. Ізобатами називаються лінії рівних глибин, відрахованих від поверхні води.

Водним перерізом ріки називається січення потоку в площині, яка перпендикулярна його динамічній осі. За наявності льодового покриву, площа водного перерізу визначається за вирахуванням площі зануреного льоду. В водному перерізі, особливо біля берегів, можуть бути ділянки, де течії води немає. Такі ділянки називаються мертвим простором. При визначенні витрати води вони вираховуються з загальної площі водного перерізу. Решта частини водного перерізу називається живим перерізом русла. Живий переріз характеризується рядом морфометричних елементів.

Ширина живого перерізу – це відстань по прямій між урізами води лівого і правого берегів у випадку співпадіння площ водного і живого перерізів. При наявності мертвого простору ширина живого перерізу – відстань між границями мертвих просторів по поверхні води.

Ширина живого перерізу змінюється з наповненням русла. Тому її звичайно виражають у вигляді функції від рівня води:

$$B = f_1(H), \quad (3.1)$$

Площа живого перерізу – це площа водного перерізу за вирахуванням сумарної площі мертвих просторів. Вона також задається як функція від рівня води:

$$\omega = f_2(H), \quad (3.2)$$

Середня глибина живого перерізу – результат від поділу площі живого перерізу на його ширину:

$$h_{cp} = \omega/B, \quad (3.3)$$

Змочений периметр χ - довжина лінії по якій вода доторкається до нерухомих твердих границь потоку. З зростанням χ збільшується опір, який оказує русло потоку.

Гідравлічний радіус – це відношення площі живого перерізу до змоченого периметра:

$$R = \omega/\chi, \quad (3.4)$$

Для рівнинних рік ширина русла та змоченого периметра мало відрізняються один від одного. Тому в розрахунках середньої швидкості течії води замість гідравлічного радіуса часто використовують середню глибину. Для гірських рік цього робити неможна, тому що русла їх неширокі і змочений периметр суттєво перевищує ширину русла.

Нерівності поверхні дна та берегів русла збільшують його опір руху потоку. В якості статистичної характеристики нерівностей дна приймається середня висота виступів δ над середньою плавною лінією дна. Ця величина називається абсолютною шорсткістю.

З зростанням глибини потоку вплив виступів на швидкість течії зменшується. Тому для характеристики шорсткості іноді

використовують відношення абсолютної шорсткості до середньої глибини потоку на даній ділянці русла, яке називається відносною шорсткістю:

$$\rho = \delta / h_{cp} \quad (3.5)$$

Як абсолютна, так і відносна шорсткість змінюється по ширині і по довжині ріки в зв'язку з зміною глибин і крупності часток донних відкладів. На заплаві шорсткість зростає також під впливом трав'яного покриву, чагарників, будівель.

Повздожній профіль ріки

Повздожнім профілем ріки називається графік, що характеризує зміну відміток дна русла або водної поверхні по довжині ріки. На горизонтальній вісі його відкладають відстань по довжині ріки, а на вертикальній – абсолютні або умовні відмітки дна або рівня води. Відрахування відстані ведеться від гирла як найбільш стабільної точки. Масштаби приймаються різні: більш крупний для висот, більш дрібний для горизонтальних відстаней. Повздожній профіль таким чином характеризує зміну падіння і нахилу по довжині ріки.

Падінням називається різниця висот двох яких-небудь точок дна або водної поверхні ($H_1 - H_2$). Частка від ділення величини падіння на відстань між точками, що розглядаються, називається повздожнім геометричним нахилом:

$$I = (H_1 - H_2) / L, \quad (3.6)$$

Висоти та відстані для розрахунку беруть в одних і тих самих лінійних одиницях, наприклад, в метрах. Отже, нахил є безрозмірною величиною. Звичайно він виражається десятковим дробом або в проміле (тисячна частка). Іноді нахил виражається в метрах на кілометр довжини. Наприклад, при падінні 0.1 м на 1 км нахил дорівнює 0.0001 або 0.1‰.

Ріки внаслідок багатоміліметрової ерозійної діяльності поступово змінюють свій профіль, прагнучи надати йому такі окреслення, при яких опір руху води стає найменшим. При цьому велике значення відіграє базис ерозії.

Розрізняють загальний або головний базис ерозії і місцеві базиси ерозії. Загальним базисом ерозії є рівень моря або озера, куди впадає головна ріка системи. Місцевим базисом ерозії для даної ріки служить рівень води тої ріки, куди вона впадає, або вихід на поверхню важкорозмиваємих порід, які утворюють водоспади і пороги.

Поріг – це коротка ділянка ріки з відносно великим падінням рівня води і підвищеною швидкістю течії. Пороги можуть утворюватись не тільки в місцях виходу скельних гірських порід,

але і в результаті накопичення в руслі крупного валунового матеріалу. Особливо багато порогів на гірських річках, але вони зустрічаються і на великих рівнинних ріках (наприклад, відомі Дніпровські пороги). Ділянка, на якій підвищення швидкості спостерігається на значній відстані, називається *стрімною* або порожистою ділянкою. На Дніпрі ця ділянка до побудови Дніпрогесу мала довжину більше 90 км.

Місце, де вода падає з вертикального уступу дна, називають *водоспадами*. Нижче водоспаду під дією спадаючої води утворюється заглиблення “ерозійний котел”. Нижче Дніпровських порогів глибина “котла” досягала 15 м. Уступи, з яких падає вода, поступово зміщуються вгору по течії.

Серед великого різноманіття повздовжніх профілів можна виділити декілька характерних типів:

1 плавнорівнинний, який характеризується зменшенням нахилу від витoku до гирла;

2 прямолінійний, який відрізняється однаковими нахилами на всьому протязі ріки;

3 опуклий, для якого характерні понижені нахили у верхів'ї і підвищені у нижній течії;

4 східчастий з різкими змінами нахилів по довжині ріки.

Повздовжні профілі більшості рік безперервно змінюються під впливом багатьох факторів. Загальна тенденція змін виражається в тому, що русло ріки з часом прагне зайняти більш низьке положення, а нахили по довжині ріки розподіляються так, щоб не відбувалося намиву або розмиву дна і матеріал, що приноситься притоками, виносився б вниз по течії. Такому стану відповідає плавнорівнинний профіль, який ще називається *профілем рівноваги*.

Однак зміни профілів не відбуваються монотонно. В деякі періоди ерозія може підсилюватись, в інші – затухати, або змінюватись акумуляцією. Повільні вікові зміни відбуваються під впливом коливання земної кори або зміни рівня моря, внаслідок чого підвищується або понижується базис ерозії.

Профілі, які наближуються до плавнорівнинного, в природі зустрічаються частіше всього. Невироблені східчасті профілі характерні для порівняно молодих рік. Ріки в більш зрілому віці мають більш плавні окреслення профілю, хоча і на них зустрічаються пороги і стрімнини. Головна ріка звичайно володіє меншим середнім нахилом, ніж її притоки.

ЛЕКЦІЯ № 4 ВОДНИЙ РЕЖИМ РІК

Головні характеристики річкового стоку

Ріки є одним з ланцюгів вологообігу, який безперервно здійснюється на Землі. Кількість води в ріках пов'язана з кількістю вологі, яка випаровується з поверхні Світового океану та материків, переміщенням води в атмосфері і на суходолі. Для кількісної оцінки елементів вологообігу, особливо його річкового циклу, застосовують характеристики стоку.

Витрата води є основною характеристикою водності ріки. Вона являє собою кількість води, яка проноситься за одиницю часу через поперечний переріз ріки; позначається Q , виражається в метрах кубічних за секунду ($\text{м}^3/\text{с}$).

З величиною витрати води пов'язані всі інші елементи режиму ріки: рівень води, швидкість течії, каламутність потоку і т.д. Поміряна гідрометричними приладами витрата води приймається за миттєву. Являє собою добуток площі поперечного перерізу ω (м^2) та швидкості течії води U ($\text{м}/\text{с}$).

$$Q = \omega \cdot U . \quad (4.1)$$

За допомогою методів гідрометрії можуть бути вираховані середньодобові витрати. Шляхом осереднення щоденних величин за відповідні інтервали часу вираховується середньодекадна, середньомісячна та середньорічна витрата води. Осереднюючи ті або інші значення витрат за багаторіччя, отримують середні багаторічні величини.

Об'єм стоку – це кількість води, яка проноситься в даному розрізі ріки за інтервал часу більший секунди; вимірюється в метрах кубічних (м^3), позначається V . Згідно визначенню

$$V = Q \cdot T , \quad (4.2)$$

де Q – витрата води в $\text{м}^3/\text{с}$ середня за інтервал T секунд.

В частковому випадку об'єм річного стоку вираховують за формулою:

$$V_p = Q_p \cdot 31,5 \cdot 10^6 \quad (4.3)$$

де Q_p – середньорічна витрата води;
 $31,5 \cdot 10^6$ – кількість секунд за рік.

Модуль стоку – кількість води, яка стікає з одиниці площі річкового басейну за одиницю часу. Вимірюється в літрах за секунду з одного квадратного кілометра ($\text{л}/\text{с} \cdot \text{км}^2$), позначається M . Між витратою та модулем стоку існує співвідношення:

$$M = \frac{Q \cdot 1000}{F} , \quad (4.4)$$

де F – площа басейну в км².

Як і витрата води, модуль стоку може бути миттєвим (секундним), середньодобовим, середньодекадним, середньорічним, середньорічним.

За смислом модуль стоку характеризує питому водність ріки. Він дуже зручний при порівнянні різних рік і використовується при картуванні величин стоку.

Шар стоку. При дослідженні водного балансу території величину стоку порівнюють з кількістю атмосферних опадів та випаровуванням, які виражаються в міліметрах шару стоку води. В цьому випадку об'єм стоку також доцільно перевести в шар води, який рівномірно розподілений по площі басейну. Шар стоку позначається y і виражається в (мм).

Між об'ємом стоку, витратою води та шаром стоку існує співвідношення:

$$y = \frac{V}{1000 \cdot F} = \frac{Q \cdot T}{1000 \cdot T} \quad (4.5)$$

Частково, шар річного стоку визначається за формулою:

$$y = \frac{31,5 \cdot 10^3 \cdot Q_p}{F} \quad (4.6)$$

Якщо відомий середньорічний модуль стоку, то відповідний йому шар стоку, віднесений до всієї площі басейну, розраховується за формулою:

$$y_p = 31,5 \cdot M \quad (4.7)$$

Норма річного стоку досить сильно коливається із року в рік. При цьому виявляється чергування груп відносно маловодних та відносно багатоводних років. Тривалість таких груп різна: від 2-3 до десятків років (виявлені 11-ти річні, 33-х річні цикли водності). Тому для характеристики стоку даної ріки вираховують середню величину річного стоку за досить велику кількість років, причому тривалість ряду приймається такою, щоб кількість маловодних і багатоводних років була однаковою. Отримана величина називається середнім багаторічним річковим стоком або *нормою стоку*. Величина норми стоку звичайно характеризується середньою багаторічною витратою води або відповідним їй модулем стоку або шаром стоку.

Модульний коефіцієнт являє собою відношення середньої витрати води даного року до середнього багаторічного її значення. Він характеризує, таким чином, рівень водності даного року порівняно із середнім за багато років. Відмітимо, що аналогічним чином можуть вираховуватись модульні коефіцієнти річних опадів та випаровування з річкового басейну.

Коефіцієнт стоку – це відношення висоти шару стоку (y) за який-небудь інтервал часу до кількості опадів (x), які випали на водозбір та обумовили цей стік (може виражатись у відсотках):

$$\eta = \frac{y}{x} \cdot 100\% . \quad (4.8)$$

Він характеризує частину опадів, які витратились на утворення стоку. Частіше всього вираховується середній багаторічний коефіцієнт річного стоку, але при вирішенні деяких завдань можна розглядати коефіцієнт стоку за інтервали часу менше року.

Фази водного режиму

Закономірні зміни в часі стоку, швидкостей течії, рівнів води і нахилів водної поверхні називають *водним режимом ріки*. Він залежить від сукупності фізико-географічних факторів, серед яких найважливішу роль відіграють метеорологічні та кліматичні фактори.

У водному режимі рік відзначається закономірне чергування протягом року періодів підвищеної та низької водності, які є наслідками зміни умов живлення рік. Ці періоди називають фазами водного режиму. До них належить *повінь (водопілля), паводок і межень*. На рівнинних ріках України повінь спостерігається навесні, межень улітку та взимку, а фаза паводків настає восени. На гірських річках Карпатського регіону чітко виділяється лише період весняного водопілля, паводки спостерігаються в літньо-осінній період, а межень переважно настає в осінньо-зимовий сезон.

Повінь – це повторювана щорічно в один і той же сезон фаза найбільшої водності з високим та тривалим підвищенням рівнів, яка викликана надходженням води від основного джерела живлення (в Україні – таненням снігу).

За походженням повінь поділяють на снігову, снігово-дошову і дошову. За часом настання водопілля можуть бути весняними (танення снігу на рівнинах та невисоких горах); весняно-літніми (танення снігу в горах) та літніми (танення вічних снігів та льодовиків в горах або випадіння мусонних дощів).

За формою гідрографа (графіка коливання щоденних витрат води) весняне та весняно-літнє водопілля найчастіше буває *одновершинним*, а літнє – *багатовершинним*, що пов'язано з коливанням температури повітря та зміною інтенсивності випадання дощів.

Кожне водопілля характеризується датою початку підйому та датою кінця спаду повені, датою проходження максимуму та об'ємом водопілля. Тривалість повені може бути від декількох днів

на малих річках до 4-5 місяців на великих. За час весняної повені ріки проносять біля половини річного об'єму стоку в північних районах України та 90-100% річного стоку – в південних районах.

Паводок – короткочасна фаза високої водності ріки, яка може багато разів повторюватись в різні сезони року в зв'язку з інтенсивним випадінням дощів або таненням снігу під час відлиг. На відміну від водопіль вони виникають нерегулярно, хоча в кожному конкретному районі настають в один і той же сезон. Наприклад, в Карпатському регіоні в літньо-осінній період щороку паводки повторюються 8-14 разів, тривалість стояння високих витрат від однієї до семи діб.

Паводки найчастіше формуються внаслідок випадання дощів і злив, а також сніготанення під час зимових відлиг. За часом настання паводки можуть бути зимовими, літніми та протягом усього року. Осінні паводки відрізняються від тих, що настають в інші сезони тим, що вони менш чітко виражені та менш регулярні.

Гідрограф стоку паводків складний, багатoverшинний. Паводок характеризується тими ж елементами, що й водопілля. Паводки поділяються на *місцеві* (якщо їх сформували дощі, які випали в даному регіоні) та *транзитні* або *верхові*, які утворилися від дощів, що випали вище по течії.

Як показують натурні спостереження, швидкість руху гребня паводка по довжині ріки найчастіше більша від середньої швидкості течії (для окремих рік у 1,5-2 рази) і залежить від нахилу, характеру русла й величини витрати води. Паводки на гірських річках рухаються зі швидкістю до 4 м/с і більше, рівнинних до 1-1,5 м/с. Об'єм паводку залежить від кількості опадів, котрі його спричинили, тривалості їх випадіння та втрат води на просочування і випаровування. Висота паводку залежатиме від інтенсивності дощу і морфології русла і заплави.

Велике практичне значення має прогнозування водопіль та паводків. Якщо повинь можна прогнозувати за запасами води в сніговій товщі з достатньою завчасністю (2-3 місяці), то паводки прогноуються з завчасністю – декілька годин, максимум дві-три доби.

Межень.

Межень звичайно поділяється на *літню* і *зимову*. Влітку ріки живляться за рахунок підземних вод і дощових вод (особливо в зоні збиткового зволоження), де підвищена вологість повітря сприяє стіканню. В зв'язку з цим на північних ріках літня межень висока і виражена слабо.

Зимова межень звичайно співпадає з льодоставом. Поверхневий стік малий, ріки живляться за рахунок вод глибоководних підземних горизонтів. В районах, де

спостерігаються часті відлиги, гнілі зими (Прибалтика, Прикарпаття) зимова межень є нестійкою і ускладнюється паводками (басейни Дністра, Тиси, Прута, Даугави). Зменшення водності у літню межень відбувається, як правило, скоріше ніж зимою.

Оскільки водність і стік зональні, тому що є елементами географічного ландшафту, межень також зональна. Її зональні риси проявляються як у величинах питомого стоку, так і в тривалості літнього і зимового періодів. Визначена закономірність: там де межень тривала, вона як правило низька (мало стоку), де коротка – вона висока. Найбільш стійка і тривала межень характерна для зони степів, напівпустель і пустель. Дуже маловодні ріки іноді пересихають. Зимова межень, як правило, вище літньої, тому що зменшується витрати на випаровування та під час зими часто спостерігаються відлиги. В зоні збиткового зволоження, там де ріки перемерзають, спостерігається зворотна картина: на цих ріках влітку межень слабо виражена.

В степовій і напівпустельній зонах літньо-осіння межень зливається з зимовою, але річний мінімум стоку інколи припадає на кінець літа, коли найбільш інтенсивне випаровування. Взагалі літній і зимовий стік різко зменшується з півночі на південь, причому особливо різке зменшення спостерігається при переході від степової до напівпустельної зони. В Європейській частині величина мінімального стоку змінюється від 2,5 л/с·км² в тундровій і лісовій зонах до 0,7-0,5 л/с·км² в степовій зоні і 0,05-0,001 л/с·км² в напівпустельній. В гірських районах мінімальний стік сильно змінюється по території внаслідок зміни геологічної будови території і висоти водозборів. Але в цілому спостерігається тенденція збільшення його з підвищенням місцевості. Модулі межнього стоку коливаються в широких межах від 2 до 50 л/с·км² і в найбільш зволжених зонах досягають 6-10 л/с·км².

Класифікація рік за водним режимом і гідрологічне районування

В 1884 році *Воєйков* публікує працю “Клімати земної кулі”, де зазначає, що ріки є продуктом клімату. Виходячи з цього визначення він поділяє всю земну кулю ділить на 9 областей; всі ріки на класи і вказує район розповсюдження та час настання максимальної водності для кожного району:

1) ріки отримують воду переважно від танення сезонних снігів і льодовиків (дощове і підземне живлення – мізерне) (3 класи);

2) ріки отримують живлення головним чином за рахунок дощів (4 класи);

3) ріки відсутні через посушливість або суворість клімату (2 класи).

Подальший розвиток *класифікація* отримала у роботах *Львовича*. Він кількісно оцінив частку кожного виду живлення. Якщо джерело живлення дає:

- більше 80% річного стоку – воно вважається виключним;
- 50-80% річного стоку – переважне джерело живлення;
- менше 50% - говорять про мішане живлення з переважанням того чи іншого джерела.

Львович вказав зони розповсюдження кожного типу рік та зазначив сезон, в який спостерігається переважання стоку.

Класифікація Б.Д.Зайкова.

Всю різноманітність режимів рік можна звести до деякого обмеженого числа типів, які мають визначене просторове розповсюдження. Зайков всі ріки поділив на 3 основні групи:

- а) ріки з весняною повінню (5 типів);
- б) ріки з повінню в теплу частину року (2 типи);
- в) ріки з паводковим режимом (3 типи).

Для рік перших двох груп характерні щорічно повторювані приблизно в один і той же сезон великі підйоми води та порівняно низька водність в іншу частину року. Паводки носять випадковий характер. Ріки третьої групи відрізняються короткочасними паводками, які щорічно повторюються у визначені сезони року.

В залежності від характеру повені і режиму стоку в іншу частину року ріки першої групи Зайков ділить на 5 типів: Казахстанський, Східно-Європейський, Західно-Сибірський, Алтайський. На ріках другої групи повинь проходить з травня по жовтень і формується в одних умовах – за рахунок мусонних дощів, в других – в результаті танення високогірних снігів та льодовиків. Розрізняють два типи: Далекосхідний, Тянь-Шанський. До третьої групи належать три типи: Причорноморський, Кримський та Північно-Кавказький. Характеристика окремого типу представляє собою гідрограф стоку ріки у відносних ординатах.

В основу *класифікації Кузіна* покладена типізація Зайкова, яка Кузіним значно розвинута і деталізована. Всі ріки території СНД поділені Кузіним на чотири основних типи за переважанням фаз водного режиму і видів живлення:

- ріки з повінню – переважає снігове живлення;
- ріки з повінню і паводками – переважає снігове і дощове живлення;
- ріки з паводками – переважає дощове живлення;
- ріки азонального типу – переважає підземне живлення.

Основні типи цієї класифікації поділені на підтипи, які розрізняються, головним чином, за часом проходження повеней і паводків. Всього виділено 14 підтипів. Третя стадія поділу – віднесення ріки до тієї чи іншої фізико-географічної зони.

При переході від однієї географічної зони до іншої відбувається зміна водного режиму, що вказує на наявність тісного зв'язку режиму рік з природними умовами. Територія СНД поділена Кузіним на шість основних зон: арктична, тундрова, лісова, степова, напівпустельна і пустельна. Кожна з них представлена рівнинним і гірським ландшафтами. На основі цього поділу проведено *гідрологічне районування* і надана характеристика режиму рік кожного з районів і підрайонів. В ній приводяться дані про середній водний баланс, коефіцієнт стоку, максимальний і мінімальний стік, описуються фази режиму, умови замерзання та пересихання рік.

З класифікацією рік нерозривно пов'язане гідрологічне районування території, яке проводиться за комплексом гідрологічних ознак або за одним з числа найбільш суттєвих показників середнього, максимального або мінімального стоку, водного режиму і т.д. Однак у всіх випадках в основі гідрологічного районування лежить поділ території на фізико-географічні зони.

Антропогенний вплив на стік

Природний стік ріки може змінюватись діяльністю людини внаслідок проведення заходів, які змінюють стан поверхні річкового басейну і хід процесів стікання на них, та які впливають безпосередньо на природний стік в руслах рік за допомогою штучних споруд, що побудовані в руслі, або за рахунок додавання чи забору води (будівництво гребель, шлюзів, викиди стічних і промислових вод і т.ін.).

На поверхні басейну людина може змінювати:

- а) рослинний покрив (вирубка або насадження лісу, знищення боліт, обводнення пасовищ і т.д.);
- б) змінювати стан ґрунтового покриву;
- в) змінювати характер поверхневого стоку;
- г) змінювати напрям шляхів стоку.

Всі ці зміни відбуваються внаслідок проведення агротехнічних та меліоративних заходів. Ряд їх приводить до явного зменшення стоку, друга частина просто проводить перерозподіл стоку. Вже зараз спостерігається помітне зменшення стоку в руслах головних рік. В цілому на Україні майже 50% водозабору є незворотнім.

ЛЕКЦІЯ № 5 ТЕРМІЧНИЙ І ЛЬОДОВИЙ РЕЖИМ РІК

Термічний режим рік

Температура води відіграє велику роль у режимі ріки. Вона в значній мірі визначає льодові явища, біологічні і хімічні процеси, питні якості води, можливість її використання для охолодження.

Температура води ріки змінюється як у часі, так і по довжині ріки і по живому перерізу. Звичайно температура води слідує за температурою повітря. Але через те, що водна маса володіє значною тепловою інерцією, зміни температури води відбуваються більш повільно і більш плавно, ніж зміни температури повітря.

Суттєвий вплив на хід температурного режиму здійснює характер живлення ріки. Ріки, які живляться льодовиками і високогірними снігами, мають відносно низьку температуру води порівняно з температурою повітря. Ріки, які витікають з озер або перетинають їх, весною мають значно меншу температуру води, ніж температура повітря, а восени навпаки.

Ріки, які отримують значну частку підземного живлення, взимку можуть не замерзати. Природний режим рік порушується внаслідок антропогенного впливу, а саме: викидів значної кількості промислових і стічних вод. Наприклад, ставки – охолоджувачі підвищують середньорічну температуру води на 10-15°C. Створення водосховищ сприяє формуванню нового режиму, якому притаманні комбіновані озерно – річкові риси.

Розподіл температури води по живому перерізу

Турбулентний режим течії ріки приводить до безперервного перемішування води та утворює сприятливі умови для вирівнювання температури води по живому перерізу. На малих і середніх річках різницю температури на середині ріки і біля берегів можна уловити тільки високочутливим термометром. Влітку вода біля берегів дещо тепліша, ніж на середині ріки, восени – навпаки. Влітку вдень вода на поверхні дещо тепліша, ніж на дні, вночі – навпаки. Взимку найнижча температура води відмічається на поверхні – 0°C (льодостав), найвища – біля дна, це пов'язано з тим, що найбільша густина води спостерігається при +4°C. Різниця температури води по живому перерізу невелика і складає декілька десятків або сотих часток градуса. На великих ріках рідко може бути різниця до 2°C. Особливо температурна різниця відчутна на ріках, які витікають з озер, де літом спостерігається пряма, а взимку

– зворотна температурні стратифікації (влітку – зниження, взимку – підвищення температури від поверхні до дна).

Добовий хід температури води

В зв'язку з тим, що температура повітря має добові і річні коливання, які пов'язані з зміною інтенсивності теплових потоків, відбуваються і відповідні коливання температури води. Найбільша амплітуда цих коливань спостерігається влітку, коли в день вода нагрівається під дією сонячного тепла, а вночі охолоджується внаслідок переважання ефективного випромінювання. Мінімальне значення температури влітку спостерігається в 5-7 годині ранку, а максимальне в 15-17 годині дня.

Основним фактором, який визначає амплітуду добових коливань температури води є водність ріки. Чим вона більша, тим менші добові коливання температури води. Крім водності, амплітуда залежить від широти місцевості. За інших рівних умов, на північних ріках добова амплітуда коливань температури води менша, ніж на південних. Крім того, в ясну погоду різниця між температурою води вдень і вночі більша, аніж у хмарну погоду.

Добовий хід температури води зберігається і взимку, якщо ріка не вкрита льодом; на гірських ріках він виражений досить чітко.

Річний хід температури води

Протягом року температура води має закономірний хід, який пов'язаний з зміною теплового балансу. Взимку температура води мало відрізняється від 0°C і практично приймається за 0°C. В цей час ріки вкриті льодом і з повітрям не стикаються. При підвищенні температури повітря і очищення ріки від льоду температура води починає різко підвищуватись і досягає найбільшої величини в кінці липня – на початку серпня. Після цього починається повільне охолодження водної маси. Падіння температури води у другу половину літа відбувається повільніше, ніж її нагрівання в першу половину літа. Після максимуму температура води понижується і досягає мінімуму на початку льодоставу. В першу половину літа середня температура води нижче температури повітря, в другу половину літа – навпаки. Середньорічна температура води звичайно вища середньорічної температури повітря. Подумайте, чому? (температура води не може бути від'ємною). Зрозуміло, що різниця між середньорічним значенням температури води і повітря буде більшою в полярних країнах і на півночі взагалі через тривалу зиму.

Розподіл температури по довжині ріки

Температура води рік, які мають досить велику довжину змінюється по течії відповідно із зміною кліматичних умов і характером водного живлення. Найбільш помітні зміни температури води по довжині ріки для рік, які течуть в меридіональному напрямку. Головні причини, від яких залежить температура води в ріках :

- 1) пора року ;
- 2) джерело живлення;
- 3) приточність, напрям течії приток;
- 4) озерність і заболоченість басейну;
- 5) зміна ландшафтних зон по довжині.

На великих ріках, які течуть з півночі на південь і перетинають різні кліматичні зони, температура взагалі підвищується від витoku до гирла. На цих ріках спостерігаються і найбільші різниці в температурі води між верхньою і нижньою течіями (максимальна різниця в літньо-осінній період). На ріках, які течуть в широтному напрямку, спостерігаються незначні зміни температури води по довжині ріки. Тільки в верхів'ях можуть відмічатись понижені значення температури. По мірі віддалення від джерела живлення, температура води ріки піддається впливу кліматичних умов.

На ріках, які течуть на північ, в період нагрівання: квітень-червень найнижча температура спостерігається у верхів'ї і гирлі. Восени ці місця є найтеплішими. Взагалі може спостерігатись тенденція пониження температури до гирла, може бути навпаки. Особливо помітні різниці температури на гірських ріках, де в межах невеликих територій змінюється декілька кліматичних зон. Тут, як правило, температура підвищується від витoku до гирла. Малі гірські ріки через водозбори різної висоти мають досить різні значення середніх багаторічних температур води.

Процес вирівнювання температури по довжині або по ширині ріки в водному об'єкті називається процесом гомотермії.

Класифікація рік Форстера за температурним режимом:

- 1) Джерельні ріки, в яких температура води в місцях, які близькі до джерела, зберігають його температуру;
- 2) Озерні ріки;
- 3) Льодовикові ріки, де температура води майже по всій довжині нижче температури повітря;
- 4) Рівнинні ріки, в яких температура залежить тільки від температури повітря.

Льодовий режим рік

Льодовий режим є однією з фаз температурного режиму. Період зимового режиму рік в помірних широтах рахують з моменту, коли температура води знижується до температури 0°C і на річках з'являється перший лід, і до моменту початку інтенсивного весняного підйому рівнів води. Весь період зимового льодового періоду поділяють на три фази: *замерзання, льодостав, скресання*.

Замерзання починається з появи льоду на ріці і закінчується утворенням льодоставу. Під льодоставом розуміють інтервал часу, коли ріка по всій довжині, або на відрізку, що розглядається, покрита суцільним нерухомим льодом. На Україні тривалість льодоставу може досягати на півночі в суворі зими 3-4 місяці. В гірських районах і на ріках з швидкою течією суцільного льоду може і не бути, лід утворюється у вигляді заберегів. В Криму, Закарпатті льодостав не утворюється майже ніколи через часті відлиги та дощові паводки. Фаза скресання займає час від початку руху льоду до повного його зникнення з поверхні ріки.

Процес льодоутворення в ріках суттєво відрізняється від цих же процесів в стоячій воді. В безвітряну ніч при пониженні температури льодовий покрив може встановитися по всій поверхні водойми. Проточна вода охолоджується одразу по всій масі внаслідок турбулентного перемішування. Охолодження води в ріці починається задовго до процесів льодоутворення. Процес охолодження води відбувається під дією наступних факторів:

1) Теплообміну через відкриту водну поверхню. Він складається з конвекції, ефективного випромінювання і витрат тепла на випаровування та надходження тепла за рахунок прямої і розсіяної сонячної радіації;

2) Теплообміну через ложе ріки. Відбувається за рахунок надходження тепла від ґрунтів, що охолоджуються, підземних вод;

3) Теплообміну руслового стоку. Це тепло або холод, які привнесені з верхів'їв ріки або з водами приток.

Головну роль в процесах охолодження здійснюють процеси теплообміну через відкриту водну поверхню. Процес льодоутворення складається з декількох фаз. Починається з *заберегів* – це вузькі смужки льоду, які утворюються на міліні вздовж берега та в застійних місцях. Дрібні кристали льоду, які утворюються далі до стрижня (середини) ріки, змерзаються в пластинки прозорого льоду товщиною в декілька міліметрів і називаються *сало*. Сало може йти по ріці 3-8 днів. Зростаючись, сало утворює *блінчастий лід*. Тільки потім окремі *крижини* або *крижані поля*. Якщо на поверхні ріки випадає сніг в цей період, він

не тане, а, набравши води, утворює *сніжуру*. Перемішування води сприяє охолодженню всієї товщі води до дна. При цьому крижані кристали починають утворюватися не тільки на поверхні, але й по всій масі води. За сприятливими гідравлічними умовами на твердих предметах, які знаходяться у воді або на дні, наростають непрозорі частки льоду, який називається *внутрішнім льодом*. Спливаючи на поверхню, цей лід утворює *шугу*. Шуга – це замерзлі в велику масу шматочки льоду.

Частини без крижаного покриву називаються *ополонки*. Вони характерні для ділянок з швидкою течією або виходом на поверхню теплих мас води. Утворюються на перекатах, у витоках рік, які беруть початок в озерах, нижньому б'єфі гребель і т.д. В залежності від місцевих умов проталини можуть зберігатись на протязі всього зимового періоду.

Рух крижин та крижаних полів називається *льодоходом*. Рух шуги на поверхні і в середині водного потоку – *шугоходом* (специфічне явище більш характерне для рік з великими швидкостями і таких, що протікають в теплих районах). На останній стадії льодоходу восени і ранньою весною, коли густина льоду та розміри окремих крижин досить великі, у природних або штучних звуженнях русла і на мілинах можуть утворитися *затори* – нагромадження льоду по всьому живому перерізу (природна гребля з льоду). Явище коли на великих швидкостях затягуються під лід шуга і забиває живий переріз ріки, називається *зажором*. Вище заторів і зажорів рівень води може підвищитись до катастрофічного.

Восени під час замерзання рік виділяється тепло (біля 80 кал на см²). Тому над рікою зависає туман. Як тільки ріка покрилася льодом, починається процес наростання товщини льоду. Він проходить тим швидше, чим холодніша температура повітря. Формули для цієї залежності вивів Бидін І.Ф. при прокладці “Дороги життя” під час блокади Ленінграду у Великій Вітчизняній війні.

$$H_n = 2 \sqrt{\sum |T_c|}, \quad (5.1)$$

де – T_c – сума середньодобових від'ємних температур повітря;

$$h_n = 11 \sqrt{\sum |T_m|}, \quad (5.2)$$

де – T_m – сума від'ємних середньомісячних температур повітря.

Наростання товщини льоду дуже уповільнюється або навіть зовсім припиняється при випаданні снігу. Якщо на початку зими нижня поверхня льоду нерівна, хвиляста, то до середини зими вона відшліфовується, але починається зменшення товщини льоду. В

кліматичних умовах України вже до середини зими може встановитися рівновага між витратою тепла через снігольодовий покрив і притокою його до нижньої поверхні льоду. В такому випадку наростання товщини льоду знизу припиняється, а потім починається зворотній процес. З збільшенням тривалості сонячного дня відбувається розрихлення льоду. В другій половині зими починається підготовка до скресання.

В цілому *за характером льодового режиму* можна виділити:

- 1) ріки з стійким щорічним льодоставом різної тривалості;
- 2) ріки з нестійким льодоставом, який спостерігається не щорічно (захід, південь України);
- 3) ріки з льодовими явищами;
- 4) льодові явища взагалі відсутні через м'якість клімату.

Чим м'якший клімат, тим менше льоду на водоймах. Якщо взимку встановлюються антициклони, то льодостав тривалий і стійкий.

Скресання рік відбувається з потеплінням та під дією наступних факторів:

- 1) теплових процесів, які протікають в атмосфері (сонячна радіація, вітри, рідкі опади);
- 2) механічного впливу зростаючих витрат води;
- 3) надходження в ріку більш теплих талих вод з басейну ріки.

Веліканов виділяє 4 *типи скресання рік*:

- 1) бурхливе скресання рік за рахунок механічного впливу. Льодовий покрив ще досить товстий, але за рахунок притоку талих вод відбувається скресання;
- 2) вплив разом теплового і механічного фактору;
- 3) скресання за рахунок, головним чином, теплового фактору (ріки, які течуть на південь);
- 4) танення льоду на місці. Цей тип скресання характерний для малих рік з переважаючим ґрунтовим живленням.

Тривалість льодоходу на ріках, які течуть на південь, більша, ніж на тих, що течуть на північ. На ріках, які течуть на північ, процес скресання відбувається дуже бурхливо. Танення снігу в верхів'ях викликає різке збільшення витрат, які не вміщуються в перерізі потоку, що покритий льодом, і потік починає ламати лід. Битий лід може забивати переріз під льодяним покривом – виникають зажори. Можливі сильні повені.

Якщо ріка тече на південь, то головна роль в процесах скресання належить не механічному, а тепловому фактору. Тут частіше виникають затори. В умовах суворого клімату малі ріки можуть перемерзати до дна.

ЛЕКЦІЯ № 6 РЕЖИМ НАНОСІВ

Режим наносів

Робота ріки витрачається на подолання опору тертя між потоком і руслом, між частками води; на удари об дно і береги.

Робота ріки витрачається також на деформацію русла потоку в плані і профілі, на перенос розчиненого матеріалу.

Ця робота обумовлює явища, які можна назвати впливом ріки на русло. Вони характеризуються:

1 *Розмивом (ерозією).*

2 *Переносом продуктів розмиву водою (транспортуванням).*

3 *Відкладом частини наносів (аккумуляцією).*

Всі три види роботи можуть відбуватись одночасно або на окремих ділянках буде переважати один з цих процесів. В стадії старіння поперечного профілю ріки в верхів'ях переважають процеси ерозії, в середній течії транспортування продуктів руйнування, в нижній течії – аккумуляції.

Наноси – це тверді частки, які несе потік. Величина наносів змінюється в дуже широких межах. Самі дрібні частки, які при осаді утворюють мул, мають розміри менше 0,05 мм. Гірські ріки в змозі переміщувати валуни діаметром в десятки сантиметрів. Головну роль в формуванні наносів відіграє схилова і руслова ерозія.

Схилова ерозія – це процес порушення і виносу ґрунту потоком, який стікає по схилах і його заглибленнях. Особливо сильно розмивається незахищений рослинністю шар. Схилова ерозія дає в загальному балансі наносів рік основну частину відносно дрібних часток. Інтенсивність її визначається в першу чергу нахилами, дальністю транспортування наносів до ріки. Утворення і ріст ярів – один з характерних результатів ерозії схилів.

Схиловий стік утворюється при випаданні дощів і таненні снігу. Періодом паводків і повеней відповідає максимум наносів. За цей час ріки різних типів переносять від 50 до 90 % твердого стоку. Пік наносів деяких рік випереджає максимум витрат.

Руслова ерозія – процес руйнування русла і берегів. Вона може бути *глибинна і бічна*. Бічна більш інтенсивна в середній і нижній течіях, глибинна в верхів'ї.

Наноси, які транспортуються рікою дають твердий стік.

Тверда витрата – кількість наносів в вагових одиницях, яка проноситься через поперечний переріз ріки за одиницю часу. Вона складається з трьох частин: донні (наноси, що тягне за собою ріка), завислі частки і розчинені у воді речовини.

До цього часу найбільш детально вивчені завислі наноси. Вниз по течії зменшується їх величина. Зоною живлення ріки наносами є вся площа водозбору. В період зимової і літньої межені кількість змитого матеріалу різко зменшується в зв'язку з тим, що зменшується поверхневий приток, але збільшується кількість розчинених речовин за рахунок підземних вод. В період межені спостерігається найбільша мінералізація. Величина наносів, які переносить ріка, залежить від швидкості течії ріки. Вона коливається в дуже широких межах. Відзначається ситовим аналізом.

Основною причиною переміщення наносів у завислому стані є наявність вертикальної складової швидкості води. Величина вертикальної складової швидкості коливається від 1/12 до 1/20 від значення рівнодіючої швидкості. Для визначення величини часток введено поняття *гідралічної величини*. Це швидкість рівномірного падіння частинки в стоячій воді при температурі 15° С. Розмірність см/хв, мм/хв, м/хв. Дві частинки будуть рахуватись рівними, якщо вони падають з однаковою швидкістю, незалежно від їх величини (тобто геометричних розмірів).

При постійних, усереднених характеристиках турбулентного потоку на протязі деякого часу встановлюється динамічна рівновага, яка характеризується зменшенням кількості і розмірів часток з підйомом від дна до вільної поверхні. Відносно великі фракції можуть пересуватись окремими скачками або перекочуванням. Ці наноси називають донними (або тими, що тягне за собою ріка), а ті, що рухаються у товщі потоку – завислими. Такий поділ наносів досить умовний. Зміна характеристик руху води може призвести до зависання донних наносів і, навпаки, переходу частини завислих наносів в донні. В найбільш розповсюджених умовах річкових потоків частки діаметром більше 0,05-0,1 мм утворюють завислі наноси, а більш великі – донні.

Насиченість потоку завислими наносами оцінюється їх концентрацією, або **каламутністю**, яка являє собою кількість наносів на одиницю об'єму води. На розподіл каламутності в потоці суттєвий вплив здійснює температура води. Чим вона вище, тим чистіша ріка (збільшується інтенсивність осаду). Максимум каламутності звичайно випереджає максимальну витрату. Якщо розглянути зміну каламутності по довжині ріки, то найбільш великі наноси припадають на верхів'я ріки. По мірі наближення до гирла, розміри наносів зменшуються. Особливо інтенсивно осідають завислі частки на контакті морської і річкової води. Загальна кількість наносів (їх об'єм) до гирла збільшується, але відносні показники твердого стоку зменшуються.

Каламутність визначається за формулою:

$$\rho = \frac{R(\text{кг} / \text{с}) \cdot 1000}{Q(\text{м}^3 / \text{с})} \quad (6.1)$$

Шведський фізик Ері, досліджуючи рух часток, вивів залежність: лінійні розміри тіл, які тягне ріка пропорційні квадрату швидкості. А так як вага тіла пропорційна третій ступені лінійних розмірів, то вага тіла, яке тягне ріка, пропорційна шостій ступені швидкості.

Спостереження показують, що для будь-якої величини часток каламутність взагалі зростає до дна, але тим швидше, чим більші наноси. Для дрібних наносів (0,01 мм), особливо на ріках зі швидкою течією, каламутність з глибиною змінюється мало. По довжині ріки, якщо швидкості течії зменшуються, то наноси будуть відкладатись і каламутність зменшиться. І навпаки. Транспортуюча властивість потоку залежить також від гідравлічного радіуса (або середньої глибини) та нахилу. Якщо площа поперечного перерізу збільшується, а швидкість відповідно падає, то транспортуюча властивість зменшується.

На гірських ріках з площами водозборів в декілька тисяч квадратних кілометрів і менше, окремі паводки можуть повністю проходити на протязі доби. В таких випадках спостерігаються великі внутрішньодобові зміни каламутності. Відмічено також, що при проходженні серії паводків кожен наступний паводок менше насичений наносами, чим попередній. Витрата завислих наносів залежить від водності ріки, а зміни її на протязі року – від внутрішньорічного розподілу рідкого стоку.

Для рівнинних рік стік донних наносів часто приймають рівним 5-10% від стоку завислих наносів, але іноді підвищується до 20 %. Для гірських рік різних фізико-географічних зон це співвідношення змінюється в дуже широких межах. Різні автори вказують величини від 4-6 до 60 % і більше. Причина такої різниці в неточності вимірів донних наносів і в умовах формування стоку наносів в конкретних водозборах.

Уявлення про просторові зміни стоку завислих наносів отримують за допомогою карти середньої багаторічної каламутності рік. В межах України каламутність змінюється від 10-50 г/м³ на півночі до 500-1000 г/м³ в деяких південних районах, в ярах може досягати 50 кг/м³.

Для оцінки ерозійної діяльності водних потоків використовують величини **модулей стоку наносів**, які виражені в тоннах з 1 км² в рік.

$$M = \frac{R \cdot 31,5 \cdot 10^3}{F} \text{ (т/км}^2\text{рік)}, \quad (6.2)$$

де R – середній річний стік наносів, кг/с;

F – площа басейну ріки, км²;

На території України модуль стоку наносів змінюється від 10-20 т/км² на півночі до 100 т/км² на півдні (малі водостоки, яри нижнього Дніпра). Високі модулі стоку наносів в районі Карпат, де вони перевищують 50 т/км², а місцями досягають 100 т/км².

Селі

Після випадання зливових опадів або після інтенсивного сніготанення чи танення льодовиків в горах утворюються грязьові потоки – селі. **Сель або селевий потік** – це такий водний потік, в якому кількість твердих часток перевищує 30 % від об'єму рідкої маси. За своїм складом можуть бути: грязьові (діаметр часток не перевищує 0,1 мм), грязьо-кам'яні (гравій, галька різного діаметру, який може перевищувати 1 м), водно-кам'яні селі, коли у відносно чистому потоці перекочуються кам'яні брили.

В залежності від насиченості розрізняють **рідкі (турбулентні)** селі, які зберігають властивості водного потоку, і **зв'язані**. Насиченість останніх твердими включеннями настільки велика, що вони являють собою єдину в'язкопластичну масу, яка рухається хвилиєю, що нерозтікається, тільки при великих нахилах русла.

В звичайному гірському паводку каламутність, як правило, не перевищує один відсоток від об'єму паводку. В селях наноси можуть займати від 10-15% до 40-50% від об'єму або по вазі до 60-65% селевої маси. При більшій концентрації потік вже переходить в “опливіну”.

Обов'язковими умовами утворення селевих потоків є :

а) інтенсивний стік зі схилів водозбору або тимчасове накопичення великої кількості води в сухих руслах;

б) наявність великої кількості дрібноуламкового легкорухомого матеріалу кори вивітрювання в місцях великого водного стоку;

в) значні нахили місцевості (більше 0,05).

ЛЕКЦІЯ № 7 ХІМІЧНИЙ СКЛАД І КЛАСИФІКАЦІЇ ПРИРОДНИХ ВОД

Коротко про будову та аномальні властивості води

Молекула води складається з атомів водню і кисню, між якими існує ковалентний зв'язок. Кут Н-ОН складає 104,3⁰, а не 109,5⁰, як в правильному тетраедрі. Два з шести валентних електронів атома кисню пов'язані з атомами водню. Молекула води

має полярну будову (диполь). Аномальні властивості води визначають незвичайно високу її стійкість до впливу зовнішніх факторів, що викликано наявністю додаткових сил між молекулами, які отримали назву водневих зв'язків.

Сутність водневих зв'язків зводиться до того, що іон водню, пов'язаний з іоном другого елемента, спроможний електростатично притягувати до себе іон того ж елемента з другої молекули. Кожна молекула води спроможна утворювати чотири водневих зв'язки: за рахунок двох пар неподілених електронів кисню і двох позитивно заряджених атомів водню.

Рідка вода за хімічною будовою займає проміжне положення між парою та льодом. Неможливість точно визначити структуру рідкої води за допомогою сучасних методів досліджень привела до виникнення багатьох теорій її будови. В більшості теорій в якості вихідного пункту використовується структура льоду.

Властивість води зберігати свій структурний стан на протязі деякого часу після зміни зовнішніх умов *Блок* називає структурною пам'яттю води.

Під аномаліями води прийнято розуміти ряд її властивостей, які відрізняють чисту воду від її хімічних аналогів (гідратів елементів шостої групи періодичної системи *Д. Менделєєва*) і інших рідин. Вода – це одна з самих дивовижних речовин на землі – вона аномальна по багатьох фізичних властивостях: їй притаманна висока (відносно розрахункової) температура плавлення (для льоду) та кипіння, розширення при замерзанні, сильні розчинні властивості, виключно висока діелектрична проникність, надзвичайні залежності її в'язкості від тиску, висока питома теплота випаровування та плавлення, високий поверхневий натяг, низька електролітична дисоціація, висока термічна стійкість і багато іншого.

Хімічний склад природних вод

Природні води гідросфери являють собою складні розчини, які містять в своєму складі всі відомі хімічні елементи у вигляді простих та складних іонів, комплексних сполук, розчинених елементів, розчинених або газоподібних молекул, стабільних і радіоактивних ізотопів. Ще В.Г. Вернадський вказував на те, що в кожній краплині, як в мікроскопі, відображається увесь склад космосу. В останні роки це положення підтверджується: з 87 стабільних елементів, відомих в земній корі, 80 знайдені в природних водах. Немає сумнівів у тому, що всі решта елементи також будуть встановлені при підвищенні чутливості аналітичних методів.

Вміст більшості основних елементів в океанічних водах

відносно постійний. Для елементів, які зустрічаються у дуже низьких концентраціях (мікроелементів), спостерігаються значні розходження. Не дивлячись на досить велику різноманітність хімічного складу атмосферних опадів, вони, як правило, відрізняються низькою мінералізацією, яка не перевищує в районах гумідного клімату 50 мг/дм³, а часто і 20 мг/дм³. Дані, які публікуються по геохімії прісних підземних вод і розсолів, термальних, мулових, порових та інших видів вод не дають можливості зробити висновки про середні концентрації хімічних елементів в підземних водах.

В цілому склад природних вод визначається не тільки присутністю в них великої кількості хімічних елементів, але й різним вмістом кожного з них, який до того ж змінюється в різних типах вод, а також різноманітністю кожного елементу.

Хімічний склад природних вод є складним комплексом розчинних газів, різних мінеральних солей та органічних сполук. У природних водах розчинені майже всі відомі на Землі хімічні елементи. Із і збільшенням порядкового номеру в таблиці Менделєєва спостерігається зменшення концентрації елементів у природних водах. *Хімічний склад природних вод* ділять на 6 груп:

1 головні іони (макрокомпоненти) – K^+ , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} ;

2 розчинені гази – кисень, азот, сірководень, вуглецю оксид тощо;

3 біогенні речовини – сполуки азоту, фосфору, заліза та кремнію;

4 органічні речовини – різноманітні сполуки, які належать до органічних кислот, складних ефірів, фенолів, гумусових речовин, азотовмісних сполук (білки, амінокислоти, аміни) та багато інших;

5 мікроелементи - всі метали, крім головних іонів, а також деякі інші компоненти, які містяться у водах у невеликих кількостях (наприклад, радіоактивні елементи);

6 забруднюючі речовини (пестициди, нафтопродукти, феноли, детергенти).

Форми вираження результатів аналізу проб

У гідрохімічній практиці широко використовується термін ***мінералізації води***, під яким розуміють загальний вміст у воді всіх знайдених під час аналізу мінералів речовин. Близьким до нього є поняття ***сума іонів***, тобто арифметична сума кількостей всіх іонів у міліграмах чи грамах на літр досліджуваної води, концентрація яких перевищує 0,1 мг/л.

В океанології для характеристики мінералізації води користуються солоністю, значення якої близьке до суми всіх

основних іонів. **Солоність** – це сумарний вміст у грамах всіх твердих мінеральних розчинених речовин, які містяться в 1 кг морської води за умови, що бром та йод заміщені еквівалентною кількістю хлору, всі вуглекислі солі переведені в оксиди, всі тверді речовини висушені, а органічні речовини спалені при температурі 480°C.

Для вираження концентрації та форми результатів аналізу проб у гідрохімії використовують різні способи:

1 Головні іони за загальної мінералізації води понад 1 г/л, як правило, виражаються в ‰, чи г/кг, менше ніж 1 г/л - в мг/л, оскільки за даних умов 1 л дорівнює 1 кг;

2 Розчинені гази та біогенні речовини – в мг/л, а інколи у мкг/л;

3 Мікроелементи в мг/л, мкг/л або у вигляді ступеневого виразу (наприклад $5 \cdot 10^{-6}$ г/л).

Концентрації розчинів виражають кількома способами:

- **масова концентрація** – відношення маси якогось компонента, що міститься в розчині, до загального об'єму розчину. Вона виражається в г/л чи г/дм³ (і в кратних одиницях - г/л, мг/л, мг/мл);

- **молярна концентрація** чи **молярність** – відношення кількості речовини, що міститься в розчині, до об'єму розчину. Вираження молярної концентрації - моль/л;

- **молярна концентрація** чи **молярність** – відношення кількості речовини, що міститься в розчині, до маси розчинника. Вираження молярної концентрації - моль/кг;

- **молярна концентрація еквівалента** – відношення кількості речовини еквівалента, що міститься в розчині, до загального об'єму розчину. Вираження молярної концентрації еквівалента – моль-екв./л;

Класифікації природних вод за мінералізацією

Існує багато класифікацій, які ґрунтуються на відмінних принципах і використовуються з різною метою. Існують класифікації природних вод за мінералізацією, та за хімічним складом.

На сьогодні серед дослідників немає єдиної думки щодо питання про принцип поділу природних вод за мінералізацією. Загальноприйнятим є тільки значення мінералізації, яке характеризує межу прісних вод: 1 г/дм³. Розійшлись думки по питанню про одну з дуже важливих меж - між розсолами і солоними водами. В.Г.Вернадський вважав цією межею значення 50‰, М.Г.Валяшко, а потім і Г.К.Зайцев – 35‰.

Розподіл розсолів на підгрупи практично для всіх сучасних класифікацій проводиться за таким принципом на 5 підгруп:

- дуже слабкі розсоли відповідають першій стадії океанічної води, коли з неї починає випадати доломіт;
- слабкі розсоли – верхня межа приблизно відповідає осаду гіпсу з океанічної води;
- міцні розсоли відповідають стадії згущення океанічної води, коли з неї близько верхньої межі випадає в осад галіт;
- дуже міцні розсоли характеризуються таким ступенем згущення, що відбувається осад карналіту;
- надтомічні розсоли являють собою маточну рапу після осаду з неї карналіту.

Прикладом виділення підгруп в прісних і солоних водах на основі регіональних досліджень і використання природних вод в практичних цілях є детальна **класифікація Н.І.Толстіхіна**. Він відносить до *прісних вод*:

- надтопрісні води – сніг і льодовики Антарктиди;
- досить прісні води – атмосферні опади;
- дуже прісні води – води озер Ладозьке, Байкал, ґрунтові води тундри, високих гір;
- особливо прісними водами є ґрунтові води лісів, середніх гір;
- помірно прісними є ґрунтові води лісостепу, низьких гір;
- пріснуватими – ґрунтові води степу.

Солоні води розбиті Толстіхіним на підгрупи за наступними ознаками:

- слабо солонуваті – питні (за необхідністю), мінеральні питні;
- середньо солонуваті – питні для тварин;
- сильно солонуваті – питні для тварин за необхідністю;
- слабо солоні – нижня межа ($25^{0/00}$) обумовлена тим, що за даної мінералізації температура замерзання і температура максимальної густини рівні між собою;
- помірно солоні – вода опріснених морів;
- нормально солоні – вода Світового океану.

Межі підгруп в класифікації Толстіхіна виділені досить умовно.

Класифікація Вернадського:

- води прісні – мінералізація менше 1г/дм^3 ;
- солонуваті – мінералізація $1-10\text{ г/дм}^3$;
- солоні - мінералізація $10-50\text{ г/дм}^3$;
- розсоли – мінералізація більше 50 г/дм^3 .

Класифікації О.А.Алекіна за мінералізацією:

Води рік О.Алекін поділив на

- дуже малої мінералізації – менше 0,1 г/дм³;
 - малої мінералізації – 0,1 – 0,2 г/дм³;
 - середньої мінералізації 0,2 - 0,5 г/дм³;
 - підвищеної мінералізації 0,5-1 г/дм³;
- Всі поверхневі води* О.Алекін поділив на:
- води прісні – мінералізація менше 1г/дм³;
 - солонуваті – мінералізація 1- 25 г/дм³;
 - з морською солоністю - мінералізація 25-50 г/дм³;
 - розсоли – мінералізація більше 50 г/дм³

Класифікації природних вод за хімічним складом

За хімічним складом на сьогодні нараховується декілька десятків класифікацій природних вод, в основу яких покладено різні принципи. Універсальної класифікації ще не створено. До найбільш розповсюджених належать класифікації О.А.Алекіна, М.Г.Валяшко, В.А.Суліна. Вони базуються на врахуванні тільки головних іонів, які присутні у природних водах. Найбільш прийнятною для поверхневих вод є класифікація О.А.Алекіна, в основу якої покладено два принципи: переважаючих іонів і співвідношення між ними. Переважаючими вважаються іони з найбільшим відносним вмістом у відсотках із перерахунком на кількість речовини еквівалента. Усі природні води за переважаючим аніоном поділяються на **три класи**:

- гідрокарбонатних вод (скорочене позначення - С);
- сульфатних вод (скорочене позначення - S);
- хлоридних вод (скорочене позначення - Cl).

Кожний клас поділяється за переважаючим катіоном на **три групи**:

- кальцієву (скорочене позначення - Ca);
- натрієву (скорочене позначення - Na);
- магнієву (скорочене позначення - Mg).

Кожна група, в свою чергу, поділяється на **чотири типи** вод, які визначаються співвідношенням між іонами в еквівалентах:

(I) - перший тип: $\text{HCO}^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$.

Він формується при взаємодії розчинів з виверженими породами, які містять велику кількість натрію і калію. В окремих випадках води першого типу можуть утворюватись внаслідок обміну кальція на натрій, який міститься у ґрунтах або породах (наприклад, глауконітах, лужних глинах).

(II) - другий тип: $\text{HCO}^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} < \text{HCO}^- + \text{SO}^{2-}$.

Формується при взаємодії з різними осадовими породами і продуктами вивітрювання корінних порід (більшість рік, озер і підземних вод помірної і малої мінералізації).

(III) - третій тип: $\text{HCO}^- + \text{SO}^{2-} < \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ або $\text{Cl}^- > \text{Na}^+$.

Формується шляхом випаровування молекул води і

катионного обміну (звичайно йде обмін натрію розчину на кальцій і магній ґрунтів і порід). До цього типу належать води океанів, морів, лиманів, багатьох солених озер і більшості сильно мінералізованих підземних вод.

(IV) - четвертий тип: $\text{HCO}^- = 0$.

Формується на вивітрюванні і розробці сульфідних родовищ та багатих сульфідами вугільних покладів; при вулканічній діяльності (кратерні озера, гарячі джерела); при активних сульфатредуцируючих процесах (води грязьових вулканів та нафтових родовищ); в північних та вологих областях (тундрові води, води торф'яників і лісів).

Приклад скороченого запису хімічного складу води за класифікацією Алексіна – ($\text{C}_{\text{II}}^{\text{Ca}}$) - вода гідрокарбонатного класу, групи кальцію, другого типу; ($\text{S}_{\text{III}}^{\text{Na}}$) - вода сульфатного класу, групи натрію, третього типу. Крім того, для кількісної характеристики додають значення мінералізації води (записують знизу, з точністю до $0,1^{0/00}$) і загальної твердості в перерахунку на молярну концентрацію еквівалента (записують зверху, з точністю до цілих мілімолей в 1 дм^3).

Можливість існування в цій класифікації природних вод інших класів (нітратний, боратний) не включена, але мало ймовірна. Більш реально переважає в деяких природних водах кремнієвої кислоти, але вона майже повністю недисоційована і не врівноважує катіонів. Виділення в окремий клас природних вод з переважанням органічної речовини неможливо, так як органічна речовина природних вод володіє дуже складним складом.

Наведена класифікація, як й всі існуючі на сьогодні, має певні недоліки, а саме: порушений принцип підпорядкованості, тому що тип є вищою таксономічною одиницею, яка об'єднує класи, а не навпаки; кислі води не зовсім вписуються в рамки класифікації, тому що в подібних природних водах присутні в відносно великих концентраціях іони важких металів. Але це найбільш вдала класифікація з існуючих для характеристики поверхневих маломінералізованих вод суходолу.

Класифікація природних вод за твердістю:

- дуже м'які – до 1.5 ммоль/л,
- м'які – 1,5 – 3 ммоль/л,
- середні – 3-6 ммоль/л,
- тверді – 6-10 ммоль/л,
- дуже тверді – більше 10 ммоль/л.

Формула Курлова

Хороше наочне зображення даних про хімічний склад природних вод дає формула Курлова. Формула - це псевдодріб, у чисельнику якого зліва направо записуються аніони (у відсотках

кількості речовини еквівалента) в порядку зменшення. У знаменнику таким самим чином записуються катіони. Іони, вміст яких у воді менше 10% (при сумі аніонів і катіонів по 100% кожних), не записуються в формулу. Зліва від дробу подається загальна мінералізація в г/дм і приводиться вміст деяких мікроелементів або переважаючих газів в мг/дм³. Справа від дробу записується температура води в та дебіт або витрата води в дм³/с або м³/с. Скорочений варіант формули:

$$0,35 \frac{HCO_3 55 SO_4 36}{Ca 62 Mg 30}, \quad (7.1)$$

У формулі Курлова немає загально прийнятого принципу виділення головних іонів. Детальний варіант формули Курлова:

$$M_{15} Rn_{20} H^2 S_{32} CO^2_{0,22} \frac{Cl 64 HCO_3 36}{Na 72 Ca 28} T_{46} D_{880}$$

ЛЕКЦІЯ 8 ПОНЯТТЯ І КРИТЕРІЇ ЯКОСТІ ВОДИ

Джерела забруднення природних вод

Прийнято розрізняти три основні види стічних вод: *промислові, господарсько-побутові та сільськогосподарські*. Крім того, природні води можуть забруднюватись через атмосферу, внаслідок скидання теплих вод, які використовуються для охолодження на ТЕС і АЕС (теплове забруднення), міськими зливовими стоками, нафтопродуктами, хімікатами під час транспортування їх, водами шахт і рудників тощо. Безумовно, для України після аварії на Чорнобильській АЕС в 1986 році постало питання радіоактивного забруднення природних вод.

Промислові стічні води.

Головним джерелом надходження у природні води України токсичних речовин є стічні води промислових підприємств. Хоча на будівництво очисних споруд витрачаються значні кошти, стічні води деяких підприємств містять важкі метали, детергенти, нафтопродукти, феноли тощо. В незабруднених природних водах цих речовин немає або вони містяться у значно менших концентраціях. Найбільша кількість речовин, що забруднюють воду, надходить разом із стічними водами підприємств нафтопереробної, хімічної, металургійної, текстильної, целюлозно-паперової та деяких інших галузей промисловості. Об'єм і склад промислових стоків залежить від потужності кожного підприємства і ступеня очистки стічних вод.

Господарсько-побутові стічні води.

Суттєвим джерелом забруднення водойм і водотоків є господарсько-побутові стічні води. Вони утворюються внаслідок використання населенням водопровідної води для побутових і господарських потреб із наступним скиданням використаної води в каналізаційну мережу. Побутові стічні води містять фізіологічні виділення людей, відходи від миття посуду, прання білизни, а також тверді відходи (ганчір'я, папір тощо). За зовнішнім виглядом ці стічні води є рідиною з низькою прозорістю, сірого кольору, з неприємним запахом. Для цих вод характерна насиченість їх яйцями гельмінтів і бактеріальною флорою, значну частину якої становлять хвороботворні бактерії.

Сільськогосподарські стічні води.

Основні чинники впливу сільськогосподарського виробництва та хімічний склад природних вод - це внесення добрив і отрутохімікатів на сільськогосподарські угіддя, діяльність тваринницьких комплексів та ерозія ґрунтів. Стік із сільськогосподарських територій може бути поверхневим і ґрунтовим.

На сільгоспугіддя України вноситься щорічно близько 19 млн.т добрив (понад 5 млн.т чистої речовини) та близько 130 тис.т отрутохімікатів. Використовується близько 200 різних пестицидів. У країні під сільськогосподарськими удобрюваними землями зайнято 45 % площі. Доза внесення добрив становить у середньому 140 кг/га і залежить в основному від виду вирощуваних культур.

На території України діє понад 45 тис. ферм і комплексів тваринництва. Річний вихід гною становить близько 300 млн.м³, у перерахунку на нітратне забруднення - в навколишнє середовище щорічно надходить 450 тис.т. азотистих сполук.

За проведеною комплексною оцінкою впливу промислових і господарсько-побутових стічних вод на якість річкових вод України було виділено чотири класи якості річкових вод: 1 - слабо забруднена; 2- забруднена ; 3- брудна ; 4- дуже брудна (кафедра гідрохімії Київського національного університету).

У басейні Дністра зустрічаються води від слабозабруднених (р.Дністр - м.Самбір) до брудних (р.Дністер - м.Могилів-Подільський). Переважають створи з водою забрудненою. Серед забруднюючих речовин виділяються феноли, мідь і цинк. Невисокі якості води р. Прут, в основному внаслідок забруднень фенолами, міддю та цинком, особливо біля м.Чернівці. Тут в усі три сезони вода оцінювалась як брудна (3-й клас), біля м.Яремча 2-й клас. Для річок басейну р.Тиси виявляється чітка закономірність - погіршення

якості води в меженний період внаслідок збільшення концентрації міді чи цинку, забруднення нафтопродуктами.

Порівняння класу якості води двох створів, розміщених на північ і на південь від міста, дало можливість прослідкувати загальну картину зміни якості на південь від 18 міст України. Практично для половини пунктів у створах нижче від міст погіршується якість води, причому в період зимової межени цей процес виражений більш яскраво.

Поняття і критерії якості води

Зростання водоспоживання міст, селищ, промислових підприємств нерозривно пов'язане із збільшенням кількості стічних вод, які утворюються після комунального, побутового і промислового використання води. В останній час все більше значення набувають також стічні води сільськогосподарського виробництва.

Ріки є не тільки природними дренами для водного стоку, але й примусовими колекторами всіх стічних вод на водозборі. Особливо сильно забруднюються порівняно невеликі і навіть середні ріки, які знаходяться в промислових, густо населених районах. Забруднення водоєм і водотоків не тільки відбивається на її санітарному стані але й пагубно впливає на життя населяючих їх водних організмів та погіршує якість води водних об'єктів.

В усьому світі приймаються і здійснюються програми охорони водних об'єктів, внаслідок цього концентрація деяких забруднюючих речовин або стабілізувалася або стала нижчою.

В Україні також реалізуються такі заходи. Це моніторинг якості природних вод, комплексні програми відновлення якості вод р.Дніпра і малих річок у різних регіонах. Україна співпрацює з придунайськими країнами щодо вивчення хімічного складу води р.Дунай і здійснення практичних заходів з охорони її вод від забруднення, а також у рамках угод країн Чорноморського басейну з екологічних проблем Чорного моря.

Об'єм водоспоживання в Україні становить 36,4 км³. Він розподіляється таким чином: промисловість – 46 %; житлово-комунальне господарство – 11 %; сільське господарство – 13 %. Всього скидається у водні об'єкти близько 17,4 км³ стічних вод, в яких міститься 5273 тис.т розчинних речовин.

Якість води – це характеристика складу і властивостей води, яка визначає придатність її для конкретних видів водокористування та водоспоживання. Критерії якості води – ознаки за якими проводиться оцінка якості води по видах водокористування і водоспоживання.

Гігієнічним критерієм називають обмеження водокористування або водоспоживання, які обумовлені забрудненням, яке небезпечне для здоров'я або яке погіршує санітарні умови життя населення.

Водотоки і водоймища вважаються забрудненими, якщо показники складу і властивостей води в них змінилися під прямим або опосередкованим впливом виробничої діяльності та господарсько-побутового використання населенням і частково або повністю непридатні для одного з видів водокористування або водоспоживання.

Критерієм забруднення води є погіршення їх якості внаслідок зміни органолептичних властивостей і появи речовин шкідливих для людини, звірів, пташок, риб, кормових і промислових організмів в залежності від виду водокористування або водоспоживання, а також підвищення температури води, яка змінює умови для нормальної життєдіяльності водних організмів.

Вимоги до складу та властивостей води водних об'єктів в пунктах господарсько-питного та культурно-побутового водокористування і водоспоживання.

Таблиця 8.1 - Загальні вимоги до складу та властивостей води водних об'єктів в пунктах господарсько-питного і культурно-побутового водокористування та водоспоживання

Показник складу або властивостей води водойми або водотоку	Критерії водокористування (водоспоживання)	
	Централізоване або нецентралізоване господарсько-питне водопостачання, водопостачання харчових підприємств	Для купання, спорту та відпочинку населення, а також для водойм в межах населених пунктів
Завислі речовини	Вміст не повинен збільшуватись більше чим на 0,25 мг/дм ³ 0,75 мг/дм ³ Для водойм, які містять в межах більше 30 мг/дм ³ природних мінеральних речовин, допускається збільшення вмісту завислих речовин у воді в межах 5%. Скид завислих речовин зі швидкістю випадання більше 0,4 мм/с для проточних водойм і більше 0,2 мм/с для водосховищ заборонений.	
Плаваючі речовини	На поверхні водойм не повинно бути плаваючих плівок, плям мінеральних масел і скупчень інших забруднюючих речовин і предметів.	

юючих одиницях)	господарсько-питного водопостачання.)
-----------------	---------------------------------------

Закінчення таблиці 8.1

Показник складу або властивостей води водойми або водотоку	Критерії водокористування (водоспоживання)	
	Централізоване або нецентралізоване господарсько-питне водопостачання, водопостачання харчових підприємств	Для купання, спорту та відпочинку населення, а також для водойм в межах населених пунктів
Життєздатні яйця гельмінтів	Не повинні міститись у одному дм ³ життєздатні яйця гельмінтів (аскарид, власоглав, токсокар, фасциол), онкосфери тенід і життєздатні цисти патогенних кишкових найпростіших.	
Хімічні речовини	Неповинні міститися в концентраціях, які перевищують гранично допустимі концентрації (ГДК) або орієнтовно допустимі рівні (ОДР)	

Вимоги до складу та властивостей води рибогосподарських водних об'єктів

Таблиця 8.2 – Загальні вимоги до складу та властивостей води водних об'єктів, які використовуються для рибогосподарських цілей

Показник складу або властивостей води водойми або водотоку	Критерії водокористування (водоспоживання)	
	Водні об'єкти, які використовуються для збереження та відтворення цінних порід риб, які володіють високою чутливістю до розчиненого у воді кисню	Водні об'єкти, які використовуються для інших рибогосподарських цілей
Завислі речовини	Вміст не повинен збільшуватись більше чим на 0,25 мг/дм ³ 0,75 мг/дм ³ Для водойм, які містять в межах більше 30 мг/дм ³ природних мінеральних речовин, допускається збільшення вмісту завислих речовин у воді в межах 5%. Скид завислих речовин зі швидкістю випадання більше 0,4 мм/с для проточних водойм і більше 0,2 мм/с для водосховищ заборонений.	
Плаваючі речовини	На поверхні водойм не повинно бути плаваючих плівок і нафтопродуктів, плям мінеральних масел,	

	жирів і скупчень інших забруднюючих речовин і предметів.
--	--

Продовження таблиці 8.2

Показник складу або властивостей води водойми або водотоку	Критерії водокористування (водоспоживання)	
	Водні об'єкти, які використовуються для збереження та відтворення цінних порід риб, які володіють високою чутливістю до розчиненого у воді кисню	Водні об'єкти, які використовуються для інших рибогосподарських цілей
Запахи, забарвлення, присмаки	Вода не повинна набувати сторонніх запахів, присмаків, забарвлення і надавати їх м'ясу риб	
Температура	Не повинна підвищуватись порівняно з природною температурою водойми більше чим на 5°C при загальному підвищенні температури не більше, ніж до +20°C влітку і +5°C взимку для водойм, в яких водяться холодноводні риби (лососеві і сигові), і більше чим до +28°C влітку і +8°C взимку для решти водойм. В місцях нерестилищ наліму заборонено підвищувати температуру води взимку більше чим до +2 °С.	
Водневий показник (рН)	Не повинен виходити за межі 6,5-8,5	
Розчинений кисень	В зимовий період при льодоставі концентрація розчинного у воді кисню не повинна бути нижчою від 6,0 мг/дм ³ 4,0 мг/дм ³ Влітку у всіх водоймах концентрація розчиненого у воді кисню повинна бути не нижчою 6 мг/дм ³ в пробі, яка відібрана до 12 години дня.	
Біохімічне споживання кисню (БСКпов)	Значення БСК повне при 20 °С не повинно перевищувати 3,0 мг/дм ³ . Якщо в зимовий період концентрація розчиненого у воді кисню у водоймах першого виду водокористування знижується до 6,0 мг/дм ³ , а у водоймах другого виду - до 4,0 мг/дм ³ , то можна допустити скид в них тільки таких стічних вод, які не змінюють БСК.	
Отруйні речовини	Не повинні міститись у концентраціях, які можуть прямо або опосередковано здійснити шкідливий	

	вплив на рибу і водні організми, які служать кормовою базою для риби.
--	---

Умови скиду стічних вод

Згідно “Правилам охорони поверхневих вод від забруднення стічними водами, в водні об’єкти заборонено скидати стічні води, які можуть бути використані в системах оборотного або повторного водопостачання, а також в безстічних виробництвах; води, які містять цінні відходи, виробничу сировину, реагенти, напівпродукти та кінцеві продукти виробництва в кількостях, які перевищують встановлені нормативи технологічних втрат; стічні води, які містять речовини, для яких не встановлені ГДК, та скидні води, які гідні для зрошення в сільському господарстві при дотриманні санітарних вимог.

Заборонено допускати скид у водні об’єкти витоків з нафтопроводів, з нафтопромислів, а також неочищених стічних, підсланевих, пластових вод і витоків інших речовин з плавучих засобів водного транспорту. Заборонено скидати стічні води у водні об’єкти, які є заповідними у встановленому законодавством України порядку, з метою охорони природи та проведення наукових досліджень.

Склад і властивості води водних об’єктів повинні відповідати нормативам в створі, який розташований на водотоках на відстані один кілометр вище найближчого по течії пункту водокористування або водоспоживання (водозабір для господарсько-питного водопостачання, місця для купання, організованого відпочинку, територія населеного пункту і т.д.), а на непроточних водоймах і водосховищах на відстані один кілометр по обидві сторони від пункту водокористування (водоспоживання).

При скидах стічних вод в межах міста або іншого населеного пункту першим пунктом водокористування є дане місто або інший населений пункт, в цьому випадку вимоги, які встановлені до складу і властивостей води водойми або водотоку, повинні відноситись до самих стічних вод. Але при скидах стічних вод у водний об’єкт через ефективні конструкції розсіюваних випусків, які гарантують необхідне перемішування і розбавлення стічних вод в створі скиду, вимоги до складу і властивостей води відносяться до води водного об’єкту.

Склад і властивості води водного об’єкту в пунктах господарсько-питного і культурно-побутового водокористування і водоспоживання по жодному з показників не повинні перевищувати нормативи, а концентрації шкідливих речовин не повинні перевищувати граничнодопустимих концентрацій (ГДК).

При поступленні в водні об'єкти декількох речовин з однаковим лімітуючим показником шкідливості і забруднюючих речовин від вище розташованих скидів, сума відношень концентрацій кожної з речовин у водному об'єкті до відповідної ГДК не повинна перевищувати одиниці.

$$\frac{C_1}{ГДК_1} + \frac{C_2}{ГДК_2} + \dots + \frac{C_n}{ГДК_n} < 1,$$

Склад і властивості води рибогосподарських водойм повинні задовольняти рибогосподарським вимогам (таблиця 8.2) в залежності від умов змішування або безпосередньо в місцях скиду при організації їх змішування, або при відсутності розсіюваного скиду – в створі, який визначається в кожному конкретному випадку органами рибоохорони, але не далі чим в 500 м від місця скиду.

Умови скиду стічних вод у водні об'єкти визначають з врахуванням ступеню можливого змішування і розбавлення стічних вод з водою водного об'єкту на шляху від місця скиду стічних вод до розрахункового (контрольного) створу найближчих пунктів господарсько-питного, культурно-побутового і рибогосподарського водокористування і водоспоживання. Врахування процесів природного самоочищення водних об'єктів від поступаючих в них речовин допускається, якщо процес самоочищення досить чітко виражений і його закономірності достатньо вивчені.

Місце скиду стічних вод має бути розташовано нижче по течії ріки від межі даного населеного пункту і всіх місць його водокористування (водоспоживання) з врахуванням можливості зворотної течії при нагінних вітрах. В системі, яка відводить стічні води у водний об'єкт, повинні бути передбачені пристрої для відбору проб та врахування кількості поступаючих стічних вод. За необхідністю повинні бути забезпечені відповідні автоматизовані пристрої для постійного контролю об'єму, складу і властивостей стічних вод.

При інтерпретації результатів досліджень необхідно виходити з найбільш небезпечних можливих ситуацій у відношенні рівня забрудненості природних вод. Звичайно найбільша ступінь забрудненості спостерігається у маловодні роки при меженних витратах води, тому концентрацію забруднюючих речовин у воді ріки для складання карти забруднення перераховують на мінімальну середньомісячну витрату маловодного року 95 % забезпеченості.

ЛЕКЦІЯ №9 **ОХОРОНА ПОВЕРХНЕВИХ ВОД**

Охорона водних об'єктів від виснаження

У водотоках і водоймах повинна залишатися така кількість води, яка забезпечує не тільки екологічне благополуччя водного об'єкту, але й умови водокористування. Кількість води, яку необхідно залишити у водотоку, називається мінімально допустимим стоком, а у водоймах вона може характеризуватися мінімально допустимим рівнем води.

Отже, *виснаження водойм* – це суттєве зниження мінімально допустимого стоку або рівня води внаслідок забору вод, яке приводить до порушення екологічної рівноваги і умов водокористування. Найчастіше виснаження водойм спостерігається в маловодний період року (лімітуючий сезон, період мінімального стоку).

Значне зменшення природного річкового стоку в меженний період або зниження рівня озерних вод може відбуватися внаслідок будівництва крупних водогосподарських об'єктів, особливо ставків і водосховищ для зрошення і водопостачання, а також при заборі води з метою перерозподілу стоку.

Оцінка впливу зрошувального землекористування на меженний стік повинна здійснюватися з врахуванням місцевих фізико-географічних особливостей території, характеру зрошення, а також норм і строків поливу. Розрахунковим значенням природного стоку звичайно є мінімальна 30-ти добова витрата води 80-85% забезпеченості за літній меженний період.

Вплив промислових і комунально-побутових водозаборів на річковий стік в цілому значно менше впливу водозаборів на зрошення. На їх частку, як правило, приходиться менше 10% загального споживання води, до того ж більша частина використаних вод повертаються у водойми. Незворотне водоспоживання в промисловості і комунально-побутовому господарстві складає в середньому 10 – 12%.

Промислове і комунально-побутове водопостачання крупних міст може суттєво вплинути на стік на окремих ділянках рік навіть при відсутності водозабору на них. Живлення багатьох міст здійснюється за рахунок підземних вод. Тривала і інтенсивна експлуатація підземних водоносних горизонтів приводить до створення депресійної западини і зупинення живлення рік підземними водами в зоні її впливу. Чим більша така западина, тим сильніше здійснюється її від'ємний вплив. Перевищення водозабору над поповненням підземних вод приводить до

утворення депресійних западин, які займають на поверхні землі площу від декількох кілометрів квадратних до 10000–20000 км² і більше.

Живлення рік підземними водами (рівно як і озер), яке звичайно є переважаючим в меженний період, залежить від положення рівня ґрунтових вод по відношенню до рівня води в руслі ріки (або озери). Якщо рівень ґрунтових вод опуститься нижче рівня води в руслі, то почнеться фільтрація річкових (озерних) вод в береги, а за умови зниження рівня ґрунтової води нижче тальвегу ріки відбувається відтік води з ріки в ґрунтову товщу і річковий стік зменшується.

Чим нижче опускається горизонт підземних вод, тим інтенсивніше відбувається фільтрація води з ріки і тим більшою стає ділянка, на якій відбувається втрата стоку. Аналогічна картина спостерігається і на озерах.

Найбільш інтенсивно вказані процеси відбуваються в районах, де водо- понижувальні роботи здійснюються гірничорудними підприємствами з метою розробки родовищ корисних копалин.

Створенню депресійних западин сприяє і урбанізація територій. Територія міст, головним чином, має тверде покриття (асфальтовані дороги, дахи будівель), з швидким і зосередженим стоком в міську каналізацію. До того ж в містах проводиться прибирання і вивіз снігу. В результаті в містах різко зменшується інфільтрація опадів в ґрунти, що викликає зменшення живлення підземних вод. При цьому останні, як вже зазначалось, інтенсивно використовуються для водопостачання міст. Все це сприяє утворенню депресійних западин різного розміру під великими територіями. Тому меженний стік рік в межах міста і нижче його може значно (до 30%) зменшуватись.

При визначенні кількості можливого водозабору з водного об'єкту необхідно знати, в якому стані (природному або порушеному) він знаходиться, особливо в маловодний період, тобто кількісно оцінити ступінь впливу господарської діяльності водозаборів в руслі ріки.

Крім того, для визначення ступеня впливу того чи іншого господарського фактору необхідно мати достатньо надійні дані про природний стік рік району, що розглядається з врахуванням його циклічних коливань. Останні дозволяють встановити характер водності в наявний час спостереження за стоком.

Кількісно оцінити вплив господарської діяльності на річковий стік можливо шляхом порівняння стоку за природний і порушений період балансовим методом. Спосіб порівняння дозволяє визначити результуючий вплив господарської діяльності, її направлення і

розмір безпосередньо на даному водозаборі ріки або на окремих ділянках. При цьому необхідно мати пункти з тривалим часом спостереження за стоком в природних і порушених умовах.

При балансовому методі спостереження вивчається водний, тепловий і, при необхідності, сольовий баланс ділянок водозборів. Балансовий метод дозволяє встановити індивідуальний вплив кожного конкретного фактору господарської діяльності на річковий стік, виявити фізичну сутність цього процесу, визначити його вплив в майбутньому. Однак використання цього методу потребує спеціальних трудомістких польових досліджень.

Найбільш простим і досить широко застосовуваним (при використанні способу порівняння для оцінки впливу водозборів на стік рік) є метод відновлення природного стоку ріки, яка знаходиться в порушених умовах, за зв'язком з рікою-аналогом, яка має природний стік. Ріки, які порівнюються, повинні мати досить довгий період одночасних спостережень за стоком в порушених і непорушених умовах. Чим ближче умови формування стоку досліджуваної ріки і ріки-аналогу, тим надійнішими будуть отримані результати.

Якщо значення парного коефіцієнту кореляції менше 0,8, то доцільно використовувати декілька рік-аналогів для підвищення точності оцінки порушень стоку. При цьому розрахунки здійснюються за допомогою методу множинної лінійної кореляції.

Складові водно-балансового рівняння звичайно змінюються для різних водозборів або ділянок рік і залежать від характеру господарської діяльності. Одним з видів руслового водного балансу може бути наступне рівняння:

$$Q_{ex} + Q_{bn} - Q_{aux} - \sum Q_{zab} - Q_{\phi} = 0, \quad (16.1)$$

де Q_{vx} – приток річкових вод через вхідний створ;

Q_{vix} – стік з ділянки через вихідний створ;

Q_{bn} – бокова приточність підземних вод;

Q_{zab} – витрати водозборів;

Q_{ϕ} – фільтрація з русла ріки.

При плануванні водозабору з рік (або озер) необхідно визначити мінімально допустиму витрату води (або об'єм води), яка повинна там залишитись. Визначення мінімально-допустимої витрати води, яка залишається в ріці при її господарському використанні, є комплексною проблемою. Залишкова витрата води повинна задовольняти цілий ряд потреб і насамперед відповідати санітарних нормам і потребам у воді нижче розташованих по ріці водокористувачів.

Звичайно, для збереження природного стану рік достатньо залишати в них стік (не порушуючи якості води), який відповідає

величині підземного живлення, тобто близький до природного меженного стоку. Найбільше значення має аналіз природного стану рік в самі маловодні роки при найменших значеннях стоку в меженный період. Якщо за таких умов в ріці зберігається екологічне благополуччя, то це значення меженного (або мінімального стоку) може бути прийнято або як мінімально допустиме (якщо в ріці створюються умови на межі екологічного благополуччя), або як вихідне для розрахунків.

Розрахункова (санітарна) витрата води, яка залишається в ріці, встановлюється шляхом введення коефіцієнтів, які характеризують господарське значення ріки, її гідрохімічний, біохімічний режим, властивість до самоочищення, вид забруднень і інші умови, які впливають на якість води.

Водоохоронні зони і лісозахисні смуги. Охорона малих рік

Важливу роль в справі охорони водних об'єктів відіграють спеціальні зони, які виділяють по берегах рік, озер, водосховищ. Їх призначення - збереження або створення умов для природної очистки забруднених вод, які поступають з водозбору, до їх попадання у водний об'єкт шляхом перехоплення поверхневих вод і переведення їх в підземний стік. Одночасно зменшується кількість наносів, які поступають з водозбору в результаті ерозії. Це сприяє збереженню або відновленню природної якості води і у визначеній мірі покращує водний режим. Такі зони називаються *прибереговими водоохоронними зонами* або *приуслівими водоохоронними смугами*.

В таких зонах обмежується або повністю забороняється господарська діяльність. Проводяться, головним чином, організаційно-господарські, агролісомеліоративні і агротехнічні заходи, які спрямовані на зменшення ерозії і попередження забруднення водних об'єктів. Велике значення мають лісо-відновлювальні роботи, оскільки дерев'янисто-чагарникова рослинність сприяє переведенню більшої частини поверхневих вод у підземні, різко знижує або взагалі припиняє ерозію ґрунтів і укріплює береги, що суттєво зменшує замулення рік і озер. Рослинність затримує поступлення хімічних речовин у водні об'єкти та знижує поверхневий стік.

Оскільки водоохоронні зони попереджують або знижують забруднення водних об'єктів мінеральними добривами і пестицидами, то в сільськогосподарських районах вони обов'язково повинні облаштовуватись по берегах водних об'єктів, відокремлюючи орні землі. При цьому в самій водоохоронній зоні використання хімічних засобів захисту рослин заборонено.

В доповнення до лісовідновних робіт проводиться будівництво протиерозійних гідротехнічних споруд (греблі і широкі пороги), утворюючих ставки, перепади, схилів і заплавні лимани, або обвалування вершин ярів, облаштування проти-селевих споруд, терасування і залуження схилів.

Ширина водоохоронних зон залежить від виду угідь, які прилягають до водного об'єкту, а також від крутизни прибережних схилів і пов'язується з величиною ріки. Більша ширина буде при наявності розораних земель і суттєвих нахилів, що обумовлює інтенсивний змив і перенесення часток ґрунту і хімічних речовин. В прибережну смугу звичайно включаються заплава і надзаплавні тераси, в тому числі балки і яри.

Особливо важливе значення водоохоронні зони мають для малих рік і озер, оскільки запаси води в них невеликі і можуть бути легко порушені як по кількості, так і по якості води. Для малих рік найменша ширина водоохоронної зони на кожному березі звичайно приймається:

- 15 м при довжині ріки до 10 км;
- 100 м при довжині ріки до 50 км;
- 200 м при довжині ріки до 100 км.

Відрахування ширини зони ведеться від середнього багаторічного урізу води в літню межень.

Велика водоохоронна роль лісу обумовлює виділення в приберегових лісах заборонених для використання смуг вздовж берегів рік і озер, які називаються *лісозахисними смугами*. Їх ширина пов'язується з довжиною ріки:

- при довжині ріки до 100 км ширина лісозахисної смуги приймається рівною 300 м;
- при довжині ріки до 300 км ширина лісозахисної смуги 500 м;
- при довжині ріки до 1000 км ширина лісозахисної смуги 1000 м.

Ширина берегозахисної лісової смуги залежить від ґрунтових умов і рельєфу і складає не менше 50 – 100 м. В залежності від розмірів ріки і відповідних умов ця смуга може співпадати з прибережною водоохоронною зоною або являтися її частиною.

Інші лісові смуги відносяться до категорії водорегулюючих і можуть розташовуватися на заплаві, якщо вона велика, на надзаплавних схилах; ширина їх звичайно складає 20 – 40 м.

МОДУЛЬ 2

ЛЕКЦІЯ №10 МЕТЕОРОЛОГІЯ І КЛІМАТОЛОГІЯ: ПРЕДМЕТ, ПОНЯТТЯ

Метеорологія як наука. Її зв'язок з іншими науками.

Земля як планета складається з трьох оболонок - твердої (літосфери), рідкої (гідросфери) та газоподібної (атмосфери). Фізичні та хімічні процеси в цих оболонках вивчаються багатьма науками, які носять загальну назву "науки про Землю".

Метеорологія - наука про фізичні процеси і явища в атмосфері і їх взаємодію з земною поверхнею і космічним середовищем. Саме слово "метеорологія" походить від двох грецьких слів "метеор", що в давній Греції означало будь-яке небесне явище (рух зірок, хмар і т.ін.) і "логос" - вивчення, пізнання. Сучасному змісту науки про атмосферу більше відповідає термін "аерологія" ("аерос" - атмосфера, повітря).

За своїми властивостями атмосфера досить неоднорідна в просторі і вкрай мінлива у часі. Вона поступово переходить в міжпланетне середовище, тому її верхня межа досить невизначена.

Практика ставить перед метеорологією завдання пізнання законів, які керують атмосферними процесами. При цьому потрібно мати на увазі наступне:

- 1) жодне атмосферне явище неможливо глибоко вивчити і зрозуміти, не приймаючи до уваги складних процесів взаємодії атмосферних об'єктів один з одним, а також з земною поверхнею і космічним середовищем;
- 2) будь-яке атмосферне явище можна зрозуміти, якщо знати причини його виникнення, розвитку та зникнення;
- 3) кількісні зміни в атмосфері можуть привести до якісних, причому цей перехід часто відбувається стрибком;
- 4) причиною розвитку будь-якого атмосферного процесу є дія суперечливих чинників.

Для вивчення атмосферних процесів і явищ проводять необхідні спостереження і виміри. Дані узагальнюються та аналізуються. Таким чином визначаються закономірності, які властиві атмосферним процесам і які використовуються для вирішення практичних задач, серед яких найважливішою є передбачення погоди.

Починаючи з XVIII століття мережа метеорологічних станцій проводить систематичні візуальні спостереження та виміри за допомогою однотипних приладів. В XX столітті широкий розвиток

отримали методи дослідження атмосфери за допомогою радіозондів, літаків, аеростатів, ракет, штучних супутників Землі і т.ін.

При вивченні атмосфери використовуються закони, які встановлені іншими науками. Особливо широко - закони фізики, в першу чергу таких її розділів як вчення про теплоту, про електромагнітні коливання, про будову речовини. Для вивчення метеорології необхідно знати основи математики, теоретичної механіки, гідромеханіки, географії і астрономії. Оскільки атмосферні процеси тісно пов'язані з процесами, які відбуваються в земній корі та водній оболонці, то звідси зрозумілий зв'язок метеорології з такими науками, як геофізика, фізика моря, океанологія і гідрологія.

Розвиток метеорології як науки привів до відокремлення крупних її розділів в самостійні наукові дисципліни. Вони розрізняються між собою об'єктами, що вивчаються, та особливостями методики їх досліджень (перший принцип поділу метеорології). До таких дисциплін належать наступні:

- фізика атмосфери - (або загальна метеорологія) - вчення про загальні закономірності атмосферних явищ і процесів. Вона вивчає структуру атмосферних явищ, встановлює зв'язок між метеовеличинами і явищами;

- синоптична метеорологія - вчення про закономірності розподілу та зміни погоди на великих площах та методи її передбачення. В основі цієї дисципліни - синоптичний метод, який полягає в аналізі атмосферних процесів за допомогою синоптичних карт або карт погоди, які являють собою географічні карти з нанесеними на них даними метеорологічних спостережень в багатьох точках території досліджень. В останні десятиріччя оформились дві наукові дисципліни - довгострокові прогнози погоди та гідродинамічні (кількісні) методи передбачення погоди. Довгостроковими називають прогнози, які складаються на проміжок більше трьох діб, в той час як короткострокові прогнози - на проміжок менше 3 діб;

- кліматологія - вчення про закономірності формування клімату в різних географічних районах і його коливання. Кліматом називають багаторічний, характерний для даного регіону режим погоди.

У відповідності з другим принципом поділу метеорології - використання її спостережень для потреб господарства країни - в складі метеорології сформувались прикладні дисципліни: авіаційна метеорологія, агрометеорологія, морська метеорологія, ядерна метеорологія і медична метеорологія, технічні засоби метеослужби, які містять радіометеорологію та супутникову метеорологію.

Особливості атмосферних процесів як об'єкта вивчення в метеорології.

Існує чотири основних особливості атмосферних процесів як об'єкта вивчення в метеорології.

Перша особливість атмосфери - неоднорідність її властивостей в просторі та мінливість їх у часі. Це пояснюється досить складним характером взаємодії атмосфери з землею поверхнею, з космічним середовищем і з Сонцем. Безпосередньо від Сонця атмосфера нагрівається мало. Головним чином сонячна радіація поглинається землею поверхнею. Атмосфера ж нагрівається від земної поверхні. Неоднорідність земної поверхні та різноманітність притоку сонячної радіації в різних географічних районах створюють нерівномірність нагрівання повітря, що викликає рух повітря в атмосфері, який в свою чергу сприяє перерозподілу тепла.

Друга особливість атмосферних процесів пов'язана з наявністю водяної пари в атмосфері. За визначених умов водяна пара конденсується, утворюючи тумани і хмари. Хмари, в свою чергу є джерелом багатьох атмосферних явищ - опадів, гроз і цілого ряду оптичних явищ. Хмари, крім того, суттєво змінюють енергетичні ресурси в атмосфері, оскільки при конденсації водяної пари виділяється велика кількість тепла, а поява на небі хмар помітно знижує приток сонячної радіації до земної поверхні та зменшує втрати тепла нею за рахунок випромінювання. Ці особливості ускладнюють вивчення атмосферних процесів і їх передбачення. В принципі процеси в атмосфері можна описати системою диференціальних рівнянь, однак вирішення їх навіть за допомогою ЕОМ досить складно.

Третя особливість атмосферних процесів полягає в тому, що в кожен момент часу вони розвиваються над всією територією земної кулі. Це потребує відповідної організації спостережень за станом атмосфери. У всіх державах світу організована мережа метеостанцій. Дані про стан атмосфери над морями та океанами отримують за допомогою спостережень на кораблях. Досить широко застосовують штучні супутники Землі, які можуть охопити спостереженнями майже всю територію земної кулі.

Четверта особливість атмосферних процесів - це їх багатомасштабність. Масштаб (розмір) атмосферних явищ і процесів змінюється від декількох метрів до багатьох тисяч кілометрів. Якщо врахувати процеси утворення опадів і хмар, то інтервал масштабів необхідно розширити в бік менших розмірів до 10^{-6} - 10^{-7} м (такі розміри мають початкові краплі води). І, навпаки, окремі хмари, смерчі мають розміри від декількох десятків метрів

до 100 км, хмарні системи фронтів, повітряні маси, циклони і антициклони - від сотень кілометрів до 1000 - 2000 км.

**Міжнародне співробітництво в області метеорології.
Значення для життєдіяльності людини.**

Атмосферні процеси і явища мають глобальний характер. Для їх вивчення і передбачення необхідні дані про стан атмосфери та земної поверхні по всій планеті. Тому ще у другій половині XIX століття були спроби налагодити обмін між деякими країнами метеорологічними спостереженнями (між Францією і Росією, Англією і Францією, Росією і Німеччиною).

Перший міжнародний метеорологічний конгрес відбувся у Вені у вересні 1873 р. На ньому була створена Міжнародна метеорологічна організація, яка у 1947 р. була перетворена у Всесвітню метеорологічну організацію (ВМО). Це - спеціалізована структура ООН. Вона здійснює обмін метеоданими між службами усіх країн, слідкує за дотриманням єдиної методики спостережень, піклується про розповсюдження результатів науково-методичних досліджень та обмін ними. Кожна країна у встановлений термін передає через визначені радіоцентри, телефонним та телеграфним зв'язком метеоданні. Ці спостереження зі всієї північної півкулі можуть бути зібрані службою будь-якої країни за 2-3 години, зі всієї земної кулі - за 7-8 годин.

Складну задачу міжнародного співробітництва в області метеорології повинна вирішити Всесвітня служба погоди, яка почала діяти 1 січня 1968 року. В її складі створені три категорії метеоцентрів: світові, регіональні та національні (або територіальні). В світові центри, які знаходяться у Москві, Вашингтоні і Мельбурні поступають дані звичайних спостережень зі всього світу і вся інформація, яку отримують з метеорологічних космічних систем. Регіональні центри ведуть збір даних з територій, що простягаються на декілька тисяч кілометрів з метою перспективного вирішення глобальних проблем.

Найбільшого значення між тим останнім часом набула проблема зміни клімату на земній кулі як під впливом природних причин, так і внаслідок людської діяльності.

Значення для життєдіяльності людини метеорологічних та гідрологічних умов надзвичайне. Загальну увагу привертають такі стихійні лиха як: посухи, катастрофічні повідді, лавини, тайфуни. Вони можуть завдавати збитків господарствам цілих країн, областей і часто супроводжуються багаточисельними людськими жертвами. Значної шкоди завдають менш видатні явища, але ті, що частіше зустрічаються: ожеледиця, заморозки, тумани, хуртовини, снігові заноси, сильні зливи, шквальні вітри, град, пилові бурі.

Перше місце за кількістю метеоінформації, що використовується, та рівнем вимог до неї займає авіація військова та цивільна. По мірі підвищення дальності та швидкості польотів, збільшення розмірів та ваги літаків метеозабезпечення авіації ускладнюється. Кліматичні дані про переважаючі напрямки вітру, частоту появи туманів, стан земної поверхні використовують при проектуванні та експлуатації аеродромів. У всіх аеропортах України існують авіаметеорологічні станції, які складають прогноз погоди на час польоту кожного літака, на весь маршрут польоту.

Гідрометеорологічна служба забезпечує безпечність плавання кораблів і суден різноманітного призначення. Флот потребує даних про морські течії, вітри, вірогідність зустрічі з льодом, температуру води, а головне - штормові попередження.

Стан доріг, умови видимості, ожеледиця впливають на дію автомобільного транспорту.

Дані гідрометеорологічного режиму необхідні при проектуванні та експлуатації споруд різноманітного призначення: будівель, залізничних доріг, газопроводів, ЛЕП, портів, ГЕС і водосховищ. Неврахування цих даних призводить до подорожчання будівництва або до аварії в майбутньому.

І все ж таки на перше місце по залежності від погоди та клімату слід поставити сільське господарство. На продуктивність полів великий вплив здійснює вологість ґрунту і повітря, кількість опадів, світла, тепла. Вибір строків посіву, доцільність внесення добрив (дуже залежить від запасів вологи в ґрунті), проведення зрошувальних та меліоративних робіт - всі ці заходи у великій степені визначаються метеоумовами. Правильне і точне врахування цих умов підвищує врожайність на 15-20%. Для сільського господарства більш важливі довгострокові прогнози - на декаду, місяць, сезон і т.д.

Екологія атмосфери в своїй основі будується на метеокліматичних характеристиках і даних. Вміст газоподібних та твердих домішок в атмосфері залежить не тільки від об'єму промислових викидів, а й від швидкості вітру, розподілу температури з висотою, вологості повітря і т.д.

За даними деяких авторів в Західній Європі, Америці, Японії, де проблема збереження навколишнього середовища набула вкрай гострого соціального характеру, забруднення атмосфери визначає на 50% автомобільний транспорт і на 50 решта % опалювальні системи та промислові підприємства.

Метеорологічні величини і атмосферні явища

Для кількісної характеристики стану атмосфери вводиться поняття "метеорологічних величин" (раніше їх називали

метеоеlementи) - це температура, тиск, густина і вологість повітря; швидкість і напрямок вітру; кількість, висота та товщина хмар; інтенсивність опадів; метеорологічна дальність видимості; водність туманів, хмар і опадів; потоки променистої енергії, тепла і т. ін.

В метеорології досить широко розповсюджено поняття "атмосферного явища" (або просто явища), під яким розуміють визначений фізичний процес, який супроводжується різкою (якісною) зміною стану атмосфери. До них відносять: туман, грозу, ожеледицю, пилову (піщану) бурю, шквал, хуртовину, паморозь, росу, іней, зледеніння, опади, хмари, полярні сніга і т.ін.

Безперервна зміна стану атмосфери в часі і просторі призводить до зміни метеоеlementів і атмосферних явищ. Фізичний стан атмосфери у визначений момент або проміжок часу, який характеризується сукупністю метеорологічних величин і атмосферних явищ, носить назву погода. при цьому можна говорити про погоду у визначеній точці простору, про погоду району, про погоду по маршруту і т.д.

В залежності від практичної діяльності людини для характеристики погоди застосовуються різні сукупності метеоеlementів і явищ: при метеозабезпеченні авіації - одні, сільського господарства - інші.

ЛЕКЦІЯ №11 ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ПОВІТРЯНУ ОБОЛОНКУ ЗЕМЛІ

Склад атмосферного повітря

Атмосфера - газова оболонка Землі, яка приймає участь в її добовому та річному обертанні. Вертикальна протяжність атмосфери більше трьох земних радіусів (середній радіус - 6371 км), а маса атмосфери - $5,157 \times 10^{15}$ т, що складає приблизно 1/1000000 від маси Землі.

Атмосфера Землі являє собою механічну суміш газів, в тому числі водяної пари, а також деякої кількості аерозолів. Склад сухого повітря в атмосфері до висоти 90-95 км залишається практично постійним: азот - 78,084%; кисень - 20,9476%; аргон - 0,934%; вуглекислий газ - 0,0314 % (його вміст може суттєво змінюватись в залежності від місця і часу); неон - 0,001818%; гелій - 0,000524%; криптон - 0,000114%; ксенон - 0,000087%; водень - 0,00005%; закись азоту (N_2O) - 0,00005% (його вміст може суттєво змінюватись в залежності від місця і часу); метан (CH_4) - 0,0002%; озон - від 0 до 0,000007% (влітку); від 0 до 0,000002% (взимку); двоокись сірки (SO_2) - від 0 до 0,0001% (його вміст може суттєво змінюватись в

залежності від місця і часу); двоокись азоту (NO_2) - від 0 до 0,000002% (його вміст може суттєво змінюватись в залежності від місця і часу); йод (I_2) - від 0 до 0,000001%.

Більше інших змінюється вміст в атмосфері водяної пари, концентрація якої у поверхні Землі за умов високої температури може досягати 4%. З збільшенням висоти і зниженням температури вміст водяної пари різко зменшується (приблизно наполовину вже на висоті біля 1,5-2,0 км і в 10-15 разів від екватора до полюсів).

Під впливом діяльності людини відбувається зміна вмісту деяких газів, головним чином, вуглекислого, концентрація якого за останні 60-70 років збільшилась на 10-12%. Крім того в атмосфері завжди є багаточисельні тверді і рідкі домішки (аерозолі) природного та промислового походження. Маса твердих домішок за останні 70 років в атмосфері північної півкулі зросла приблизно в 1,5 рази.

Поділ атмосфери на шари

В основу поділу атмосфери на шари у вертикальному напрямку покладено наступне:

- склад атмосферного повітря;
- фізико-хімічні процеси;
- розподіл температури з висотою;
- взаємодія атмосфери з підстилаючою поверхнею.

За складом повітря атмосфера поділяється на гомосферу і гетеросферу. В гомосфері - шарі атмосфери від підстилаючої поверхні до висоти 90-95 км - вміст основних газів (азоту, кисню, аргону) залишається постійним; молярна маса сухого повітря до висоти 94 км практично не змінюється і дорівнює $M=28,9644$ кг/кмоль.

В гетеросфері - шарі атмосфери, який розташований вище 95 км, склад атмосферного повітря значно змінюється з висотою внаслідок дисоціації газових молекул ультрафіолетовим випромінюванням Сонця: поряд з молекулярним азотом N_2 і молекулярним киснем O_2 з'являються атомарний азот N та атомарний кисень O . Тому молекулярна маса повітря в гетеросфері з висотою зменшується: на висоті 97500 м $M = 28,850$ кг/кмоль, а далі до висоти 120000 м її зменшення відбувається за лінійним законом з градієнтом $dM/dz = 0,0001511$ кг/(м·кмоль).

За фізико-хімічними процесами в атмосфері виділяють:

- озоносферу - шар атмосфери між 20 і 55 км, який відрізняється підвищеною концентрацією озону;
- іоносферу - шар атмосфери від 50-60 до 400 км, який характеризується відносно високою концентрацією позитивних молекулярних і атомарних іонів і вільних електронів; вона

поділяється на області збільшеної іонної концентрації з поступовими переходами між ними: область D (60-90 км); E (90-160 км); F₁ (160-200 км); F₂ (вище 200 км);

- нейтросферу - шари атмосфери від земної поверхні до 70-90 км, в яких незаряджені частки різко переважають над іонами;

- хемосферу - область верхньої атмосфери від стратосфери до нижньої частини термосфери, в якій відбуваються фотохімічні реакції, зокрема, з участю кисню, озону, азоту, гідроксиду натрію.

За характером зміни температури повітря з висотою атмосфера поділяється на наступні основні і перехідні шари:

Тропосфера (0-11 км) - температура падає з висотою;

тропопауза;

стратосфера (11-50 км) – температура підвищується з висотою;

стратопауза;

мезосфера (50-90 км) – температура падає з висотою;

мезопауза;

термосфера (90-450 км) – температура підвищується з висотою;

термопауза;

екзосфера (> 450 км) – температура не змінюється з висотою.

В залежності від географічної широти, пори року і атмосферних процесів межі цих шарів можуть мати значні відхилення від приведених середніх значень.

Тропосфера - нижній шар атмосфери від підстилаючої поверхні до висот 8 – 18 км, який характеризується загальним зниженням температури з висотою. Середнє значення вертикального градієнта температури в тропосфері біля 0,65⁰С/100 м з можливими відхиленнями середніх сезонних значень для даного географічного регіону до 0,3⁰С/100 м в той або інший бік.

В фіксований момент часу в залежності від синоптичної обстановки вертикальний градієнт температури може змінюватись в широких межах - від позитивних значень порядку десятків ⁰С на 100 м до таких же від'ємних значень. В тропосфері зосереджена основна маса атмосферного повітря - від 75⁰% в помірних і високих широтах до 90% в низьких і біля 90% усієї водяної пари, що знаходиться в атмосфері.

Тропосфера простягається від поверхні Землі до 8-10 км в полярних широтах, 10-12 км в помірних широтах до 16-18 км в тропіках.

В тропосфері спостерігаються найбільші зміни метеорологічних величин як по вертикалі, так і по горизонталі, в ній утворюються основні види хмар; формуються різноманітні метеорологічні явища: опади, тумани, грози, хуртовини і т.ін., які

здійснюють вплив на життєдіяльність людини.

Тропосферу поділяють на декілька шарів: нижню - від поверхні Землі до висоти 1,0-1,5 км; середню - від 1,0-1,5 км до 6-8 км і верхню - від 6-8 км до тропопаузи.

Тропопауза - перехідний шар, який відділяє тропосферу від стратосфери. Товщина цього шару коливається від декількох сотень метрів до 1,5-2,0 км. На нижній межі тропопаузи падіння температури з висотою уповільнюється або припиняється. Температура з висотою тут може залишатись постійною, повільно підвищуватись або слабо падати. Середнє (стандартне) значення температури на нижній межі тропопаузи складає $-56,5^{\circ}\text{C}$.

Тропопауза являє собою потужний затримуючий шар атмосфери, який припиняє розповсюдження уверх аерозолів, водяної пари. Вона є бар'єром для переміщення озону з стратосфери в тропосферу. При перетині тропопаузи звичайно відбувається різка зміна ряду характеристик атмосфери: розрив вертикального градієнту температури з висотою, стрибок вектора вітру, різка зміна вологості повітря і т.ін. Тому тропопауза здійснює вплив на розвиток атмосферних процесів по вертикалі. З нею пов'язані особливі метеоумови польотів: струменеві течії, зони інтенсивної турбулентності, які викликають бовтанку літаків та інші.

Стратосфера - шар атмосфери від верхньої межі тропопаузи до висот 45-55 км, часто характеризується загальним підвищенням або сталістю температури з висотою. В помірних широтах до висоти 25 км в стратосфері звичайно спостерігається сталість температури, а вище температура зростає. Середнє її значення на верхній межі стратосфери близько до 0°C з можливим відхиленням в той чи інший бік до 20°C . Підвищення температури в стратосфері вірогідно обумовлено поглинанням озоном ультрафіолетової сонячної радіації. В стратосфері іноді спостерігаються раптові потепління. На висотах 23-28 км можуть утворюватись перламутрові хмари.

Мезосфера - шар атмосфери від верхньої межі стратопаузи до висоти 80-90 км, який характеризується загальним пониженням температури з висотою в середньому на $0,35^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Тут температура повітря складає $-80 \dots -90^{\circ}\text{C}$. Поблизу верхньої межі мезосфери іноді утворюються сріблясті хмари.

Термосфера - шар атмосфери від верхньої межі мезопаузи до висоти близько 450-500 км. Тут відбувається загальне підвищення температури з висотою (головним чином за рахунок поглинання короткохвильової сонячної радіації).

Екзосфера - шар атмосфери, який розташований вище термопаузи. В ньому переважає сталість температури з висотою.

За взаємодією атмосфери з земною поверхнею її поділяють на приграничний шар (товщиною від 300-400 до 1500-2000 м) і вільну атмосферу. Товщина приграничного шару атмосфери тим більша, чим більша шорухуватість земної поверхні і чим більш інтенсивно розвинута турбулентність. В цьому шарі добре виражений вплив підстилаючої поверхні на добову зміну метеорологічних величин; швидкість вітру звичайно зростає з висотою і відмічається правий поворот напрямку вітру. Концентрація аерозолів (часток пилу, крапель туману і ін.) в приграничному шарі підвищена.

Всередині приграничного шару виділяється приземний шар атмосфери (висотою від декількох десятків до 100 м), в межах якого турбулентні потоки тепла, водяної пари з достатньою точністю можна вважати постійними. Через приземний шар відбувається "живлення" вище залягаючих шарів вологою і теплом.

У вільній атмосфері вплив підстилаючої поверхні практично відсутній і амплітуда добового ходу метеорологічних величин виражена менш чітко, ніж в приграничному шарі. Тут в першому наближенні (не враховуючи сили турбулентного тертя) можна вважати вітер близьким до градієнтного.

Поняття про атмосферний тиск і методи його виміру

Статика атмосфери - це розділ метеорології, в якому встановлюються закономірності розподілу в просторі параметрів стану повітря (тиску, густини, температури) при відсутності руху атмосфери відносно поверхні Землі. Основні закони статички, які описують розподіл тиску і густини повітря з висотою, з прийнятним наближенням можна використовувати для атмосфери, що рухається.

Атмосферний тиск - це тиск, який здійснює атмосфера на всі предмети, що в ній знаходяться і на поверхню Землі. В кожній точці атмосфери тиск дорівнює вазі стовпа повітря, який має основання в 1 одиницю площі і який простягається від даного рівня до меж атмосфери.

За стандартний атмосферний тиск приймають тиск, який врівноважується вагою ртутного стовпчика висотою 760 мм з перерізом в 1 м^2 при температурі $+15^\circ \text{C}$ на широті 45° і на рівні моря, де прискорення вільного падіння $g = 9,80665 \text{ м/с}^2$. В системі Си одиниця тиску - Паскаль (Па).

Атмосферний тиск виражається також в гектопаскалях ($1 \text{ ГПа} > 10^2 \text{ Па} = 10^2 \text{ Н/м}^2$). Для вимірів тиску часто користуються барометрами зі шкалами, які градуйовані в одиницях, що застосовувались раніше - мілібарах (мбар) або в міліметрах ртутного стовпчика (мм.рт.ст.). Співвідношення між цими

одинацями наступне:

$$1 \text{ мбар} = 1 \text{ гПа} = 0,750062 \text{ мм.рт.ст.}$$

Прилади для виміру атмосферного тиску.

В метеорології атмосферний тиск вимірюється головним чином за допомогою ртутних барометрів. Ртутні барометри мають істотні недоліки, зв'язані з застосуванням ртуті, тому в ряді випадків використовують деформаційні барометри різних типів. В деяких випадках доцільно використовувати гіпсотермометри (термобарометри). Крім того для реєстрації атмосферного тиску застосовують барографи з пружними чутливими елементами.

Барометри ртутні. З часу винаходу Торічеллі барометра (1643р.) його конструкція була значно удосконалена. В якості рідини використовується ртуть, висока густина якої забезпечує можливість створення рідинних барометрів мінімальних габаритів.

Якщо скляну трубку довжиною біля 90 см, запаяну з одного кінця, наповнити ртуттю, а потім, прикривши отвір, перевернути і опустити незапаяним кінцем в ртуть, налиту в чашку, то після відкриття отвору трубки ртуть з неї витече в чашку тільки частково. В трубці залишиться стовп ртуті висотою H . Очевидно, що тиск цього стовпця ртуті (якщо трубка вертикальна) і тиск повітря P , що залишилось всередині трубки, врівноважують атмосферний тиск P_a , який діє на поверхню ртуті в чашці.

Якщо трубка достатньо вакуумована, то тиск ртутного стовпця висотою H рівний атмосферному (формула вже відома студентам з курсу фізики):

$$\rho \cdot H \cdot g = P_a, \quad (11.1)$$

де ρ - густина ртуті,

g - прискорення вільного падіння.

Таким чином, вимірюючи H , при відомих значеннях ρ і g , обчислюють атмосферний тиск P_a .

Промисловістю випускаються тільки чашечні і сифонно-чашечні барометри. Вимірювання атмосферного тиску з їх допомогою зводиться до обчислення з потрібною точністю висоти стовпа ртуті H . Для забезпечення заданої точності вимірювання атмосферного тиску висоту стовпа вимірюють з точністю до десятих, в деяких барометрах до сотих міліметра (шкала барометрів найчастіше градується в інших одиницях тиску, точність розрахунку і в цих випадках близька до вищезазначеної).

Барометри деформаційні. Принцип дії деформаційних барометрів базується на залежності пружної деформації твердих тіл від дії на них тиску. В якості первинних перетворювачів для цих барометрів застосовуються елементи особливої форми і конструкції, чутливі до змін тиску і які спроможні перетворити його

в лінійне переміщення чи силу. Найбільш розповсюдженими з них є вакуумовані мембранні коробки (барокоробки), блоки з них (бароблоки) і сильфони, які виготовляються зі сталі, бронзи і їх сплавів з іншими металами. Найбільш широко використовуються деформаційні барометри – anerоїди.

Гіпсометричний метод вимірювання тиску.

Гіпсометричний метод обчислення атмосферного тиску базується на залежності температури кипіння речовини від тиску. Рідина починає кипіти при температурі, при якій пружність її парів дорівнює зовнішньому тиску на поверхні рідини. В якості рідини при вимірах тиску гіпсометром використовують дистильовану воду.

Знаючи температуру пари води, що кипить, можна по спеціальних таблицях знайти пружність пари, так як пружність пари дорівнює зовнішньому тиску, то і атмосферний тиск. Таким чином, обчислення атмосферного тиску по гіпсометричному методу зводиться до вимірювання температури води киплячої води. Середня чутливість методу (t / P) біля $0,03^{\circ}\text{C}/\text{мбар}$.

Прилад, за допомогою якого вимірюють тиск цим методом називається гіпсотермометром. Він складається із гіпсотермометра і кип'ятильника з паровою камерою.

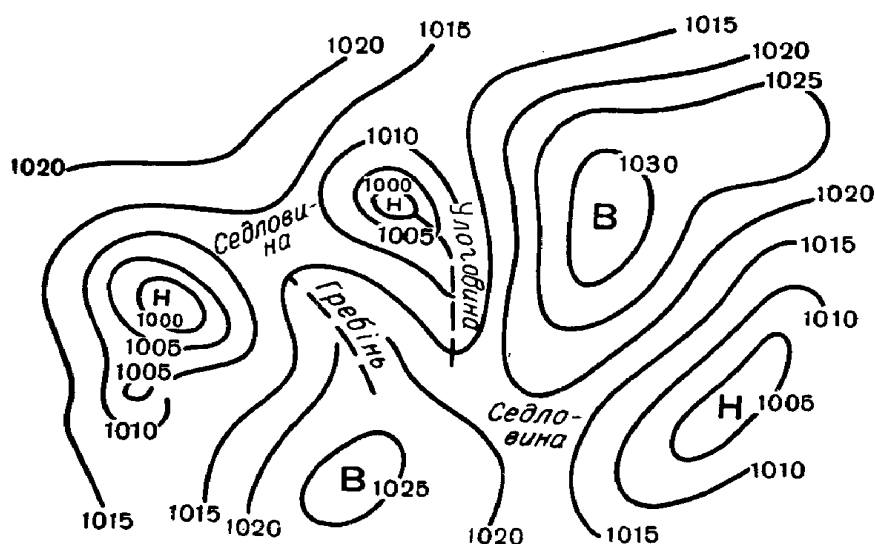
За конструкцією гіпсотермометр – це спеціальний високочутливий ртутний термометр, який забезпечує вимірювання температури в точці 0°C і від 83 до 103°C з похибкою не більше $0,01^{\circ}\text{C}$. Точка 0°C використовується при повірці гіпсотермометра; шкала від 83 до 103°C забезпечує обчислення тиску від 450 до 1120 мбар з похибкою $0,3-0,4$ мбар.

Поняття про баричні системи

Метеорологічні станції, на яких проводять виміри тиску та інших метеовеличин, розташовані на різній висоті над рівнем моря. Так як тиск змінюється з висотою, то його значення, які виміряні на станціях, будуть розрізнятися поперед всього під впливом різниці висот. Оцінити зміни тиску в горизонтальному напрямку (зокрема розрахувати горизонтальний градієнт тиску) можна, очевидно, лише тоді, коли тиск приведений (тобто перерахований) до якого-небудь одного рівня. В якості такого рівня за звичай вибирається рівень моря.

Приведені до рівня моря тиск і інші метеорологічні величини (температура, точка роси, швидкість вітру, кількість, висота і форма хмарності і ін.) наносяться на бланки географічних карт, які називаються приземними картами погоди.

Рисунок 11.1 - Види баричних систем



Якщо провести ізобари на досить обширній території, то буде видно, що вони мають різну форму, в залежності від якої розрізняють наступні види баричних утворень (рисунок 3.1):

- область низького тиску, яка обмежена замкненими ізобарами, називається циклоном;
- область високого тиску - антициклоном;
- області з U або V подібними ізобарами на периферії циклонів носять назву улоговин, а на периферії циклонів - гребней;
- седловина являє собою область, яка заключена між двома вхрест розташованими циклонами і антициклонами. В деяких районах ізобари мають форму, яка близька до прямолінійної.

Підкреслимо, що під низьким і високим тиском розуміють відносне значення тиску (порівняно з тиском у сусідніх областях). Таким чином, ізобаричні поверхні над циклоном увігнуті в напрямку до земної поверхні, а над антициклоном - опуклі.

Горизонтальні розміри баричних систем (циклонів і антициклонів в першу чергу) коливаються між декількома сотнями і декількома тисячами кілометрів. Їх вертикальна протяжність складає декілька кілометрів. Розрізняють низькі і високі циклони і антициклони. Перші розповсюджуються уверх на 2-3 км, другі, як правило, - на всю тропосферу.

ЛЕКЦІЯ 12 РАДІАЦІЙНИЙ І ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ АТМОСФЕРИ

Сонячна радіація: основні поняття.

Сонячна радіація - це електромагнітна радіація Сонця, яка розповсюджується у просторі у вигляді електромагнітних хвиль зі швидкістю 300 000 км/с і проникає в земну атмосферу. До земної поверхні доходить у вигляді прямої і розсіяної радіації.

Енергія сонячної радіації - промениста енергія Сонця. Сонячна радіація є основним джерелом енергії для процесів, які відбуваються в атмосфері, і вимірюється, звичайно, за тепловим впливом.

Спектр сонячної радіації - розподіл променистої енергії в потоці сонячної радіації по довжинам хвиль. Видиме світло займає вузький інтервал довжини хвиль, лише від 0,39 до 0,76 мкм. Однак в цьому інтервалі міститься майже половина всієї сонячної променистої енергії (47%). Майже стільки ж (44%) припадає на інфрачервоні промені і лише 9% на ультрафіолетові.

Всі тіла, у тому числі земна поверхня і атмосфера спроможні частково або повністю поглинати, відбивати або пропускати енергію випромінювання. Ці процеси підпорядковуються відповідним законам.

Сонячна стала - потік сонячної радіації на перпендикулярну до променів поверхню на межі атмосфери при середній відстані Землі від Сонця, складає $J_0=1,353 \text{ кВт/м}^2$. Саме поняття "стала" містить те, що ця величина не залежить від поглинання і розсіювання радіації в атмосфері, а залежить тільки від властивості Сонця випромінювати.

Сонячна радіація, яка поступає на верхню межу атмосфери Землі, перед тим, як дійти до земної поверхні, суттєво змінюється внаслідок розсіювання молекулами повітря і домішками, які містяться в атмосфері в твердому і рідкому вигляді; частково сонячна радіація поглинається.

Таким чином, біля земної поверхні потік *прямої сонячної радіації* - радіації, яка доходить до місця спостереження у вигляді пучка паралельних променів, які відходять безпосередньо від диска Сонця, коливається в широких межах, але не перевищує на рівні моря $1,05 \text{ кВт/м}^2$, а в горах, на висотах 4-5 км, $1,2 \text{ кВт/м}^2$ на перпендикулярну до променів поверхню.

Пряма сонячна радіація на горизонтальну поверхню розраховується за формулою:

$$S' = S \sin h_0, \quad (12.1)$$

де S - пряма радіація на перпендикулярну поверхню.

Розсіяна сонячна радіація – це радіація, яка набула розсіювання в атмосфері і дійшла до земної поверхні від усього небесного своду. Її потік змінюється в залежності від висоти Сонця, стану атмосфери і досягає значень порядку $0,07-0,1$ кВт/м².

Розсіювання радіації обумовлюється як молекулами повітря, так і завислими у повітрі частками, розмір яких більше довжини хвилі розсіюваних променів. Молекулярне розсіювання дуже близько до розсіювання за законом Релея, тобто вортно пропорційно четвертій ступені довжини хвилі радіації, яка розсіюється. Розсіювання завислими у повітрі частками відбувається вортно пропорційно другій і навіть першій ступені довжини хвилі. У зв'язку з цим будь-яке помутніння атмосфери обумовлює більш рівномірне розсіювання променів з різними довжинами хвиль. Розсіюванням радіації пояснюється блакитний колір неба (молекулярне розсіювання), освітленість при похмурому небі, видимість предметів, які знаходяться у тіні і т.ін.

Коефіцієнт прозорості атмосфери P – відношення потоку прямої сонячної радіації, яка досягає земної поверхні при положенні Сонця в зеніті ($m = 1$), до потоку сонячної радіації на верхній межі атмосфери (до сонячної сталої).

$$P = J_{90}^0 / J_0. \quad (12.2)$$

Оскільки $J_{90}^0 < J_0$, то коефіцієнт прозорості завжди менше 1 ($P < 1$).

Коефіцієнт прозорості є функцією довжини хвилі. З збільшенням довжини хвилі він зростає, тому що розсіювання коротких хвиль більш значне, ніж довгих. Для ультрафіолетових променів він складає $0,3$; для зелених $0,7$; для оранжевих і червоних біля $0,8$; для інфрачервоних – $0,9$.

Фактор мутності F – це відношення коефіцієнта послаблення в реальній атмосфері до коефіцієнту послаблення в ідеальній атмосфері:

$$F = a_p / a_i. \quad (12.3)$$

Це відношення показує, скільки потрібно було б ідеальних атмосфер, щоб обумовити таке ж послаблення сонячної радіації, яке дає реальна атмосфера. Фактор мутності залежить від властивостей повітряних мас. В арктичному прозорому повітрі його значення приблизно в два рази менше, ніж в запиленому континентальному тропічному.

Сумарна сонячна радіація - сукупність прямої і розсіяної сонячної радіації, яка надходить на горизонтальну поверхню. Частина прямої і розсіяної сонячної радіації відбивається від

поверхні землі і хмар і уходить в космічний простір, а решта переходить в тепло, нагріваючи земну поверхню і атмосферне повітря, і незначна частина перетворюється в хімічну енергію при дисипації молекул газів, в електричну - при іонізації.

Сумарна радіація отримується сумуванням прямої і розсіяної радіації:

$$Q = S' + D. \quad (12.4)$$

Дійсні суми сумарної радіації можна визначати за формулою Савінова:

$$\sum_{д} (S' + D) = [\sum_{в} (S' + D)] \cdot (1 - C \cdot n); \quad (12.5)$$

де C - коефіцієнт хмарності,

n - середня кількість хмар за інтервал, для якого визначаються дійсні суми сумарної радіації.

Випромінювання Землі а атмосфери

Енергія, яка випромінюється Землею і атмосферою, приходить переважно на невидиму ділянку спектру, тому що їх температура порівняно з температурою Сонця дуже мала.

Випромінювання атмосфери має більш складний характер, ніж випромінювання земної поверхні. Атмосфера випромінює довгохвильову радіацію, частина якої, що направлена до земної поверхні називається *потокм зустрічного випромінювання* V_a , який представляє собою кількість довгохвильової радіації, яка поступає від атмосфери до одиниці площі земної поверхні в одиницю часу.

Ефективне випромінювання земної поверхні V^* - різниця між власним випромінюванням земної поверхні V_0 і частиною зустрічного випромінювання атмосфери V_a , яка була поглинута:

$$V^* = V_0 - \delta \cdot V_a. \quad (12.6)$$

Ефективне випромінювання сильно залежить від вмісту в атмосфері водяної пари і наявності хмарності; воно здійснює великий вплив на температурний режим земної поверхні.

Альbedo

Альbedo - величина, яка характеризує властивість будь-якої поверхні відбивати. Альbedo поверхні, що відбиває - відношення потоку відбитої даною поверхнею радіації до потоку радіації, що надходить, яке виражено в частках одиниці або у %.

Альbedo різних поверхней, за виключенням снігу і води, змінюється в порівняно вузьких межах - від 10 до 30%. Для снігу, який щойно випав, може досягати 90%. Альbedo водної поверхні залежить від кута падіння сонячних променів і коливається від 2% при висоті Сонця 90° до 35% при висоті Сонця 5° .

Альбедо розраховують за формулою:

$$A = Q_{\text{отр}} / Q, \quad (12.7)$$

де $Q_{\text{отр}}$ - відбита сонячна радіація (кВт/м^2),

Q - сумарна радіація.

Частина сумарної радіації (кВт/м^2), яка поглинена продуктивним шаром, складає:

$$Q_{\text{п}} = Q (1-A). \quad (12.8)$$

$Q_{\text{п}}$ - ще називають короткохвильовим радіаційним балансом і позначають $B_{\text{к}}$.

Альбедо змінюється в залежності від вологості ґрунту: з зростанням вологості воно зменшується, тому що збільшується кількість радіації, що поглинається. Альбедо різних поверхней має яскраво виражений добовий і річний хід; найменші його значення спостерігаються при максимальній висоті Сонця опівдні, а на протязі року - влітку.

Радіаційний баланс.

Радіаційний баланс земної поверхні R - різниця між поглинутою нею радіацією і власним випромінюванням земної поверхні:

$$R = (1 - A) \cdot J' + (1 - A)J + \delta \cdot B_a - B_o \quad (12.9)$$

$$\text{або } R = (1 - A) (J' + J) - B^*, \quad (12.10)$$

де A - альбедо;

B^* - ефективне випромінювання земної поверхні.

Радіаційний баланс змінюється в залежності від широти місцевості, пори року і часу доби, погодних умов і т.п. і здійснює суттєвий вплив на розподіл температури в приземному шарі атмосфери, процеси випаровування і сніготанення, утворення туманів і заморозків, зміна властивостей повітряних мас.

Радіаційний баланс системи земна поверхня - атмосфера R_c - алгебраїчна сума потоків радіації, які входять в земну атмосферу і уходять з неї назад:

$$R_c = J_o' (1 - a_g) - U_{\infty}, \quad (12.11)$$

де J_o' - потік прямої сонячної радіації на верхній межі атмосфери (на горизонтальну поверхню);

a_g - альбедо Землі як планети;

U_{∞} - випромінювання земної поверхні і атмосфери, яке уходить в світовий простір.

Радіаційний баланс продуктивного шару ґрунту, який ще називається "остаточною радіацією" розраховується за формулою:

$$B = (S' + D) (1 - A) - E_B, \quad (12.12)$$

де E_B - ефективне випромінювання, яке з від'ємним знаком являє собою довгохвильовий радіаційний баланс.

Поняття про температуру та температурні шкали

Температура повітря - температура, яку показує термометр в умовах його повного теплового контакту з атмосферним повітрям. Вона вимірюється термометрами зі шкалами, в яких в якості реперних точок використовуються температура танення льоду і кипіння воду.

Температура повітря характеризує тепловий стан атмосфери. Вона є мірою середньої кінетичної енергії руху молекул і атомів, які складають атмосферне повітря.

В шарах атмосфери, де густина повітря досить велика (до 90-100 км) і частота зіткнення молекул забезпечує перерозподіл і вирівнювання кінетичної енергії між молекулами, температура характеризує рівноважний стан і називається кінетичною.

На висоті більше 90-100км, де відносна молекулярна маса з висотою змінюється, температура називається молекулярною.

До висот 90-100км поняття молекулярної і кінетичної температур співпадають ($T=T_m$), тому що в цьому шарі атмосфери склад повітря постійний, вище 100 км $T_m > T$.

Температура повітря виражається в градусах термодинамічної температурної шкали, які називають Кельвінами ($^{\circ}K$), або в градусах Міжнародної практичної температурної шкали 1968 р., які називають градусами Цельсія ($^{\circ}C$). В минулому, в багатьох країнах і сьогодні користуються також температурною шкалою Реомюра ($^{\circ}R$), Фаренгейта ($^{\circ}F$), Ренкіна ($^{\circ}Re$). На Україні температуру повітря звичайно вимірюють з точністю до десятих градуса Цельсія. В теоретичних розрахунках її частіше виражають в Кельвінах з тією ж точністю.

Для порівняння показів різноманітних термометрів їх градують по шкалі. Одиниця вимірювання температури залежить від обраної температурної шкали. Сьогодні у всьому світі для користування прийнята міжнародна практична температурна шкала МПТШ-68. Для розуміння її особливостей необхідно уявити її зв'язок з іншими температурними шкалами, які довго використовувались. З часу винаходу Галілеєм в 1598 р. термометра, принцип дії якого ґрунтується на використанні термометричної речовини, об'єм чи тиск якої залежить від температури, були запропоновані різні температурні шкали. Велике розповсюдження, в тому числі і в метеорології, отримали шкали, які запропонували Фаренгейт в 1715 р., Реомюр – в 1736 р., Цельсій – в 1748 р.,

Кельвін – в 1848 р.

Градус температурної шкали Фаренгейта ($^{\circ}\text{F}$) складає 1/180 інтервалу між точками танення льоду і кипіння води, яким присвоєні значення 32°F і 212°F відповідно.

Градус температурної шкали Реомюра ($^{\circ}\text{R}$) складає 1/80 інтервалу між температурою танення льоду і кипіння води, яким присвоєні значення відповідно 0°R і 80°R .

Градус температурної шкали Цельсія ($^{\circ}\text{C}$) складає 1/100 інтервалу між температурою танення льоду і кипіння води, яким присвоєно значення відповідно 0°C , 100°C . Всі шкали цього типу залежать від роду термометричної речовини, яка використана.

Кельвін запропонував термодинамічну температурну шкалу (шкала Кельвіна), яка не залежить від термометричної речовини. Ця шкала, яка стала головною, спирається на одну реперну точку – потрійну точку води (точка рівноважного стану трьох фаз води). Для спадкоємності числового виразу цієї шкали зі стоградусною шкалою Цельсія її проміжок між точками танення льоду і кипіння води також був прирівнений 100° . З врахуванням цього і того, що температура потрійної точки води лежить вище точки танення льоду на $0,01^{\circ}$, реперній точці шкали (потрійній точці води) надано значення $273,16^{\circ}\text{K}$.

Тепловий режим атмосфери.

В північній і південній півкулях в тропосфері горизонтальний градієнт температури взимку і влітку направлений від екватора до полюсів. Зниження температури від екватора до полярних широт (до 70° північної і південної широти) взимку складає 35° - 50°C в нижній, 25 - 30°C у верхній тропосфері. В північній півкулі, де більша частина території зайнята суходолом, літом це пониження приблизно в два рази менше, ніж взимку. В південній півкулі, де океани займають в помірних широтах 93-100% території, контраст температури між екватором і помірною областю зменшується порівняно з зимою незначно: до 26°C в нижній і до 20°C у верхній тропосфері.

Характерною особливістю вертикального розподілу температури в тропосфері є пониження її з висотою на всіх широтах, яке складає в середньому по півкулі $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{м}$. В граничному шарі середні вертикальні градієнти на північ від 30° північної широти на протязі всього року менші, ніж в решта частині тропосфери. В низьких широтах вертикальні градієнти в нижній тропосфері значно більші, ніж в помірних.

Найбільш високі температури (термічний екватор) спостерігаються в липні на всіх рівнях тропосфери поблизу 20° пн.ш., а в січні - поблизу географічного екватора.

В шарі тропопаузи вертикальний градієнт температури зменшується до 1-2°C/100м. Висота тропопаузи і температура на її рівні зазнають значних коливань в залежності від широти місцевості, пори року і синоптичної обстановки. В нижній стратосфері літом горизонтальний градієнт температури направлений від полюсів до екватора. Взимку в нижній стратосфері горизонтальний градієнт температури направлений від помірних широт до полюсів і екватора. Слід, найбільш високі температури взимку спостерігаються в стратосфері помірних широт; в нижній стратосфері область тепла розташована між 40° і 60° північної широти, в середній - дещо зміщена до екватору.

Стратосферні потепління - сильні і раптові підвищення температури на висоті 23-24 км, звичайно спостерігаються взимку у високих широтах. Їх тривалість від 7 до 12 діб, на протязі яких температура може підвищуватись в середньому на 26°C, а максимально - до 50° С і більше.

Стратосферні потепління супроводжуються значною перебудовою баричного поля - переміщенням антициклону з північних районів Атлантичного або Тихого океанів в полярний район з одночасним розчленуванням полярного циклонічного вихору на два циклони. Формування такого роду областей тепла переважно відбувається над Східною та Центральною Європою і над Східною частиною США і Канади.

Розподіл температури повітря по висоті в прикордонному шарі атмосфери.

Мінімум температури земної поверхні настає незадовго до сходу сонця. В ранішні години температура повітря швидко росте (у часі). В 9-10 год. (в помірних широтах влітку) зростання температури повітря уповільнюється. Максимум її на рівні 2 м настає в 13-14 год. Після цього температура знову знижується, спочатку повільно, потім з 16-17 год. до заходу Сонця - швидко. Після заходу Сонця на протязі ночі продовжується повільне падіння температури з висотою, амплітуда добового ходу температура повітря знижується. Із збільшенням висоти спостерігається запізнювання в настанні максимальної температури. Тобто на висоті 2 м максимум настає між 13 і 14 год., на висоті 0,5 км - біля 14 год., на висотах 1 і 1,5 км - між 14 і 15 год. Однак на висотах 1,5 і 2 км спостерігається складний добовий хід температури повітря (з двома і навіть трьома max і min).

Літом приток сонячної радіації до земної поверхні біля полудня значно більший, ніж взимку. Тому амплітуда добового ходу температури повітря поблизу земної поверхні влітку майже в два рази більша, ніж взимку.

Добових коливань зазнає не тільки температура, а і її вертикальний градієнт. Влітку вертикальний градієнт температури до 200 м над рівнем моря додатковий вдень і від'ємний вночі. Амплітуда добового ходу його з висотою зменшується. Взимку так само, але проміжок часу коли $\gamma > 0$ дуже малий.

Термоізоплети - криві, які з'єднують точки з одними і тими ж значеннями температури.

За даними вимірів температури повітря на аеростатах Воронцов П.А. виділив чотири типи стратифікації. В якості критерія взято параметр $\Delta T/C^2$ (ΔT - різниця температури повітря на висотах 2 і 100 м, C - швидкість вітру на висоті 100 м.)

В першому типі температура падає з висотою у всьому 500 м шарі, при цьому γ перевищує γ_a . У другому типі температура також падає з висотою у всьому шарі, але більш повільно, ніж в першій групі. Третій тип характеризується ізотермічною стратифікацією. Четвертий тип - інверсійний - температура зростає з висотою влітку і зимою до висоти біля 300 м. Влітку переважають перший і другий типи стратифікації, зимою - третій і четвертий.

Нічне пониження температури. Приморозки.

Вивчення нічного пониження температури має велике значення для сільського господарства, транспорту з метою передбачення радіаційних туманів, приморозків. На сьогодні розроблені задовільні методи розрахунку нічного пониження температури тільки при безхмарному небі. *Приморозком* називається пониження температури нижче 0°C на фоні стійкої позитивної середньої добової температури. Розрізняють два типи приморозків:

- *радіаційні*, які обумовлені охолодженням ґрунту внаслідок ефективного випромінювання і які спостерігаються вночі;

- *адвективні*, які викликані приходом більш холодної порівняно з земною поверхнею повітряної маси (адвекція холоду).

На відміну від радіаційних, адвективні приморозки можуть спостерігатись в будь-яку частину доби. В середніх широтах адвективні приморозки особливо часто спостерігаються в травні. Це так звані травневі похолодання, що пов'язані з вторгненням арктичного повітря.

Пониження температури, що викликано адвекцією холодного повітря, вночі підсилюється вихолодженням повітря шляхом

випромінювання (хмарність в нічні години при адвекції холоду, як правило, відсутня).

Сприятливими умовами для нічного пониження температури і появи приморозків є:

- а) низька вологість повітря;
- б) слабкий вітер;
- в) відсутність хмарності;

Взаємодія атмосфери з підстелаючою поверхнею.

Продуктивний шар - це такий шар ґрунту або води, температура якого зазнає добові та річні коливання. На суходолі товщина цього шару коливається в межах 8-30 м. В океані 200-300 м.

Амплітуда коливань вологого ґрунту при інших рівних умовах зменшується більше ніж в три рази порівняно з сухим ґрунтом. Температура ґрунту знижується з глибиною при додатковому радіаційному балансі земної поверхні (частіше вдень) і зростає при від'ємному (частіше вночі).

Середня добова температура ґрунту з глибиною понижується влітку і зростає взимку. В перехідні сезони (весною і восени) спостерігається більш складний розподіл середньої добової температури з глибиною.

Середня річна температура ґрунту зменшується з глибиною в низьких широтах (тип інсоляції) і зростає у високих (тип випромінювання).

На вертикальний розподіл температури ґрунту суттєвий вплив здійснює рослинний покрив і сніговий покрив. Рослини, поглинаючи частину сонячної радіації, вдень зменшують приток її до ґрунту, а вночі зменшують ефективне випромінювання ґрунту. Влітку, коли основну роль в нагрівання ґрунту відіграє пряма сонячна радіація, ґрунт під рослинним покривом на всіх глибинах виявляється холодніше оголеного ґрунту. Взимку, коли переважає ефективне випромінювання, ґрунт під рослинним покривом дещо тепліше оголеного ґрунту, так само як і під снігом. Сніг запобігає глибокому перемерзанню ґрунту. Добові коливання проникають до 20-30 см. Густих сніг висотою 20-30 см пропускає до ґрунту лише 2-7% сонячної радіації, причому листяний більше ніж хвойний.

Прилади для вимірів температури

Термометрів, які використовуються для метеорологічних вимірювань, достатньо, але найбільше використання в метеорологічній мережі мають:

- 1) рідинні термометри, дія яких базується на зміні об'єму рідини при зміні температури;
- 2) деформаційні термометри, дія яких базується на зміні лінійних розмірів твердих тіл з зміною температури;
- 3) термометри опору, дія яких базується на зміні електропровідності тіл з зміною температури;
- 4) термоелектричні термометри, дія яких базується на зміні електрорушійної сили термоелементів при зміні різниці температури спаювання;
- 5) термотранзисторні термометри, дія яких базується на залежності напруги емітер – база транзистора від температури

Термометр ртутний максимальний.

Він служить для вимірювання максимальної температури за деякий проміжок часу. Покази максимальних значень температури в цьому термометрі зберігаються завдяки наявності штифту, закріпленого всередині резервуару і вакууму в капілярі над ртуттю. При підвищенні температури надлишок ртуті із резервуару витісняється в капіляр через вузький кільцеподібний отвір між штифтом і стінками капіляра і залишається там навіть при пониженні температури (так як в капілярі присутній вакуум).

Таким чином, положення кінця стовпчика ртуті відносно шкали відповідає максимальній температурі. Для приведення показів термометра у відповідність з температурою в даний момент, його необхідно струсити.

Термометр спиртовий мінімальний.

Його використовують для вимірювання мінімальної температури за деякий проміжок часу. Збереження мінімальних значень забезпечується штифтом, який знаходиться в капілярі всередині спирту. Потовщення штифта менше внутрішнього діаметру капіляра; тому при підвищенні температури спирт, який надходить з резервуару в капіляр, обтекає штифт, не зміщуючи його. При пониженні температури штифт після зіткнення з меніском стовпця спирту переміщується разом з спиртом до резервуару (так як сили поверхневого тяжіння плівки спирту більші сил тертя штифта об стінки капіляра); при переміщенні штифт появиться в ближньому до резервуара положенні, якого досягне меніск стовпця спирту при мінімальній температурі і залишиться там після підвищення температури.

Таким чином, положення кінця штифта, ближнього до меніску спирту, показує по шкалі мінімальну температуру, а меніск спирту – температуру в момент вимірювання.

ЛЕКЦІЯ 13 ВОДЯНА ПАРА В АТМОСФЕРІ

Вологість повітря і водяна пара

Водяна пара поступає в атмосферу з земної поверхні в процесі випаровування. Чим вища температура поверхні, з якої відбувається випаровування, більш сухе повітря і сильніший вітер, тим випаровування відбувається більш інтенсивно. В атмосфері міститься в середньому $1,29 \cdot 10^{13}$ т вологи.

Вологість повітря у визначеній точці простору змінюється під впливом наступних процесів:

- адвекції водяної пари - впорядкованого переносу водяної пари з середньою швидкістю в горизонтальному напрямку;
- конвекції водяної пари - впорядкованого переносу водяної пари вертикальними потоками;
- турбулентної дифузії (перемішування) водяної пари в горизонтальному і вертикальному напрямках.

Водяна пара в атмосфері на відміну від інших газів, які її складають, при температурі, що в ній спостерігається, може переходити в рідкий (вода) або твердий (лід) стан, тобто вода в атмосфері може знаходитись у трьох фазах: газоподібному, рідкому і твердому.

Перехід води з однієї фази в іншу залежить від тиску насиченої водяної пари, який в свою чергу є функцією температури, та питомої теплоти пароутворення (конденсації і сублімації).

На тиск насиченої водяної пари впливають кривизна поверхні, що випаровується, розчини солей, електричні заряди. Тиск насиченої водяної пари над випуклою поверхнею більше, ніж над плоскою, а над плоскою більше, ніж над вогнутою. В реальних умовах атмосфери водяна пара конденсується на так званих ядрах конденсації, які являють собою частки різних солей і інших речовин. Якщо на ядрі конденсації утворюється крапля, то вона є розчином даної речовини і над нею тиск насичення завжди менший, ніж над чистою водою (при однаковій температурі). Наявність електричного заряду на краплі будь-якого знаку призводить до зменшення рівноважного тиску водяної пари.

Тумани. Класифікація туманів.

Тумани - скопичення в приземному шарі повітря продуктів конденсації і сублімації водяної пари, при якому дальність горизонтальної видимості погіршується до 1000 м і менше. Для утворення туману необхідно охолодження повітря, тобто наближення його до стану насичення. При деяких умовах суттєву роль відіграє збільшення вологості повітря внаслідок

випаровування з відносно теплої поверхні в більш холодне повітря.

В залежності від причин утворення тумани поділяють на тумани охолодження і тумани випаровування (перші з них абсолютно переважають), а в залежності від виду процесу, який приводить до охолодження, - на радіаційні і адвективні тумани і тумани сходження.

Радіаційні тумани утворюються в результаті вихолодження земної поверхні шляхом випромінювання (радіаційне охолодження), як правило, при малохмарній погоді і слабкому вітрі, швидкість якого не перевищує 3 м/с. Охолодження від підстилаючої поверхні розповсюджується на невеликий шар повітря, який звичайно обмежений інверсією температури, внаслідок слабкої турбулентності або молекулярної теплопровідності. Вертикальна потужність радіаційних туманів невелика (як правило до 200 м); вранці або вдень вони розсіюються або припіднімаються, утворюючи тонкі розірвано-шаруваті хмари. Найбільша потужність таких туманів спостерігається безпосередньо біля земної поверхні.

Адвективні тумани утворюються внаслідок переміщення вологих і відносно теплих повітряних мас на більш холодну підстилаючу поверхню при швидкості вітру 2-5 м/с, іноді 7-10 м/с і більше. Внаслідок динамічної турбулентності охолодження повітря найбільш інтенсивно відбувається на деякій висоті - під шаром адвективної інверсії; на цій же висоті спостерігається найбільша густина туману. Адвективні тумани займають обширні площі і їх вертикальна потужність звичайно більше вертикальної потужності радіаційних туманів.

Тумани сходження (схилів) утворюються внаслідок підйому повітря вздовж схилів підвищень і його адіабатичного охолодження.

Перераховані типи туманів виникають всередині повітряних мас, однак спостерігаються тумани, які пов'язані з фронтами. Основними причинами утворення фронтальних туманів є адвекція теплого повітря, горизонтальне перемішування, а також зволоження повітря під впливом випаровування з земної поверхні.

Туман випаровування виникає в результаті випаровування з підстилаючої поверхні (звичайно з водної поверхні або з крапель опадів) в більш холодне повітря, яке над нею переміщується. Вони спостерігаються над арктичними морями у кромки криги; взимку - також над внутрішніми морями, а восени - ще й над ріками і озерами.

Хмари. Класифікація хмар.

Хмари - це видима сукупність завислих в атмосфері крапель води або кристалів льоду, які знаходяться на деякій висоті над

земною поверхнею. Вони утворюються внаслідок збільшення загального вологовмісту, пониження температури повітря або конденсації (сублімації) водяної пари. До пониження температури повітря і хмароутворення (конденсації або сублімації водяної пари) в атмосфері приводять наступні фактори:

- підйом (висхідні рухи) повітря і адвекція;
- випромінювання і турбулентне перемішування (вертикальне і горизонтальне).

За умовами утворення хмари можна поділити на три види: кучевоподібні, шаровидні і хвилясті.

Кучевоподібні (конвективні) хмари - ізольовані хмарові маси, які сильно розвинуті по вертикалі і які мають, як правило, невелику горизонтальну протяжність. Основними процесами, які призводять до утворення кучевоподібних хмар, є термічна конвекція і турбулентний обмін.

Шаруватоподібні хмари - суцільна більш менш рівна маса хмар, що займає великі простори по горизонталі. Основними процесами, що призводять до утворення цих хмар, є впорядковані вертикальні рухи (підйом теплого повітря по клину холодного та його адиабатичне охолодження) у вільній атмосфері і турбулентний обмін в приземному шарі при нестійкій стратифікації атмосфери.

Висота нижньої межі шаруватоподібних хмар залежить від вертикального градієнту температури і дефіцита точки роси поблизу поверхні Землі ($Dt = T - T_d$).

Хвилясті хмари - розповсюджені по горизонталі шар хмар у вигляді гряд або окремих валів. Вони утворюються внаслідок хвилястих процесів в атмосфері, які виникають в шарах з інверсійною або сильно стійкою стратифікацією (в затримуючих шарах).

У відповідності з міжнародною класифікацією тропосферні хмари поділяють на роди, види, різновиди. Кожний рід хмар спостерігається у визначеному інтервалі висот - ярусі. Розрізняють три яруси хмар:

А) Хмари верхнього ярусу. Висота нижньої межі більше 6000 м (перисті, перисто-шаруваті, перисто-кучеві).

Б) Хмари середнього ярусу. Висота нижньої межі 2000 м - 6000 м (високо-кучеві, високо-шаруваті).

В) Хмари нижнього ярусу. Висота нижньої межі менше 2000 м (шарувато-дощові, шарувато-кучеві і шаруваті).

Г) Хмари, що мають вигляд ізольованих хмарних мас, вертикальні розміри яких не одного порядку з горизонтальними, називаються хмарами вертикального розвитку. До них належать: кучеві і кучево-дощові хмари. Основи їх звичайно знаходяться в нижньому ярусі, а вершини часто проникають в середній і верхній

яруси.

Морфологічна класифікація хмар.

В залежності від висоти їх нижньої межі всі хмари поділяють на чотири сімейства А, Б, В, Г (описані вище). Кожне сімейство містить декілька форм (родів) хмар, які в свою чергу поділяються на декілька видів і різновидів. Фотографії найбільш часто спостерігаємих форм, видів і різновидів хмар складають зміст "Міжнародного атласу хмар". Найменування за міжнародною класифікацією - латинські.

Таблиця 13.1 – Морфологічна класифікація хмар

Сімейство	Форма	Вид	Кількість різновидів
А	I. Перисті (Cirrus, Ci)	1. Ниткоподібні (filosus, Ci fil) 2. Щільні (spissatus, Ci spiss)	3 2 1
	II. Перисто-кучеві (Cirrocumulus, Cc)	1. Хвилясті (undulatus, Cc und) 2. Кучевоподібні (cumuliformis, Cc cuf)	2 -
	III. Перисто-шаруваті (Cirrostratus, Cs)	1. Ниткоподібні (filosus, Cs fil) 2. Туманоподібні (nebulosus, Cs neb)	- -
Б	IV. Високо-кучеві (Alto cumulus, Ac)	1. Хвилясті (undulatus, Ac und) 2. Кучевоподібні (Ac cuf)	4 4
	V. Високо-шаруваті (Altostratus, As)	1. Туманоподібні (As neb) 2. Хвилясті (As und)	3 3
В	VI. Шарувато-кучеві (Stratocumulus, Sc)	1. Хвилясті (Sc und) 2. Кучевоподібні (Sc cuf)	3 4 1
	VII. Шаруваті (Stratus, St)	1. Туманоподібні (St neb) 2. Хвилясті (St und)	- -
	VIII. Шарувато-дошові (Nimbostratus, Ns)	3. Розірвано-шаруваті (fractus, St fr) -	- -
Г	IX. Кучеві (Cumulus, Cu)	1. Плоскі (humilis, Cu hum) 2. Середні (mediocris, Cu med)	1 1
	X. Кучево-дошові (Cumulonimbus, Cb)	3. Потужні (congestus, Cu cong)	-
		1. Лисі (calvus, Cb calv) 2. Волосаті (capillatus, Cb cap)	1 3

Класифікація опадів.

Краплі води і кристали льоду, що випадають з атмосфери на земну поверхню, називають опадами. Кількість опадів вимірюють товщиною шару рідкої води, який міг би утворитись після випадіння опадів на горизонтальну непроникнену поверхню. Звичайно кількість опадів вимірюють в мм; 1 мм відповідає масі опадів 1 кг, які випали на площу 1 м². Інтенсивністю опадів називають кількість опадів, що випали за одиницю часу (мм/хв).

Розрізняють наступні види опадів (класифікація за формою):

1 Морось (мряка) - досить однорідні опади, які складаються з великої кількості дрібних крапель (радіусом менше 0,25 мм), які майже не мають направленої руху і здаються такими, що плавають у повітрі. Випадає мряка з шаруватих (St) та шарувато-купчастих (Sc) хмар, а також при розсіюванні туману. Інтенсивність опадів при мряці не перевищує 0,25 мм/год., швидкість падіння крапель в нерухомому повітрі менше 0,3 м/с.

2 Дощ - рідкі водяні опади, які складаються з крапель радіусом більше 0,25 мм. Спостереження доводять, що краплі радіусом більше 2,5 - 3,2 мм не зустрічаються - вони стискаються і розбиваються на більш дрібні. Швидкість падіння крапель дощу сягає 8-10 м/с. Дощ випадає з шарувато-дощових (Ns) і кучово-дощових (Cb) хмар, іноді з високо-шаруватих (As).

3 Сніг - тверді опади у вигляді кристалів (сніжинок). Спостерігається велике різноманіття форм сніжинок. Найбільш прості з них: голки, стовпчики, пластинки, голчаті зірки, їжаки і т. ін. Розміри окремих сніжинок можуть бути досить різноманітними. Найбільші лінійні розміри звичайно мають голчаті зірки (їх радіус досягає 4-5 мм). Сніжинки часто поєднуються між собою і випадають у вигляді великих пластівців. Радіус пластівців снігу коливається від 0,5 мм до 5 см; іноді в природі спостерігаються радіусом до 15-20 см.

Снігові пластівці - досить часте явище. Вони спостерігаються у 14% випадків при слабких і в 92% випадків при сильних снігопадах. Утворенню снігових пластівців сприяє відносно висока температура повітря, велика густина снігопаду, тривалість шляху падіння та інші фактори. Гранично великі пластівці утворюються при слабкому вітрі (1-2 м/с).

4 Мокрий сніг - це опади у вигляді сніжинок та крапель або танучих сніжинок. Мокрий сніг утворюється тоді, коли поблизу земної поверхні температура близька до 0⁰C або дещо вище.

5 Крупа - опади, що складаються з льодяних та сильно озернених сніжинок радіусом від часток міліметра до 7,5 мм, які утворюються внаслідок замерзання переохолоджених крапель води і озернення сніжинок. В залежності від співвідношення між

сніговою та льодяною частками крупинок цей вид опадів поділяють на снігові зерна, снігову та льодяну крупу (останню часто вважають різновидом граду).

6 Град - частки шаровидної форми з льодяними прошарками різної щільності. Радіус часток від 1 до 25 мм (в природі спостерігались випадки випадіння градин радіусом більше 15 см). Крупні частки граду мають шарувату будову. В центрі розташовано матове біле ядро схоже на сніжну крупу. Ядро обгорнуто шаром прозорого суцільного льоду. Далі йдуть поперемінно прозорі і непрозорі шари льоду. Градини утворюються в кучево-дощових хмарах внаслідок злиття переохолоджених крапель води з зернами круп, при якому відбувається замерзання крапель. Найбільш крупні градини утворюються внаслідок замерзання більш дрібних градин.

Генетично, тобто в залежності від фізичних умов утворення, опади поділяють на обложні, зливові і мрячні.

Між інтенсивністю опадів і товщиною хмар існує майже лінійна залежність:

- мряка випадає при середній товщині хмар - 850 м;
- дощ з мрякою - при 1400 м;
- дощ - 2150 м;
- сніг - 2300 м;
- сніг з дощем - 2600 м;
- дощ, що утворився при таненні льодяних часток при середній товщині хмар 3150 м.

В середньому по земній кулі випадає 928 мм опадів на рік.

Вимірювання опадів.

Опади, що випадають на земну поверхню вимірюються кількісно товщиною шару води в міліметрах, який утворився б на горизонтальній поверхні від випавших опадів при відсутності просочування в землю, стоку і випаровування. Кількість опадів звичайно визначають для певних проміжків часу і вираховують з точністю до 0,1 мм.

Одна і та ж кількість опадів, що випала за різні проміжки часу, може дати зовсім різний ефект. Так, наприклад, 30 мм опадів, які рівномірно випали на протязі доби, це дощ невеликої інтенсивності, а 30 мм опадів, що випали на протязі 10 хвилин, це проливний дощ, який може викликати небажані наслідки.

Тому в мережі Гідромету ведеться безперервна реєстрація випавших опадів за допомогою самописців. Отримані дані дають можливість визначити кількість опадів, їх розподіл в часі і інтенсивність випадіння.

Вимірювання кількості рідких опадів ще не дає всіх

необхідних даних для обліку водного балансу. Тому виникає необхідність в спостереженнях за сніговим покривом, головним чином, з метою визначення запасів води, що містяться в ньому. Всі необхідні для цього дані отримують під час періодичних снігозйомок.

Рідкі і тверді опади, що випадають на поверхні землі і різних споруд внаслідок конденсації водяної пари повітря (роса, ожеледиця, іней та ін.), в багатьох випадках оцінюються тільки якісно шляхом візуальних спостережень. Однак опади, які можуть здійснити вплив (корисний або шкідливий) на галузі народного господарства, вивчаються детально. Так, наприклад, дані про утворення ожеледиці на проводах отримують за допомогою встановленого на метеостанції станка, що визначає масу льоду на погонному метрі проводу, форму і структуру його утворення.

Для вимірювання кількості випадаючих на горизонтальну поверхню опадів найбільш широко використовують опадоміри і дощоміри.

Найбільш розповсюдженими методами вимірювання вологості повітря є психрометричний і гігрометричний (методи визначення вологості за допомогою гігrometerів різного типу), а найбільш розповсюдженими приладами — психрометри і волосяні гігrometerи. Але вони не повністю відповідають вимогам, що пред'являються до приладів для вимірювання вологості, особливо при мінусовій температурі повітря. Тому ведуться пошуки нових методів вимірювання вологості повітря.

ЛЕКЦІЯ 14 РУХ ПОВІТРЯ В АТМОСФЕРІ

Сили, які обумовлюють рух повітря.

Вітер - рух повітря відносно земної поверхні, звичайно мається на увазі горизонтальна складова цього руху. Вітер характеризується швидкістю, яка виражається в м/с, км/год, умовних одиницях (балах) і напрямком (звідки дме вітер), який визначається або в румбах (16 усього), або в градусах кута, який горизонтальний вектор швидкості утворює з меридіаном (за 0° приймається напрямком з півночі, за 90° - зі сходу і т.д.).

Основна сила, під впливом якої виникає горизонтальний рух повітря є горизонтальна складова градієнта тиску або баричного градієнту. Він направлений по нормалі до ізобари в горизонтальній площині в бік зменшення тиску: $G = -dp/dn$.

Але так як атмосфера приймає участь в добовому обертанні Землі з кутовою швидкістю, яка позначається w , то на кожен частинку повітря, яка рухається зі швидкістю по відношенню до

земної поверхні, діє сила Коріоліса. Горизонтальна складова сили Коріоліса діє під прямим кутом до напрямку руху: вправо в північній півкулі, вліво в південній.

В атмосфері головну роль відіграють сили тертя, що обумовлені зміною швидкості вітру з висотою, тому що роль молекулярного тертя, за виключенням дуже тонкого в'язкого підшару, що прилягає до земної поверхні, повсюдно мала. Вплив шорохуватості земної поверхні через молекулярний і турбулентний обмін проявляється в атмосфері до висоти від декількох сотен метрів до 1000 - 1500 м. Напруга молекулярного і турбулентного тертя пропорційна вертикальному градієнту швидкості вітру.

Рівняння руху атмосфери.

Для одиничного об'єму повітря добуток маси тіла на прискорення руху dc/dt дорівнює сумі сил, які діють на тіло:

$$m \cdot dc/dt = G + K + P + F_{тр.}, \quad (14.1)$$

де G - сила баричного градієнту;

K - відхиляюча сила обертання Землі;

$P = mg$ - сила тяжіння;

$F_{тр.}$ - результуюча усіх напруг тертя (молекулярного і турбулентного).

Це є рівняння руху атмосфери у векторній формі.

Геострофічний і градієнтний вітер.

Геострофічний вітер - рівномірний прямолінійний горизонтальний рух повітря, при якому відсутня сила тертя, а сила горизонтального баричного градієнту врівноважується силою Коріоліса; швидкість руху в цьому випадку називається геострофічною.

Геострофічний вітер направлений вздовж паралельних прямолінійних ізобар; від баричного градієнту він відхиляється на 90° в північній півкулі вправо; а в південній - вліво.

$$C_g = 5,4/\sin \varphi \cdot \Delta p / \Delta n, \quad (14.2)$$

де φ - широта;

C_g - швидкість геострофічного вітру.

$\Delta p / \Delta n$ - в ГПА/100 км.

Геострофічний вітер - частковий випадок градієнтного вітру - горизонтального руху повітря, що встановився б по кругових траєкторіях при відсутності сил тертя.

В кожній точці циклону баричний градієнт направлений по радіусу до центру. В циклоні баричний градієнт врівноважується силами Коріоліса і центробіжною:

$$Gr = Ks + Z, \quad (14.3)$$

де G_r – модуль баричного градієнту.

В антициклоні відхиляюча сила обертання Землі врівноважує баричний градієнт і доцентрову силу.

$$K_s = G_r + Z \quad (14.4)$$

В реальних умовах швидкість вітру в циклонах, як правило, більше, ніж в антициклонах, тому що в циклонах баричні градієнти можуть приймати які завгодно великі значення, які, звичайно, перевищують їх значення в антициклонах.

Струменеві течії.

Струменева течія - сильний повітряний потік з квазігоризонтальною віссю у верхній тропосфері або нижній стратосфері, що характеризується великими вертикальними і боковими зсувами вітру з наявністю одного чи більше максимумів швидкості вітру. Вертикальний зсув вітру складає 5 -10 м/с на 1 км і боковий зсув – 5 м/с на 100 км. Нижня межа швидкості - 30 м/с. Довжина струменевої течії - тисячі кілометрів, ширина - сотні кілометрів, вертикальна потужність - декілька кілометрів.

Струменеві течії пов'язані з висотними фронтальними зонами (ВФЗ). Швидкість повітряного потоку на вісі струменя тим більше, чим більше різниця температур між повітряними масами, тобто чим більша термічна складова геострофічного вітру.

В тропосфері струменеві течії особливо часто бувають в субтропічних широтах (субтропічні струменеві течії), вісь яких влітку розташована в широтах 35° - 45° , а взимку - в широтній зоні 25° - 35° . Це найбільш стійкі і інтенсивні струменеві течії, які частіше всього спостерігаються над західною частиною Атлантики, районами Червоного моря і Індії, над Тихим океаном на південний схід від Японії.

Крім того розрізняють арктичні і полярнофронтіві струменеві течії, які спостерігаються в середніх і високих широтах, екваторіальні, а також стратосферні струменеві течії до висот порядку 60 км.

В субтропічних струменевих течіях швидкості вітру більше ніж в арктичних і полярнофронтівих і досягають 100 м/с. В їх зонах тропопауза звичайно зазнає розриву: на північ від вісі течії розташована низька і тепла полярна тропопауза, на південь - висока і холодна тропічна тропопауза. Поблизу вісі струменевої течії спостерігаються великі вертикальні градієнти швидкості вітру, які досягають 20-25 м/с на 1 км висоти і 16 м/с на 100 км по горизонталі.

Арктичні і полярнофронтіві струменеві течії пов'язані з головними атмосферними фронтами - полярним і арктичним.

Найбільша повторюваність і інтенсивність цих струменевих течій відмічається над східними берегами Азії і Північної Америки, а також над Британськими островами, Далеким Сходом, Уралом, півднем Західного Сибіру, взимку - над Середньою Азією.

До стратосферних струменевих течій належать екваторіальні струменеві течії, що утворюються біля 15° - 20° широти на південній периферії субтропічних антициклонів, повітряний потік в яких направлений зі сходу на захід. Вісь течії розташована на висоті 20-30 км, максимальна швидкість вітру 40-50 м/с. Режим їх нестійкий.

Зимова стратосферна струменева течія виникає у верхній стратосфері і нижній мезосфері поблизу полярного круга в зоні великих градієнтів температури (на межі полярної ночі). Повітряний потік направлений з заходу на схід, вісь на висоті 60 км.

Літня стратосферна струменева течія - східна течія в стратосфері, яка виникає на оберненій до екватору периферії літнього стратосферного антициклону. Вісь його в середньому розташована вздовж широти 45° на висоті 60 км, середня швидкість вітру на висі біля 50 м/с.

Місцеві вітри.

Місцеві вітри - повітряні течії невеликої горизонтальної протяжності (від сотен метрів до десятків кілометрів), які виникають внаслідок термічного або механічного впливу неоднорідностей земної поверхні на повітряний потік більш крупного масштабу.

Місцеві вітри, що обумовлені теплофізичними і радіаційними неоднорідностями підстилаючої поверхні (бриз, гірсько-долинний та льодовиковий вітер) проявляються тим виразніше, чим менше швидкість повітряного потоку більш крупного масштабу.

Бризи - вітри з добовою періодичністю, які виникають в прибережній смузі океанів, морів і великих озер (рік). Денний (морський) бриз направлений з моря на нагрітий берег, нічний (береговий) - з прохолодного берега на море. Зміна берегового бризу на морський відбувається незадовго до полудня, морського на береговий - увечері. Шар повітря, охоплений бризом, складає від декількох сотень метрів до 1-2 км. Вище спостерігається перенос повітря в зворотному напрямку (антибриз), який утворює разом з бризом замкнену циркуляцію. Бризи проникають від берегової смуги на десятки кілометрів.

В гірських системах спостерігаються вітри з добовою періодичністю, які схожі з бризами. Це гірсько-долинні вітри. Вдень долинний вітер дує з гирла долини вверх по долині, а також вверх по гірських схилах. Вночі гірський вітер дує вниз по схилу і вниз по долині в бік рівнини.

Льодовикові вітри - місцеві вітри в нижньому шарі тропосфери, які вдень і вночі дують вниз по схилу льодовика. Ці вітри не мають добової періодичності, тому що температура льодовика на протязі доби нижче температури повітря.

Механічна дія перешкод (гір, підвищенистей, будов і т.ін.) на повітряний потік призводить до різних перетворень потоку, причому чим більша швидкість потоку, тим більших перетворень він зазнає. До цих вітрів належать: фен, бора, стоковий вітер.

Феном називається теплий, сухий поривчастий вітер, який дме з гір в долини. Температура повітря при фені різко підвищується, а відносна вологість знижується до дуже невеликих значень, тому що під час низхідного руху повітря відбувається його адиабатичне нагрівання і віддалення від стану насичення. При сильному розвитку фена на підвітряній стороні хребта спостерігається висхідний рух повітря по схилу. Якщо хребет високий, то цей висхідний потік, досягнув рівня конденсації, охолоджується псевдоадиабатично (з випадінням опадів). Хмарова маса у висхідному потоці фена уявляється нерухомо приєднаною до гребня хребта.

Бора - штормовий холодний вітер, який дме вздовж схилу гори або підвищеності в бік моря. Бора характерний для холодного півріччя, коли над материком формується холодний антициклон, а над акваторією моря - відносно теплий циклон. В цьому випадку над морем спостерігається нестійка стратифікація, яка сприяє зростанню кінетичної енергії і збільшенню швидкості повітряного потоку, що опускається. Велику роль відіграє сила тяжіння. Сприятливі умови для утворення бори є в районі Новоросійська, на березі Байкалу. В Новоросійську відмічається в середньому 46 днів на рік з борою, біля половини з них зі швидкістю вітру більше 20 м/с.

Стоковий вітер - потік повітря, який виникає під дією сили тяжіння і направлений уздовж пологого схилу місцевості.

Повітряні маси, їх типи.

Повітряна маса - це велика кількість повітря в тропосфері, яка порівняна по площі з материками і океанами, яка володіє загальними більш менш однаковими властивостями і яка переміщується як одне ціле в системі загальної циркуляції атмосфери. По вертикалі повітряні маси звичайно простягаються від поверхні землі на декілька кілометрів, іноді до тропопаузи.

В однорідних повітряних масах виявляються характерні закономірності в зміні метеовеличин по вертикалі; в горизонтальному напрямку вони змінюються повільно і безперервно. В районах дотику різні повітряні маси можуть

нашаровуватись одна на одну, при цьому більш тепла з них розташовується над більш холодною.

За своїми термодинамічними характеристиками повітряні маси поділяють на теплі, холодні й нейтральні.

Відносно теплі повітряні маси, що переміщуються на більш холодну поверхню, називають теплими. Вони приносять потепління, але самі охолоджуються знизу, від чого в їх нижніх шарах створюються невеликі вертикальні градієнти температури. Конвекція в них не розвивається, переважають шаруваті хмари, димки і тумани, особливо в холодну половину року.

Відносно холодні повітряні маси, що переміщуються з більш холодної поверхні на більш теплу, називаються холодними. Вони викликають похолодання, але самі прогріваються, переважно знизу, від земної поверхні. Тому в холодній повітряній масі розвивається конвекція з утворенням кучевих і навіть кучево-дощових хмар.

В нейтральній повітряній масі основні її властивості зберігаються незмінними, так як температура повітря в цій масі близька до рівноважної.

Повітряна маса, що знаходиться довгий час в системі циркуляції над даним географічним районом, набуває властивостей, які характерні в даний сезон року для цього району.

Географічна класифікація повітряних мас визначається в залежності від географічного положення осередка формування маси з врахуванням характеру підстилаючої поверхні. Виділяють наступні основні типи повітряних мас: арктичне повітря (АП) - морське (МАП) та континентальне (КАП); помірне повітря (ПП) - морське (МПП) та континентальне (КПП); тропічне повітря (ТП) - морське (МТП) та континентальне (КТП); екваторіальне повітря.

Для оцінки еволюції (трансформації) повітряних мас і об'єктивного співставлення їх властивостей використовують консервативні характеристики, тобто такі, які мало змінюються в часі (в добовому ході) або при вертикальних переміщеннях повітряних часток. До таких характеристик належать: псевдопотенційна (або еквівалентно-потенційна) температура і масова частка водяної пари до початку її конденсації; потенційна температура і температура вище шару тертя; абсолютна вологість і точка роси. Найменш консервативні температура і відносна вологість в приземному шарі атмосфери.

Поступова зміна властивостей повітряної маси при її переміщенні внаслідок зміни умов підстилаючої поверхні називається трансформацією. Період трансформації повітряної маси, тобто перехід від одного типу до іншого, складає 5-7 діб. При розрахунках трансформаційних змін метеовеличин виключаються зміни, які обумовлені адвекцією.

Найбільш різка зміна основних метеовеличин і погоди в цілому в тому або іншому пункті відбувається не за рахунок трансформації повітряних мас, а внаслідок зміни однієї повітряної маси іншою, тобто при переміщенні атмосферних фронтів.

ЛЕКЦІЯ 16 АТМОСФЕРНІ ФРОНТИ. ЦИКЛОНИ АНТИЦИКЛОНИ

Атмосферні фронти і фронтальні зони.

Фронти - це вузькі зони або поверхні розділу між двома сусідніми повітряними масами атмосфери. Вони розрізняються за особливостями переміщення, протягування, в залежності від вертикальної і горизонтальної будови, умов погоди.

Фронтальна зона - перехідна зона між двома повітряними масами або розмита перехідна зона між повітряними масами на відміну від різко вираженого фронту.

Висотні фронтальні зони (ВФЗ) - перехідні зони між високими (висотними) циклонами і антициклонами, що виявляють на картах баричної топографії по згущенню ізотерм (ізотерм).

При злитті сусідніх ВФЗ, або при переході однієї в іншу, утворюється єдина ВФЗ, яка нібито охоплює півкулю і називається планетарною висотною фронтальною зоною (ПВФЗ). Вона частіше всього розташовується приблизно вздовж широти 40° і змінює своє положення від сезону до сезону і від характеру атмосферних процесів. Влітку вона переміщується в більш північні широти, взимку - в південні. ВФЗ в тропосфері пов'язані також з головними фронтами; для них характерна наявність струменевих течій в верхній тропосфері і нижній стратосфері.

Головні фронти поділяють повітряні маси основних географічних типів. До них належать: арктичні фронти, які відокремлюють арктичне повітря від повітря помірних широт; фронти помірних широт (полярні фронти), які відокремлюють повітря помірних широт від тропічного повітря; тропічні фронти, що відокремлюють тропічне повітря від повітря екваторіальних широт

Типи фронтів.

Типи фронтів за горизонтальним та вертикальним протягуванням.

За горизонтальним та вертикальним протягуванням розрізняють наступні фронти:

1) основні (тропосферні), які мають велику вертикальну і горизонтальну протяжність. Цим фронтам, як правило, відповідає

ВФЗ, тому вони простежуються як біля земної поверхні, так і на висотах;

2) вторинні (приземні, низькі) - фронти невеликої горизонтальної і вертикальної протяжності, які, як правило, не простежуються на картах баричної топографії навіть низьких рівней і які не виходять за межі циклону, з яким пов'язані.

Іноді на картах з щільною мережею метеостанцій або за допомогою радіолокаційних і супутникових спостережень виявляються циркуляційні системи, які поріднені з вторинними фронтами, але володіють ще меншою горизонтальною протяжністю - лінії нестійкості або лінії шквалів. Вони формуються перед або за основними холодними фронтами переважно влітку і проявляються в період максимального розвитку конвекції у вигляді кучово-дощових хмар, злив і гроз, а іноді й шквалів;

3) верхні фронти - фронти у вільній атмосфері, які простежуються тільки на картах баричної топографії або вертикальних розрізах атмосфери.

За особливостями переміщення, вертикальної структури і погодними умовами розрізняють два види фронтів:

1) прості - теплі, холодні і малорухомі (стаціонарні);

2) складні - фронти окклюдії (по типу теплового або холодного).

Внаслідок циркуляційних особливостей у випадку теплового фронту нормальна до лінії фронту складова вітру направлена у холодному повітрі від лінії фронту, а в теплому - до лінії фронту, тому холодна повітряна маса, що розташована перед фронтом, відступає і замінюється теплою, у випадку холодного фронту співвідношення зворотне. У випадку малорухомого фронту нормальні до лінії фронту складові вітру відсутні або направлені протилежно.

В системі одного і того ж циклону циркуляційні особливості такі, що холодний фронт зміщується швидше теплового, тому з часом відбувається їх зближення і злиття, яке починається поблизу центру циклону: відбувається окклюдювання циклону та утворення фронту окклюдії.

Всі перераховані фронти поділяють на анафронти, коли тепле повітря здійснює висхідний рух по клину холодного повітря і катафронти, коли тепле повітря здійснює низхідний рух по клину холодного повітря у верхній частині холодних фронтів.

В просторі зону будь-якого фронту виходячи з невеликої її товщини по вертикалі приймають за поверхню і називають фронтальною поверхнею. Вона завжди нахилена в бік холодного більш густого повітря. За інших рівних умов нахил фронтальної поверхні тим більший, чим ближче до екватору розташований фронт.

Хмарні системи і характеристики опадів різних типів фронтів.
Для теплового фронту характерна хмарна система C_i (перисті) – C_s (перисто-шаруваті) та A_s (високошаруваті) – N_s (шарувато-дощові), під якою в холодному повітрі спостерігаються розірвано-шаруваті хмари $St - fr$.

Система хмар розташовується перед приземною лінією фронту і розповсюджується по горизонталі на відстані 700 - 900 км, її найбільша вертикальна протяжність відмічається поблизу лінії фронту. Ширина зони обложних опадів з N_s складає близько 300 км.

Холодні фронти можуть бути двох видів: холодні фронти I роду та холодні фронти II роду, що швидко рухаються. Основною формою хмар на холодних фронтах II роду є кучево-дощові хмари. Проходження такого роду фронту супроводжується зливовими опадами, в літній час - часті грози і шквали. Ширина зони опадів звичайно не перевищує 100 км і вони носять осередковий характер.

На холодних фронтах I роду хмарні системи нагадують дзеркальне відображення системи хмар теплового фронту, часто перед фронтом спостерігаються кучево-дощові хмари. Тому безпосередньо перед фронтом випадають зливі опади, які після проходження фронту переходять в обложні. Хмарні системи C_s на теплих і холодних фронтах I - роду відокремлені від системи $N_s - A_s$ або сухим прошарком, або хмарами меншої густини.

Фронти окклюдії поєднують в собі особливості хмарних систем теплового і холодного фронтів, які розташовуються по обидві сторони від приземного фронту окклюдії. Відповідно і опади випадають як перед, так і за лінією приземного фронту. Теплі фронти окклюдії найбільш характерні для холодного півріччя, а холодні фронти окклюдії - для теплового півріччя.

Утворення та розвив фронтів.

Процеси утворення (фронтотенез) і розвиву (фронтоліз) фронтів відбуваються як на висотах, так і в приземному шарі атмосфери і можуть спостерігатись як одночасно, так і в різний час.

При фронтотенезі відбувається звуження перехідної зони і збільшення горизонтальних градієнтів температури, а при фронтолізі - навпаки. Розглядають індивідуальний і локальний фронтотенез (фронтоліз). Індивідуальний фронтотенез визначається змінами горизонтального градієнту температури в повітряній масі, що переміщується. Локальний фронтотенез обумовлений локальними змінами горизонтального градієнту температури, тобто преміщення ізотерм (фронтальної зони).

Індивідуальному фронтотенезу при висхідних рухах сприяє зростання швидкості в бік холодного повітря, а при нисхідних - її

зростання в бік теплого повітря. Нисхідні рухи сприяють фронтогенезу, а висхідні - фронтолізу; при цьому ефект тим більший, чим більший контраст температури.

Локальний фронтогенез обумовлюється тими ж факторами, що й індивідуальний, але з врахуванням знаку і величини зміни контрасту температури в напрямку потоку. Необхідно враховувати, що локальному фронтогенезу сприяє зменшення контрасту температури по течії, а фронтолізу - збільшення контрасту температури. Всі складові трансформації повітряних мас завжди сприяють зменшенню температурних різниць між ними і, як наслідок, фронтолізу.

Циклони і антициклони.

Характерною формою крупномасштабних рухів в атмосфері є зональний перенос повітряних мас. Однак такий рух відображається лише на картах повітряних течій за великий період осереднення (сезон, місяць). Для меншого періоду і для приземного шару атмосфери більш характерні "збурення" зональної циркуляції, які виражені у вигляді гребней та улоговин, в яких за сприятливих умов проявляються області з замкненими ізобарами (ізогіпсами) - циклони і антициклони.

Самі обширні циклони в північній півкулі звичайно спостерігаються над акваторіями Атлантичного і Тихого океанів. Повторюваність їх залежить від пори року та географічного району. В середньому в північній півкулі циклони над Європейською частиною континенту більш часті зимою, над Азіатською - влітку. Циклони мають діаметр порядку 2-3 тис. км і більше.

Антициклони займають площі порівняні з розмірами материків (сибірський антициклон), над якими вони розвинуті взимку. Над океанами існує тенденція до більш інтенсивного розвитку антициклонів влітку в субтропічних широтах.

Конвергенція швидкості вітру в нижніх шарах атмосфери (повітря переміщується в бік низького тиску під кутом до ізобар) обумовлює в циклонічних областях переважання висхідних рухів, особливо поблизу вісі улоговин, тобто в зонах фронтів.

В антициклоні в шарі тертя повітря переміщується з його центральної частини до периферії, що створює низхідні рухи повітря. За рахунок низхідних рухів повітря і його охолодження в приземних шарах в антициклонах утворюються температурні інверсії, переважно в холодне півріччя і в нічний час доби.

Розподіл температури в циклонах і антициклонах, особливо на початкових стадіях розвитку, більш-менш асиметричний. В молодих циклонах, де лінія фронту проходить через центральну частину "збурення", спостерігається найбільша температурна

асиметрія, яка в процесі оклюзії циклону, так само як і по мірі розвитку антициклону, зменшується. Циклони і антициклони, що втратили термічну асиметрію, є, як правило, малорухомими утвореннями.

Характер циркуляції в циклонах і антициклонах.

Характер циркуляції в циклонах і антициклонах з висотою також змінюється.

1 Над центральною частиною циклону ізотерми звичайно мають форму гребня, а над центральною частиною антициклону - форму улоговини; найбільш густа зона ізотерм зміщена на північ від центру циклону.

Над центральною частиною циклону циклонічний вихорь геострофічного вітру з висотою стає все менше; на деякому рівні він може зникнути, а вище цього рівня зміниться антициклонічним вихорем. Над тиловою частиною циклону ізотерми мають форму улоговини, тут циклонічний вихорь геострофічного вітру з висотою зростає; ізогіпси з висотою тут приймають все більш циклонічну (улоговинну) форму.

2 Над центральною частиною антициклону антициклонічний вихорь геострофічного вітру з висотою зменшується і на деякій висоті може перейти в циклонічний. Над тиловою частиною антициклону ізотерми мають форму гребеня, тому антициклонічний вихорь геострофічного вітру з висотою зростає і ізогіпси приймають все більш антициклонічну (гребеневу) форму.

Таким чином, центри циклонів з висотою зміщені в бік низьких температур (областей холоду), а центри антициклонів - в бік високих температур (областей тепла). В процесі розвитку баричного утворення підсилюється відповідна циклонічна або антициклонічна циркуляція в середніх і верхніх шарах тропосфери; нахил (до горизонту) просторової вісі з часом збільшується.

ЛЕКЦІЯ 17 СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ

Синоптична метеорологія і її метод. Погода.

Синоптична метеорологія - розділ метеорології, в якому вивчаються закономірності розвитку атмосферних процесів і на їх основі формулюються правила прогнозу погоди.

В синоптичній метеорології розглядаються головним чином атмосферні процеси крупного масштабу: виникнення, еволюція і переміщення баричних утворень (циклонів і антициклонів), повітряних мас і атмосферних фронтів, які визначають умови погоди.

Погода - це стан атмосфери, який безперервно змінюється. Погода в даному місці в даний момент у поверхні землі і у вільній атмосфері характеризується сукупністю значень метеовеличин (температури, тиску, вологості повітря, вітру тощо) і явищ, що пов'язані з конденсацією водяної пари в атмосфері і характеристиками вітру (хмари, тумани, грози, хуртовини, шквали). В залежності від практичної діяльності людини для характеристики погоди застосовують різні сукупності метеовеличин і явищ.

Основним методом вивчення атмосферних процесів, передбачення їх розвитку і пов'язаних з ними умов погоди є синоптичний метод, який заснований на систематичному аналізі синоптичних карт, які відображають умови погоди над районами в межах даної карти у фіксований момент часу; вертикальних розрізів атмосфери (просторових, часових); аерологічних діаграм і інших допоміжних графіків і номограм.

Синоптичні карти і їх види.

Синоптичні карти (карти погоди) - географічні карти, на які цифрами і умовними позначеннями (символами) нанесені дані результатів одночасних метеорологічних або аерологічних спостережень на мережі станцій. Синоптичні карти періодично складаються у прогностичних підрозділах Гідромету по декілька разів на добу в залежності від потреб народного господарства.

На основі аналізу синоптичних карт складається прогноз погоди різної завчасності. Синоптичні карти можуть охоплювати різні території - від півкулі до невеликого району (звичайно масштабу від 1:3000000 до 1:2500000), застосовуються різні відповідні проєкції - як правило, конічна, меркаторська, стереографічна.

За своїм змістом синоптичні карти (карти погоди) поділяються на приземні (метеорологічні), на які наносяться дані метеорологічних спостережень, та висотні (аерологічні), які складаються за даними аерологічних спостережень. Приземні карти погоди в свою чергу поділяються на основні, які складаються в 0; 6; 12 і 18 годин (за Грінвічем), додаткові (кільцеві), які складаються в додаткові (проміжні) терміни, і допоміжні, які складаються за необхідністю. До останніх належать: карти небезпечних або особливо небезпечних явищ, карти екстремальних температур (максимальної і мінімальної), карти кількості випавших опадів, карти висоти снігового покриву.

Висотні (аерологічні) карти або карти баричної топографії поділяються на карти абсолютної топографії (АТ) і карти відносної топографії (ОТ). Звичайно вони складаються два рази на добу (в 0 і 12 годин за Грінвічем) для основних ізобаричних поверхней ($p =$

const): 850; 700; 500; 300; 200; 100 гПа (АТ) і для товщини шару між ізобаричними поверхнями 500 і 1000 гПа (ОТ).

Вертикальний розріз атмосфери - графічне уявлення стану атмосфери у вертикальній площині, де по горизонтальній вісі відкладається відстань (просторовий розріз) або час (часовий розріз), а по вісі ординат - висота (або тиск). На ньому проводяться різноманітні ізолінії, які показують розподіл в даній вертикальній площині температури, вологості, швидкості і напрямку вітру, а також позначаються фронтальні поверхні, дається уявлення про характер хмарності тощо. Просторові розрізи атмосфери широко використовуються в авіації для відображення метеоумов за маршрутом польоту, а часові - для характеристики стану атмосфери над даним пунктом.

Джерела метеорологічної інформації.

До джерел метеорологічної інформації належать:

- 1) наземна мережа метеорологічних і аерологічних станцій (державна і відомча);
- 2) мережа станцій, яка включена в міжнародний обмін, тобто міжнародна синоптична мережа;
- 3) мережа автоматичних станцій;
- 4) мережа спеціальних радіолокаційних метеостанцій і радіотехнічних засобів, що застосовуються для отримання метеорологічної інформації;
- 5) метеорологічні космічні системи (МКС);
- 6) системи врівноважених шарів-зондів.

Кожне джерело не є універсальним, а доповнює одне одного. Метеорологічна інформація, що отримується з наземної метеорологічної і аерологічної мережі, є основою для складання усіх видів прогнозів погоди. Позитивною якістю цієї інформації є її надійність (метеовеличини вимірюються з великою точністю), а недоліком - її дискретність в просторі і в часі.

Радіолокаційна метеоінформація доповнює інформацію наземних станцій даними про хмарність, зливи, грози, їх місцезнаходження, інтенсивність, напрямок і швидкість переміщення. Для метеоінформації, що отримується за допомогою МКС, характерні глобальність, просторова безперервність, швидкість і синхронність висвітлення інформації з великих площ та отримання даних практично в будь-якій точці земної кулі.

Прогноз погоди. Послідовність операцій при розробці прогнозу погоди.

Розробка прогнозу погоди - науково обґрунтованого уявлення про майбутній стан погоди розрізняє два етапи: прогноз

синоптичного положення і на його основі власне прогноз погоди, тобто прогноз значень метеовеличин тих чи інших атмосферних явищ на протязі періода, що прогнозується.

Прогноз синоптичного положення - це передбачення майбутнього розташування атмосферних утворень (баричних систем), фронтальних розділів, повітряних мас, а також їх характеристик на кінцевий момент часу (на 12; 24 і т.д. год.). Прогноз синоптичного положення оформлюється у вигляді прогностичних карт на серединний момент часу періода, що прогнозується.

Власне прогноз погоди поділяється на декілька етапів:

- аналіз вихідної метеоінформації (фактичної, прогностичної);
- аналіз, а за необхідністю і розрахунок проміжних прогностичних характеристик (вертикальних рухів, положення траєкторій повітряних часток, прогностичних кривих стратифікації температури; точки роси, параметрів конвекції і ін.);
- прогноз (розрахунок) значень метеовеличин (мінімальної і максимальної температури, напрямку і швидкості вітру, кількості опадів), метеоявищ (гроз, туманів, хуртовин і т.ін.);
- оформлення тексту прогнозу погоди з врахуванням його призначення.

Аналіз вторинної метеоінформації проводиться для виявлення умов погоди в тій повітряній масі (циклоні, антициклоні, на ділянці фронту і т.п.), переміщення якої спостерігається в даний район.

Види прогнозів погоди і попередження про небезпечні та особливо небезпечні (стихійні) явища.

В залежності від вимог споживача прогнози погоди поділяють на прогнози загального користування та спеціалізовані прогнози. Прогнози погоди загального користування призначені для населення і складаються до встановленого часу:

- або окремо на ніч (з 21 до 09 год.) та на день (з 09 до 21 год.);
- або загальним текстом, якщо погода буде однорідною.

Вони передаються по радіо декілька разів на добу, по телебаченню, друкуються в газетах, за необхідністю доводяться по телефону організаціям, що їх вимагають. Ці прогнози містять основні дані про очікувану погоду: характеристику хмарності, кількість і фазовий стан опадів, явища погоди (хуртовина, туман, гроза та ін.), напрямок і швидкість вітру, значення мінімальної температури повітря вночі і максимальної температури вдень.

Спеціалізовані прогнози погоди складаються в залежності від потреб народногосподарських організацій як регулярно, так і по одиничних замовленнях. В них включаються ті метеовеличини і

явища, які здійснюють найбільш суттєвий вплив на діяльність даної галузі народного господарства.

В авіаційних прогнозах погоди дається детальна характеристика хмарності, метеоявищ, вітру і величин, що визначають мінімуми погоди, в морських прогнозах особлива увага приділяється напрямку і швидкості вітру (хвилювання на водосховищах, морях, океанах); в сільськогосподарських прогнозах - заморозкам, опадам; в прогнозах для наземного транспорту - ожеледиці, хуртовинам, туманам.

Прогнози погоди, крім того, розрізняють:

- за місцем дії (для пункту, району, маршруту, акваторії моря і т.п.);

- часом дії (на добу, на заданий проміжок часу або момент часу);

- незалежно від часу за загрозою виникнення небезпечного явища (НЯ) або особливо небезпечного (стихійного) явища (ОНЯ).

До НЯ або ОНЯ відносяться ті метеовеличини і явища, які за своєю інтенсивністю, тривалістю і площею розповсюдження досягли (або можуть досягнути) критеріїв, які визначаються договорами або методичними вказівками по гідрометеозабезпеченню народногосподарських організацій.

В залежності від синоптичної обстановки і вимог організацій, що обслуговуються, попередження про НЯ або ОНЯ складаються окремо для пункту і території або одним текстом і містять наступні дані:

- дату і шанс наступлення явища, що очікується;
- місце виникнення;
- назва явища;
- його максимальна інтенсивність;
- по можливості тривалість.

Попередження про ОНЯ складаються і передаються з максимально можливою завчасністю.

Прогноз туманів.

В прогнозах погоди загального користування застосовуються наступні терміни для характеристики туманів: слабкий, помірний, сильний.

До слабких належать тумани, які за своїми критеріями не досягли НЯ: видимість в тумані 500 - 1000 м при будь-якій його тривалості або 50 - 500 м при тривалості менше 3 годин.

До помірних (які називають просто "тумани") віднесені тумани, що досягли критеріїв НЯ: видимість 50 - 500 м, тривалість більше 3 годин або видимість менше 50 м, тривалість менше 12 годин, площа розповсюдження > 30% (до НЯ належать також

тумани, площа розповсюдження яких $< 30\%$, якщо вони спостерігаються більше 12 годин при видимості менше 50 м).

До сильних належать тумани, які досягли критеріїв ОНЯ: видимість менше 50 м, тривалість більше 12 годин, площа розповсюдження $> 30\%$.

Прогноз видимості.

Прогноз видимості (дальність видимості) найбільш важкий порівняно з прогнозом інших метеовеличин виходячи з складності самого поняття видимості і її залежності від багатьох факторів.

Метеорологічна дальність видимості - найбільша відстань, на якій абсолютно чорний предмет, який має кутові розміри $> 20'$, ще розрізняється на фоні неба (або на фоні повітряної димки) біля горизонту.

В нічний час дальність видимості визначається по відстані до найбільш віддаленого видимого точкового джерела світла, сила якого відома.

Прогноз видимості дається в спеціалізованих прогнозах: для авіації, морського і річкового флоту, для автомобільного транспорту і т.ін. При прогнозі видимості в першу чергу враховується характер повітряної маси: в арктичному прозорому повітрі видимість може в десятки разів перебільшувати значення видимості в запиленому тропічному повітрі. В зонах атмосферних фронтів видимість погіршується опадами.

Основні критерії для прогнозу видимості наступні: за умов низької хмарності і відносної вологості 90% і вище (дефіцит точки роси $\leq 1^{\circ}\text{C}$) слід очікувати:

- при висоті хмар 100 - 200 м - видимість 4 км;
- при висоті 100 - 60 м - від 4 до 1,5 км;
- при висоті 60 - 30 м - 1,5 км.

Видимість в тумані залежить від його водності (розмірів завислих часток - крапель, кристалів і їх числа в одиниці об'єму). При прогнозі видимості в опадах повинна враховуватись їх інтенсивність і розмір часток, що випадають. При снігопаді видимість гірша ніж при дощу тієї ж інтенсивності.

Прогноз приморозків і хмарності.

Прогноз приморозків - понижень температури повітря (поверхні ґрунту) нижче нуля в період переважання позитивних температур. В залежності від розповсюдження приморозків по площі у вегетаційний період їх відносять до категорії небезпечних явищ або особливо небезпечних (стихійних) явищ. Якщо площа, що охоплюється приморозком, в період вегетації складає більше 30%, він належить до ОНЯ, а якщо 10-30%, то до НЯ.

Прогноз хмарності - В прогнозах погоди загального користування для характеристики хмарності використовують наступні терміни:

- безхмарно або ясно (не більше 2 балів всіх ярусів);
- сонячна або малохмарна погода або невелика хмарність (3 - 5 балів хмар нижнього ярусу або будь-яка кількість хмар верхнього ярусу, або хмари середнього ярусу, що просвічуються);
- перемінна хмарність (від 1-3 до 6-9 балів або 3-8 балів);
- хмарна погода з проясненнями (від 8-10 балів до 0-3 балів);
- хмарна погода (7-10 балів);
- пасмурно або пасмурна погода (10 балів).

В авіаційному прогнозі погоди для хмарності застосовують наступні характеристики:

- очікувана кількість хмар і їх вигляд;
- очікувана висота нижньої і верхньої межі хмар;
- можлива розшарованість хмарності;
- фазовий стан у зв'язку з прогнозом обледеніння;
- можливість переходу хмар конвективного розвитку в кучево-дощову (грозову) хмарність.

Найбільшу складність представляє прогноз низької (нижче 600 м) хмарності у зв'язку з її великою часовою і просторовою мінливістю.

Прогноз опадів.

Прогноз опадів тісно пов'язаний з прогнозом хмарності різних форм і ярусів, з яких випадають відповідні опади:

- мрячні опади - характерні для теплих повітряних мас, звичайно випадають тривалий час; їх інтенсивність невелика (2-4 мм за 12 год.);

- обложні опади - випадають з шарувато-дощових хмар (Ns), іноді з щільних високо-шаруватих хмар (As). Вони пов'язані звичайно з теплими фронтами і фронтами оклюзій по типу теплих і мають різну інтенсивність від слабких (≥ 3 мм за 12 год) до помірних (~ 14 мм за 12 год). Обложні опади можуть випадати як безперервно, так і з переривами від декількох годин до декількох днів;

- зливові опади - характерні для холодних фронтів і фронтів оклюзій по типу холодних, іноді - для теплих фронтів. Зливові опади короткочасні; від декількох хвилин до 1-3 годин, в останньому випадку вони бувають частіше всього з переривами. Інтенсивність злив $\geq 1,5$ мм/год.

В прогнозах загального користування необхідно передбачати очікувану кількість опадів за 12-годинний інтервал часу (на ніч і

день).

До слабких опадів належить:

- дощ кількістю 0-3 мм/12 год;
- сніг 0-2 мм/12 год.

Помірні опади:

- дощ або дощ зі снігом 4-14 мм/12 год;
- сніг 3-6 мм/12 год.

До небезпечних явищ належать сильні опади:

- кількістю 15-49 мм/12 год для дощу і дощу зі снігом;
- а також 7-19 мм/12 год з площею > 30%, що охоплена опадами.

Дуже сильні опади:

- належать до небезпечних явищ, якщо площа, що охоплена опадами $\leq 30\%$,
- до особливо небезпечних явищ, якщо площа, що охоплена опадами, > 30%.
- кількість опадів для дощу (або дощу зі снігом) складає ≥ 50 мм/12 год.,
для снігу ≥ 20 мм/12 год.

Прогноз гроз, граду, шквалів.

Гроза - комплексне атмосферне явище, яке характеризується інтенсивним хмароутворенням і багаточисельними електричними розрядами у вигляді блискавок. Електричні розряди можуть бути між хмарами і земною поверхнею, між хмарами або в самій грозовій хмарі (між різними її частками). При грозі звичайно випадають зливові опади, іноді буває град, часто спостерігаються шквали.

Шквал - різке підсилення вітру на протязі короткого часу, яке супроводжується змінами його напрямку. Швидкість вітру при шквалі нерідко перевищує 30 м/с, а тривалість явища складає звичайно декілька хвилин.

Град - опади, що випадають в теплий період року з потужних кучево-дощових хмар у вигляді часток щільного льоду різних розмірів.

Гроза, шквал і град відносяться до небезпечних або дуже небезпечних метеорологічних явищ, якщо вони за своєю інтенсивністю і площею розповсюдження досягли критеріїв, що зазначені в табл.17.1.

Таблиця 17.1 – Критерії небезпечності гроз, граду, шквалів як метеоявищ

Метеоявище	Критерії небезпечного явища		Критерії особливо небезпечного явища	
	інтенсивність	площа розповсюдження	інтенсивність	Площа розповсюдження
1. Гроза	будь-яка	> 30%	-	-
2. Град (діаметр)	6-19 мм	≥ 10%	≥ 20 мм	≥ 10%
3. Шквал (макс швидкість вітру)	15-29 м/с	≥ 10%	≥ 30 м/с	≥ 10%

Виникнення вищевказаних явищ, так само, як і злив, пов'язано з бурхливим розвитком конвекції і кучево-дощових хмар. Однак не при всіх зливових опадах розподіл зарядів в хмарі достатній для грози, а швидкість конвективного потоку і водність хмари достатні для утворення граду. Розрізняють внутрімасові і фронтальні грози і шквали. Град всередині однорідних повітряних мас спостерігається рідко.

Прогноз напрямку і швидкості вітру.

В прогнозах погоди і попередженнях вказується напрямок і швидкість вітру. Напрямок вітру дається в чвертях горизонту (звідки дує вітер): східний, північно-західний тощо. Швидкість вітру в прогнозах вказується як переважаюча (середня швидкість на протязі 6 годин в інтервалі 5 м/с, наприклад, 2 - 7 м/с; 5 - 10 м/с і т.д.), так і максимальна, коли її значення можуть досягати 15 м/с і більше. В попередженнях вказуються лише максимальна середня швидкість і пориви вітру. Категорії небезпечності швидкості вітру дані в таблиці 17.2.

Методичні основи, що застосовуються на сьогодні для прогнозу вітру біля поверхні Землі, як правило, одни і ті ж самі: в різних комбінаціях враховується баричний градієнт, відношення швидкості фактичного вітру до швидкості геострофічного, міжрівневий обмін кількістю руху, стратифікація температури повітря і синоптичне положення.

Таблиця 17.2 – Категорії небезпечності швидкості вітру

Швидкість вітру, м/с	Площа, що охоплена явищем, %	Категорія явища
1- 14, в тому числі і пориви 15 – 29 і/або пориви до 34 30 і більше/ або пориви 35 і більше	- > 30 ≤ 30 > 30	- НЯ НЯ ОНЯ
Для акваторій океанів, арктичних і далекосхідних морів і їх прибережних ділянок 15 - 34 і/або пориви 15 - 39 35 і більше і/або пориви 40 і більше	> 30 ≤ 30 > 30	НЯ НЯ ОНЯ

Прогноз ожеледиці і паморозі.

Ожеледиця - шар щільного снігу (матового або прозорого), який наростає на поверхні Землі і на предметах переважно з навітренної сторони від намерзання крапель переохолодженого дощу або мряки. Звичайно утворюється при температурі повітря біля поверхні Землі від 0 до -3⁰С, в окремих випадках до -16⁰С.

Розрізняють внутрімасову і фронтальну ожеледицю.

Внутрімасова ожеледиця утворюється звичайно в зонах адвекції теплого і вологого повітря при від'ємній температурі в приземному шарі. Її утворенню сприяє інверсія, яка має нижню межу на висоті біля 500 - 1000 м, а верхню - на висоті біля 1500м. Такі умови створюються в холодне півріччя в теплих секторах циклонів, а також на західній і північній периферії малорухомих антициклонів (гребней).

Фронтальна ожеледиця утворюється при різкій зміні від'ємних температур перед фронтом на позитивні за лінією фронту. Звичайно це буває при повільному (20-25 км/год) зміщенні теплого фронту, коли перед фронтом температура повітря знаходиться в межах від -1⁰С до -8⁰С, а за фронтом від +5⁰С до +10⁰С. Іноді ожеледиця пов'язана з холодним фронтом першого роду, що повільно переміщується, особливо при утворенні на них хвильових "збурень".

Паморозь - кристалічні або зернисті білі відклади на проводах і гілках дерев, що утворюються при осаді переохолодженого туману (димки), слабкої мряки. Її виникнення найбільш вірогідно в антициклонічних областях при від'ємній температурі повітря (часто нижче -15⁰С).

Ожеледиця і паморозь належать до небезпечних або особливо

небезпечних явищ згідно критеріїв, що наведені в таблиця 17.3.

Таблиця 17.3 – Критерії небезпечності ожеледиці і паморозі

Явище	Товщина відкладів, мм	Площа, що охоплена явищем, %	Категорія явища (НЯ або ОНЯ)
Ожеледиця	діаметр 6-19 ≥ 20	> 30	НЯ
		≤ 30	НЯ
		> 30	ОНЯ
Паморозь	11-34 ≥ 35	> 30	НЯ
		≤ 30	НЯ
		> 30	ОНЯ

ЛЕКЦІЯ 18 КЛІМАТОЛОГІЯ. КЛАСИФІКАЦІЯ КЛІМАТІВ

Кліматологія - наука, яка вивчає умови формування клімату і кліматичний режим різних регіонів земної кулі. Розділ кліматології, що займається описом клімату різних районів, називається кліматографією.

Клімат - це статистичний режим атмосферних умов, які притаманні даній місцевості в залежності від її географічного положення.

Для кількісної характеристики клімату даної місцевості, а також для порівняння клімату різних місцевостей широко використовуються дані багаторічних спостережень за метеорологічними величинами і атмосферними явищами.

Кліматологія тісно пов'язана з географією, океанологією, гідрологією, які вивчають географічне середовище, кругообіг води в природі, агробіологією, ґрунтознавством і іншими науками.

Поділ кліматології на наукові дисципліни.

В процесі практичного обслуговування галузей народного господарства з кліматології виділились:

- мікрокліматологія займається вивченням мікроклімату, тобто особливостей клімату приземного шару повітря, а також режиму температури і вологості повітря в зв'язку з місцевими умовами (характер ґрунту, рослинності, вплив водойм, міст тощо);

- аерокліматологія вивчає кліматичні умови вільної атмосфери, тобто вище безпосереднього впливу підстилаючої поверхні;

- агрокліматологія займається вивченням кліматичних умов і їх описом з врахуванням взаємодії характеристик клімату з

об'єктами сільськогосподарського виробництва;

- лісова кліматологія вивчає взаємозв'язок між кліматичними факторами і лісом, а також вплив кліматичних умов на ріст, розвиток і продуктивність лісових насаджень; вона займається вивченням мікроклімату, який створюється на території лісових масивів і вплив лісових насаджень на мікроклімат прилеглих до них районів;

- медичинська кліматологія досліджує питання, пов'язані з впливом клімату і погоди на організм людини; вивчає кліматичні умови курортів з метою використання їх лікувальних властивостей для відновлення здоров'я людини;

- транспортна кліматологія займається узагальненням метеорологічних величин і атмосферних явищ, які здійснюють вплив на різноманітні види транспорту: повітряний, морський і сухопутний;

- будівельна кліматологія займається узагальненням кліматичних даних, які необхідні при проектуванні, плануванні і будівництві міст і населених пунктів, споруд, різноманітних будівель, ліній зв'язку тощо;

- авіаційна кліматологія вивчає вплив кліматичних умов біля земної поверхні і у вільній атмосфері на авіаційну техніку і діяльність авіації.

Основні кліматоутворюючі фактори.

Головними кліматоутворюючими факторами є сонячна радіація, циркуляція атмосфери і характер підстилаючої поверхні.

Радіаційні фактори клімату. Розподіл сонячної радіації залежить головним чином від географічної широти, оскільки остання визначає висоту Сонця і тривалість дня. Великий вплив на її розподіл здійснює хмарність і прозорість повітря. Сонячна радіація поступає на поверхню Землі у вигляді прямої і розсіяної радіації, сукупність яких є сумарною радіацією. Земна поверхня поглинає сумарну радіацію, частину витрачає внаслідок довгохвильового випромінювання. Кількість радіації, що приходить на поверхню Землі, складає $145,41 \cdot 10^6$ кВт/(м² · год), а витрачається шляхом ефективного випромінювання $56,33 \cdot 10^6$ кВт/(м² · год); радіаційний баланс поверхні Землі дорівнює $89,08 \cdot 10^6$ кВт/(м² · год).

Тепловий баланс атмосфери складається з приходу тепла за рахунок поглинання радіації - $51,09 \cdot 10^6$ кВт/(м² · год), прихованого тепла конденсації водяної пари - $73,36 \cdot 10^6$ кВт/(м² · год) та теплообміну з підстилаючою поверхнею - $15,72 \cdot 10^6$ кВт/(м² · год). Таким чином атмосфера отримує $140,17 \cdot 10^6$ кВт/(м² · год) і стільки ж

втрачає шляхом довгохвильового ефективного випромінювання. Температура атмосфери в середньому залишається сталою.

Тепловий баланс системи Земля - атмосфера складається з приходу енергії у вигляді радіації від Сонця на межі атмосфери, яка складає $327,1 \cdot 10^6$ кВт/(м² · год) і витрачання за рахунок відбитої і розсіяної, яка складає $131,0 \cdot 10^6$ кВт/(м² · год), ефективного випромінювання земною поверхнею і атмосферою $56,33 \cdot 10^6$ кВт/(м² · год) та $140,17 \cdot 10^6$ кВт/(м² · год) відповідно. Сума радіації, що витрачається, дорівнює приходу, відповідно спостерігається рівновага.

Формування ж клімату різних районів визначається реальним розподілом радіації, яка надходить на поверхню Землі; різницею в нагріванні і охолодженні підстиляючої поверхні (наприклад, моря і суходолу) та рельєфом місцевості.

Циркуляційні фактори клімату. Атмосферна циркуляція є одним з самих важливих кліматоутворюючих факторів, тому що в її системі відбувається перенос повітряних мас з різними фізичними властивостями. Циркуляційні особливості над різними районами земної кулі здійснюють вплив на температурний режим і кількість опадів, що випадають. Повітряні течії, що переважають в різних областях земної кулі, не є ізольованими, а належать до системи загальної циркуляції атмосфери.

Неоднорідності підстиляючої поверхні і нерівномірний розподіл на поверхні Землі тепла, яке отримується від Сонця, призводять до виникнення повітряних течій в атмосфері, які обумовлюють не тільки перенос повітряних мас вздовж паралелей, а й в меридіональному напрямку.

Класифікації кліматів.

Існують різноманітні класифікації, які приводять велику різноманітність кліматів земної кулі у визначену систему і які визначають межі розповсюдження окремих типів клімату. На сьогодні найбільш розповсюдженими класифікаціями клімату є класифікації В.Кеппена, Л.С.Берга, Б.П.Алісова, М.І.Будико і А.А.Григор'єва.

В основу класифікації Кеппена покладено режим температури і опадів (середні температури найбільш теплого і найбільш холодного місяців, середня річна температура і середні місячні і річні суми опадів). За цією класифікацією клімат поділяють на п'ять основних типів кліматичних зон:

- тропічний вологий клімат характеризується середньою температурою самого холодного місяця не нижче $+18^{\circ}\text{C}$ з великою

кількістю опадів;

- сухий клімат: середня температура самого холодного місяця вище $+10^{\circ}\text{C}$, поділяється на клімат пустель і клімат степів;

- помірно теплий клімат, в якому середня температура самого холодного місяця не нижче -3°C , а самого теплого - вище $+18^{\circ}\text{C}$;

- помірно холодний клімат, до якого належать області з середньою температурою самого теплого місяця вище $+10^{\circ}\text{C}$, а самого холодного нижче -3°C ;

- сніговий клімат, в якому середня температура самого теплого місяця нижче $+10^{\circ}\text{C}$.

Класифікація кліматів Л.С.Берга побудована на географічному принципі.

За цією класифікацією на низинах розрізняють наступні клімати:

- клімат тундри, який займає головним чином, крайню північну частину материків Північної Америки і Євразії;

- клімат тайги займає в північній півкулі великі простори. Південна межа тайги в Північній Америці йде вздовж паралелі 50° , в Євразії ця зона охоплює Скандинавський півострів, крім його південної частини, Фінляндію, Європейську частину Росії (по лінії Санкт-Петербург - Нижній Новгород - Єкатеринбург), Західну Сибір, крім її південних районів, Східну Сибір (за виключенням середнього Амуру та Усурійського краю), Камчатку і північ Сахаліну. В південній півкулі клімат тайги на рівнинах не зустрічається. Цей тип клімату характеризується великою континентальністю - суворою зимою і помірно теплим літом;

- клімат листяних лісів помірної зони розповсюджений в Північній Америці південніше 50° паралелі і на схід від 100° меридіану, за виключенням південно-східних районів, у Великобританії, Ірландії, південній частині Скандинавського півострова, в Західній Європі, за виключенням країн Середземномор'я, в центральній смузі Європейської частини Росії, Білорусії, Прибалтиці, на півночі України, в південних районах Західного Сибіру;

- клімат степів характеризується посушливим режимом (з кількістю опадів не більше 450 мм на рік) і досить значним випаровуванням. Розрізняють дві категорії клімату степів: степи помірних широт з прохолодною або холодною зимою (степи південної частини Європейської території, Середнього Поволжжя, Північного Казахстану, Забайкалля, Монголії, західних районів Північної Америки, які приєднуються зі сходу до Скалистих гір) та степи субтропічних та тропічних широт з теплою зимою, які

розташовані на периферії пустель;

- середземноморський клімат - особливий тип клімату в районі Середземного моря, Південного берегу Криму та Чорноморського узбережжя Кавказу;

- мусонний клімат помірних широт охоплює середню течію Амуру, Усурійський край, південну частину Сахаліну, північну Японії, північну Кореї, північно-східний і північний Китай;

- клімат вологих субтропічних лісів охоплює узбережжя Мексиканського заливу, південно-східні райони Північної Америки, Болівію, Парагвай, південно-східну частину Бразилії, зустрічається на плоскогір'ях Африки, південно-східному узбережжі Чорного моря, в північній частині Індії, Південному Китаї, південній частині Японії, Кореї і на північно-східному березі Австралії. Клімат характеризується теплою зимою і вологим літом (річна сума опадів більше 1000 мм);

- клімат серединноматерикових пустель помірного поясу. В зону цього клімату входять Терсько-Кумська і Астраханська напівпустелі, середньоазіатські пустелі і напівпустелі, пустеля Гобі, пустелі Північної Америки (середня течія р.Колорадо), напівпустеля у Східній Патагонії (Південна Америка). Характеризується великою сухістю (опадів випадає менше 250-300 мм/рік і жарким літом;

- клімат тропічних пустель. До зони цього клімату належать пустелі Сахара і Наміб, пустелі Аравії, Атакама (Південна Америка), пустелі в нижній течії р.Колорадо і в Каліфорнії (Північна Америка), пустелі в центральній частині Австралії. Характеризується жарким літом і великою сухістю - менше 250 мм опадів за рік (в окремих районах річна сума опадів не перевищує 100 мм);

- клімат саван - тропічні лісостепи - займають великі простори в тропічній частині Африки і Південної Америки, а також зустрічаються на узбережжі Центральної Америки, в західній частині Мадагаскару, на Індостані, на острові Шрі-Ланка, в центральній частині Бірми, на Індокитайському півострові, в північній частині Австралії і на Гаваях;

- клімат вологих тропічних лісів зустрічається в екваторіальній Африці, Південній Америці (течія р.Амазонка), місцями в Центральній Америці, на східному узбережжі Мадагаскару і в південно-західній Індії, на західному узбережжі Індокитайського півострова, Філіпінських островах. Характеризується високою сталою температурою і великою кількістю опадів.

В основу класифікації Алісова покладений циркуляційний фактор клімату (горизонтальний перенос повітряних мас, їх

трансформація і фронтальна діяльність).

В залежності від сезонного розподілу основних типів повітряних мас в тропосфері і від розташування головних фронтів виділено сім основних кліматичних зон (екваторіальна, дві тропічних, дві помірних, арктична і антарктична) і перехідні зони (тропічних мусонів, субтропічна, субарктична і субантарктична).

В екваторіальній зоні переважаючою повітряною масою на протязі цілого року є екваторіальне повітря, яке створюється шляхом трансформації над океаном і суходолом, що зайнятий тропічним лісом, та приходить з пасатом тропічного повітря.

Перехідна зона тропічних мусонів розташована між літнім і зимовим положенням тропічного фронту в кожній півкулі. Вона характеризується сезонною зміною повітряних мас. Влітку переважає вологе екваторіальне повітря, взимку - сухе континентальне тропічне.

В тропічній зоні розрізняють наступні підтипи кліматів: континентальний (переважає континентальне тропічне повітря на протязі цілого року), океанічний (переважає морське тропічне повітря), східної периферії океанічних антициклонів (проникає відносно сухе і холодне повітря помірних широт), західної периферії океанічних антициклонів (на протязі року переважає вологе тропічне повітря пасатів).

В перехідній субтропічній зоні влітку переважає тропічне повітря, взимку - повітря помірних широт. Розрізняють чотири типи субтропічного клімату: континентальний (влітку - сухе і жарке континентальне тропічне повітря, взимку переважає повітря помірних широт; опади пов'язані з циклонічною діяльністю на фронті помірних широт); океанічний (влітку впливає субтропічний антициклон, взимку - циклони помірних широт); західних узбережій або середземноморський (влітку - сухе повітря східної периферії субтропічних антициклонів, взимку вплив фронтів помірних широт східних узбережій або мусонний (влітку мусон - потік вологого і жаркого морського тропічного повітря, а взимку - сухого, відносно холодного континентального повітря помірних широт).

В зоні помірного клімату переважає повітря помірних широт. Часто спостерігаються вторгнення арктичного (антарктичного) повітря і тропічних повітряних мас. В цій зоні розрізняють наступні типи кліматів: континентальний (на протязі цілого року переважає континентальне повітря цих широт), морський (у всі сезони активна циклонічна діяльність), клімат західних узбережій материків (переважає морське повітря помірних широт у всі пори року; зима тепла, літо відносно прохолодне), клімат східних узбережій материків (взимку - холодний континентальний мусон, влітку -

океанічний мусон).

В арктичній і антарктичній зонах переважає на протязі цілого року арктичне (антарктичне) повітря. Середня температура самого теплого місяця біля 0°C і нижче. Розрізняють два типи клімату: континентальний (взимку - холодне арктичне повітря, влітку - відносно тепле континентальне повітря помірних широт) і морський (переважає морське арктичне повітря в зимовий час і морське повітря помірних широт в літні місяці).

Субарктична (субантарктична) перехідна зона характеризується переважанням влітку повітря помірних широт, взимку - арктичного (антарктичного) повітря.

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

- 1 Консевич Л.М., Немий С.М. Метеорологія і кліматологія. Підручник для ВНЗ. – Івано-Франківськ, “Полум’я”, 2000. –140с.
- 2 Богословский Б.Б., Самохин А.А., Иванов К.Е., Соколов Д.П. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 420 с.
- 3 Стернзат М.С. Метеорологические приборы и измерения. - Л.: Гидрометеиздат, 1978.
- 4 Щербань М.И. Микроклиматология. Учебное пособие. - К.: Вища школа, 1986.
- 5 Океан - атмосфера. Энциклопедия. - Л.: Гидрометеиздат, 1983.
- 6 Владимиров А.М., Ляхин Ю.И., Матвеев Л.Т., Орлов В.Г. Охрана окружающей среды. - Л.: Гидрометеиздат, 1991.
- 7 Матвеев Л.Т. Курс общей метеорологии. - Л.: Гидрометеиздат, 1976.
- 8 Хргиан А.Х. Физика атмосферы. - М.: Изд-во МГУ, 1986.
- 9 Задачник по общей метеорологии. Учебное пособие для вузов./Под ред. В.Г.Морачевского. - Л.: Гидрометеиздат, 1984.
- 10 Важнов А.В. Гидрология рек. – М.: Изд-во МГУ, 1976. – 338 с.
- 11 Великанов М.А. Гидрология суши. - Л.: Гидрометеиздат, 1964. - 400 с.
- 12 Владимиров А.М. Гидрологические расчеты. –Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 365 с.

- 13 Давыдов Л.К., Дмитриева А.А., Конкина Н.Г. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1973. – 460 с.
- 14 Евстегнеев В.М. Речной сток и гидрологические расчеты. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 301 с.
- 15 Лучшева А. А. Практическая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1979.
- 16 Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая гидрология. М.: Высш. шк., 1991. – 368 с.
- 17 Чеботарев А. И. Общая гидрология. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. - с. 208-235.
- 18 Яцик А.В. Загальна гідрологія. – Київ, 1994. – 244 с.
- 19 Левківський С.С., Хільчевський В.К., Ободовський О.Г. та ін. Загальна гідрологія. К.:2000р.
- 20 Левківський С.С. Основи загальної гідрології. - К.: Вища школа, 1985.
- 21 Консевич Л.М. Конспект лекцій з курсу “Загальна гідрологія”. – Івано-Франківськ, ІФНТУНГ «Факел» - 2004 р.
- 22 Пелешенко В.І.,Хільчевський В.К. Загальна гідрохімія. - Київ: Либідь, 1997.
- 23 Горев Л.М., В.І. Пелешенко, В.К.Хільчевський. Гідрохімія України. Київ : Вища школа, 1995. - 307 с.