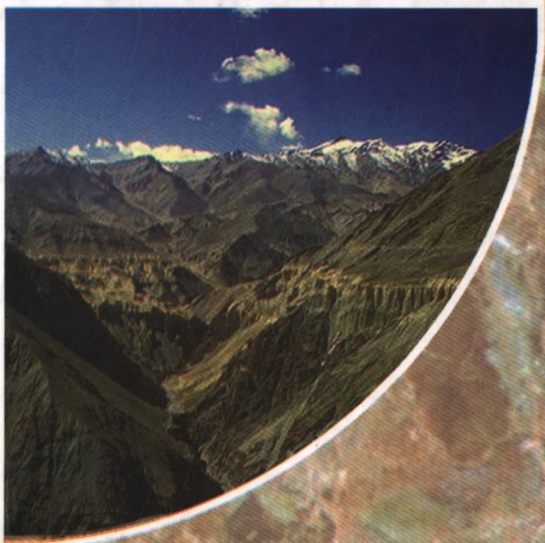
40.3я73
Г90

ґрунтознавство
з основами геології



І. І. НАЗАРЕНКО, С. М. ПОЛЬЧИНА, Ю. М. ДМИТРУК,
І. С. СМАГА, В. А. НІКОРИЧ

ҐРУНТОЗНАВСТВО
З ОСНОВАМИ ГЕОЛОГІЇ

Підручник

Затверджено Міністерством освіти і науки України як підручник для студентів вищих навчальних закладів (лист №14/18.2-2242 від 19.10.2004 р.)

ІБ ІНУС
701639

Чернівці
Книги – ХХІ
2006

ББК 40.3я73
Н-191
УДК 631.4(075.8)

*Затверджено Міністерством освіти і науки України
як підручник для студентів вищих навчальних закладів
(Лист №14/18.2-2242 від 19.10.2004 р.)*

Рецензенти:

А. М. Третяк, віце-президент УААН, доктор економічних наук, професор кафедри землевпорядкування Національного аграрного університету України;

Р. С. Трускавецький, член-кореспондент УААН, доктор сільськогосподарських наук, головний науковий співробітник ННЦ Інститут ґрунтознавства і агрохімії ім. О. Н. Соколовського, професор;

Т. Ч. Чмчян, доктор технічних наук, професор кафедри інженерної геодезії Київського національного університету архітектури та будівництва.

Н-191 Назаренко І. І., Польчина С. М., Дмитрук Ю. М., Смага І. С., Нікорич В. А.
Ґрунтознавство з основами геології: Підручник. – Чернівці: Книги – XXI, 2006. – 504 с.

ISBN 966-8653-48-3

У підручнику викладені наукові основи ґрунтознавства та геології. Розглянуті питання будови Землі, геологічних процесів, особливостей розвитку земної кори та ґрунтотворення в четвертинному періоді генезису та еволюції ґрунтів. Висвітлені роль та функції ґрунтів у біосфері, їх основні фізичні, хімічні, біологічні властивості та режими, родючість та шляхи її підвищення. Показана роль кругообігу речовин у ґрунтотворенні. Розкриті основи вчення про фактори ґрунтотворення, природні зони, класифікацію ґрунтів. Охарактеризовані головні типи ґрунтів світу, їх географія, екологія, особливості сільськогосподарського використання та охорони.

Для студентів землевпорядних та агрономічних спеціальностей вищих навчальних закладів, викладачів, спеціалістів відповідних профілів. Книга може бути корисною також студентам і фахівцям з біології, екології, лісового та садово-паркового господарства і географії.

Прикарпатський національний університет
імені Василя Стефаника
код 02125266
НАУКОВА БІБЛІОТЕКА
Інв. № 701639

ББК 40.3я73

ISBN 966-8653-48-3

© Книги – XXI, 2006
© І.І.Назаренко, С.М.Польчина, Ю.М.Дмитрук, І.С. Смага, В.А.Нікорич, 2006

ВСТУП

Ґрунт – це поверхнева плівка потужністю лише в півтора-два метри при радіусі земної кулі понад 6 тис. км, проте вона дає людству майже 99 % продуктів харчування. Саме в ній зосереджено більш як 95 % генофонду планети – рослин, тварин і мікроорганізмів. На її створення природа витратила багато мільйонів років, а знищити її можна за кілька десятиліть. Коли академіку Виноградову показали зразки риголіту – речовини з поверхні Місяця, – він побачив, що це безжиттєвий порошок, і констатував: "Коли ми говоримо про біосферу, ми повинні говорити насамперед про ґрунт".

У ґрунті є ті ж компоненти, що і в інших планетарних сферах: мінерали, вода, повітря, живі організми, проте вони особливі. Глинисті мінерали, специфічна органічна речовина (гумус), особливий склад повітря (вміст вуглекислого газу на порядок вищий, ніж в атмосфері), унікальні властивості води (вища густина, нижча температура замерзання) – все це та багато іншого відокремили сферу формування та еволюції ґрунтів в особливу оболонку – педосферу, –яка виконує глобальні планетарні функції.

Без ґрунту неможливе життя на планеті, саме він забезпечує постійну взаємодію великого геологічного і малого біологічного кругообігів (циклів) речовин на земній поверхні і регулює біосферні процеси, а також хімічний склад атмосфери і гідросфери, в ньому акумулюється активна органічна речовина і зв'язана з нею хімічна енергія. Водночас він виконує соціально-економічну функцію і займає провідне місце в житті та діяльності людини.

Про тісний зв'язок ґрунту з життям і діяльністю людини свідчить концентрування людського суспільства в межах родючих ґрунтових відмін. Ґрунт (земля) в сільському господарстві виступає основним засобом виробництва, який відрізняється від промислових (трактори, машини, комбайни, плуги, сівалки, споруди, будівлі тощо) своєю обмеженістю та незношуваністю. Саме обмеженість зобов'язує людину зберігати і постійно поліпшувати ґрунт, а досягається це його незношуваністю. Всі промислові засоби виробництва в міру їх використання зношуються і замінюються новими, на відміну від ґрунту, який за умов правильного використання поліпшується, тобто систематично відтворює та підвищує родючість.

Поняття про ґрунт і його родючість нероздільні. Родючість ґрунту – це його здатність задовольняти потреби рослин в елементах живлення та воді, а їхніх кореневих систем – у повітрі, тобто забезпечувати земні фактори життя рослин. Родючість ґрунту змінюється залежно від правильного та своєчасного проведення таких заходів, як внутрігосподарський землеустрій, запровадження раціональних

сівозмін, систем його обробітку й удобрення, освоєння й експлуатації меліоративних систем, захист ґрунтів від ерозії, засолення та ін.

У зв'язку з цим проблема ідентифікації параметрів родючості завжди знаходилась у центрі уваги людини для диференційованого використання земельних ресурсів, вартісної їх оцінки та оподаткування. Саме з ґрунтом пов'язані питання власності, земельного законодавства, земельного права, економічної та грошової оцінки землі.

На жаль, на сьогодні фахівці в галузі земельного законодавства розглядають ґрунт винятково з утилітарного погляду, як засіб праці в сільському господарстві. Щодо землі найчастіше оперують поняттями "вартість", "купівля-продаж". Але ж іще "батько" ґрунтознавства Василь Васильович Докучаєв підкреслював хибність погляду на ґрунт як на ріллю.

Ґрунтовий покрив – частина ландшафту. Ґрунт утворюється протягом певного часу під впливом різноманітного поєднання факторів ґрунтоутворення. Впливовими серед останніх є рельєф та геологічний субстрат – базис для формування ґрунту. Тому вивчення ґрунтознавства неможливе без основ геологічних знань. Власне, поки ґрунтознавство не стало самостійною наукою, ґрунти вивчали геологи. Отже, саме в "надрах" геології свого часу й виникла нова наука про ґрунти.

Запропонований підручник не претендує на всеосяжне висвітлення проблем ґрунтознавства та геології. Його завдання – зацікавити та спонукати до самостійного пізнання механізмів функціонування природи. Автори лише намагалися дати максимально вичерпні відповіді на питання: коли і як виникають ґрунти; з чого вони починаються, скільки часу потрібно на їх створення і яка роль у цьому різноманітних сфер планети; які родинні генетичні зв'язки існують між ґрунтами та чи можна керувати ґрунтотворними процесами; як і якими темпами відбувається їх еволюція і, нарешті, – яка доля людства крізь призму наших ґрунтів.

ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ

1 ЧАСТИНА

РОЗДІЛ ПЕРШИЙ

ГЕОЛОГІЯ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЯ В СИСТЕМІ ПРИРОДНИЧИХ НАУК

1.1. Геологія в системі наук про природу

Щоденне спілкування людини з Природою протягом сотень тисяч років, постійне намагання використати її ресурси для своїх життєвих потреб збагатили людство знаннями про Землю. Люди почали вивчати планету ще на перших порах свого існування. Досвід, накопичений при пошуках корисних копалин, будівництві житла та оборонних укріплень, проведенні земляних робіт, а також унаслідок спостереження за природними явищами сприяв становленню окремої науки про Землю – геології.

Що ж таке геологія та навіщо її вивчати?

Геологія – наука про Землю, її склад, будову та розвиток, про процеси, що проходять у ній, в її оболонках.

Зауважимо, що визначення геології як науки про Землю дещо недостатнє, тому що є низка інших наук, у яких спільний об'єкт – Земля, але різні предмети. Зокрема, географія вивчає будову поверхні Землі, її взаємодію з іншими оболонками та органічним світом планети; геофізика – внутрішню будову Землі, фізичний стан її надр, поля Землі – гравітаційне, магнітне, теплове, електричне; геохімія – хімічну будову планети та її окремих оболонок, міграцію хімічних елементів. Геологія охоплює всі ці науки, але в більш вузькому сенсі, оскільки її предметом є здебільшого верхня тверда оболонка Землі – літосфера, що включає земну кору та верхню частину мантії. З огляду на це, сучасна геологія розвивається в декількох напрямках (рис.1).

Рис. 1. Диференціація геологічної науки

Геохімія об'єднує цикл дисциплін, які вивчають речовинний склад Землі:

– *кристалографія* (грец. *krystallos* - лід) – наука про кристали, їх зовнішню форму та внутрішню структуру;

– *мінералогія* (фр. *mineral*) – наука про мінерали, яка вивчає хімічний склад мінералів, особливості їхньої структури, фізичні властивості, умови залягання, взаємозв'язки та походження;

– *петрографія* (грец. *petra* – камінь, скеля) – наука про гірські породи, які утворюються при поєднанні кількох мінералів. Петрографія досліджує мінералогічний та хімічний склад гірських порід, їхні властивості, генезис, еволюцію, встановлює закономірності їх утворення та розподілу в земній корі;

– *власне геохімія* вивчає хімічні елементи, що входять до складу земної кулі, їх розподіл та міграцію.

Геохімія – синтезуюча наука по відношенню до мінералогії і петрографії, об'єкти вивчення яких – мінерали і гірські породи – є певним етапом у житті хімічних елементів. Геохімія оперує атомами, мінералогія вивчає поєднання атомів (мінерали), петрографія – поєднання атомів і мінералів (гірські породи).

Динамічна геологія – наука про процеси, що проходять у надрах літосфери та на її поверхні. В залежності від джерела енергії вони поділяються на процеси внутрішньої динаміки (ендогенні - внутрішні) та процеси зовнішньої динаміки (екзогенні - зовнішні). З ендогенними процесами зв'язані такі явища, як рухи земної кори, землетруси та вулканічні виверження. Джерелом енергії для них є внутрішня енергія Землі. Відповідно, динамічна геологія ділиться в цій частині на ряд наук:

– *геотектоніка* – наука про умови залягання гірських порід, про рухи земної кори та деформації, що виникли внаслідок цих рухів;

– *магматизм* – наука про склад магми, її діяльність і роль у розвитку літосфери;

– *вулканологія* – наука про вулкани, є частиною вчення про магматизм;

– *сейсмологія* – наука про землетруси;

– *вчення про метаморфізм* – наука про зміни, що відбуваються з гірськими породами в надрах Землі під впливом високої температури і тиску.

Із екзогенними процесами пов'язані життя та розвиток морів, річок, підземних вод, льодовиків тощо. Ці процеси тісно зв'язані з діяльністю атмосфери, гідросфери та з їхнім впливом на літосферу. Основним джерелом екзогенних процесів є сонячна енергія. В цій частині динамічна геологія ділиться на такі науки:

– *вчення про вивітрювання* – вивчає процеси зміни гірських порід під дією фізичних, хімічних і біологічних агентів на поверхні Землі;

– *гідрологія* – вчення про геологічну діяльність поверхневих текучих вод;

– *гідрогеологія* – вчення про геологічну діяльність підземних вод;

– *океанологія* – вчення про геологічну діяльність морів і океанів;

– *гляціологія* – вчення про геологічну діяльність льодовиків, льоду, снігу;

– *геокріологія* – вчення про геологічну роль багаторічної мерзлоти;

– *лімнологія* – вчення про геологічну діяльність озер і боліт.

Близькі до динамічної геології вчення про внутрішню будову земної кулі,

про склад, фізичні властивості та агрегатний стан її оболонок. Основним джерелом відомостей тут є фізичні методи вивчення Землі.

Геофізика – наука про фізичні властивості Землі, її внутрішню будову та стан речовини в оболонках планети. Серед цього циклу наук виділяються:

– *гравіметрія* – вчення про земне тяжіння;

– *магнітометрія* – вчення про земний магнетизм;

– *електрометрія* – вчення про земну електрику;

– *геотермія* – вчення про тепловий режим Землі.

Історична геологія вивчає історію розвитку земної кори та органічного життя на планеті й охоплює такі науки:

– *стратиграфію* – вчення про шари осадових порід і послідовність їх залягання;

– *вчення про фації* – наука про властивості осадових порід та умови їх утворення;

– *палеонтологію* – вчення про викопні рештки організмів – тваринних і рослинних;

– *палеопедологію* – наука про ґрунти, що утворились у ландшафтах минулих геологічних періодів;

– *палеогеографію* – вчення про фізико-географічні умови в минулому;

– *власне історичну геологію* – вчення про розвиток земної кори, про закономірності, що керують її розвитком, про послідовність геологічних подій на Землі.

До **прикладних дисциплін геології** належать ті її галузі, що займаються вивченням надр Землі з практичною метою при розробці методів виявлення родовищ корисних копалин, інженерному забезпеченні, для моніторингу стану довкілля. Вчення про корисні копалини діляться на три частини, відповідно до характеру корисних копалин: рудні, нерудні та горючі. Інше важливе завдання прикладної геології – вивчення геологічних умов місць, де будуються певні об'єкти. Це завдання виконує інженерна геологія. До цього завдання примикає ще одне, неменш важливе – попередження або завчасне передбачення небезпечних геологічних явищ, тобто обвалів, зсувів, землетрусів, вулканічних виверженъ.

В останні роки з прогресом космічної техніки геологічні спостереження проводяться і на інших тілах Сонячної системи – розвивається космічна геологія.

У цьому підручнику основна увага буде зосереджена на динамічній геології, без якої неможливо зрозуміти процеси педогенезу – формування ґрунтів.

1.2. Методи геологічних досліджень

Основним традиційним методом у геології залишається *вивчення природних виходів* гірських порід на поверхню, починаючи з опису їх складу, типу, умов залягання.

Для детальнішого вивчення мінералів, порід, корисних копалин, характеру їх деформації відбираються зразки, які в лабораторії аналізують (*хімічний аналіз, мікроскопічний аналіз*). В осадових породах досліджують рештки організмів, за якими визначають вік породи *палеонтологічним методом.* Окрім того, застосовують

різноманітні фізичні методи вивчення віку гірських порід, які придатні для всіх порід, а не тільки осадових.

Сукупність прийомів, що використовуються при польових спостереженнях, складають зміст *польової геології* (буріння, шахти, штольні, шурфи, кар'єри і т.п.). Метою цих досліджень є складання геологічних карт, тобто *геологічне картографування.* Доповненням до польових методів дослідження служить вивчення геологічної будови місцевості за *аерофотознімками* та за *космічними знімками,* зробленими за допомогою штучних супутників Землі. Використання спеціальної радарної техніки дозволяє аналізувати геологічну будову під рослинним покривом, пісками і т. ін.). *Дистанційні методи* (аерокосмічної інформації) не замінюють традиційні прийоми *прямих геологічних спостережень.*

Часто використовують *геофізичні та геохімічні методи,* особливо у зв'язку з вивченням та пошуками нових родовищ корисних копалин. Геофізичні методи базуються на тому, що різні породи мають різні фізичні властивості і по-різному проводять електричний струм, коливання, хвилі. Геофізичні методи особливо широко застосовуються в морській геології разом із розвитком видобування корисних копалин із морського дна.

В останні роки в геологічних лабораторіях з'явились сучасні прилади: масспектрометри (ізотопний аналіз для визначення віку гірських порід), мікроаналізатори – мікрозонди (для визначення вмісту компонентів мінералів і порід) із наступною комп'ютерною обробкою даних.

Щоб узагальнювати факти, виявляти закономірності, створювати теорії, які їх пояснюють, необхідний *діалектичний метод мислення,* який вимагає розглядати всі явища та предмети у їх взаємозв'язку та взаємозалежності, шукати протиріччя, виявляти боротьбу протилежностей, яка є рушійною силою розвитку, відкривати перехід кількісних змін в якісні; сприймати зміну стадій та етапів розвитку як послідовне заперечення попередньої стадії та заперечення цього заперечення на наступній як незворотний поступальний процес.

Одним із найважливіших методів геологічних узагальнень є *метод актуалізму* (еволюційний метод). Актуалізм виник ще в XVI ст. і сформувався остаточно в 30-х роках XIX ст. відомим англійським геологом Чарльзом Лайялем. Суть цього методу полягає у визначенні вирішальної ролі зв'язку сучасного з минулим для розуміння геологічних процесів: сучасне – ключ до пізнання минулого. Ми не можемо спостерігати, як проходили геологічні процеси мільйони років тому. Але вивчаючи, як проходить аналогічний процес сьогодні, можемо поширювати свої висновки на геологічне минуле. Хоча не завжди цей метод приносить правильні результати, тобто метод актуалізму має певні обмеження, зв'язані з тим, що розвиток неповторний. Стадії розвитку можуть бути подібні, але не однакові, що зв'язано з діалектикою еволюції.

Ширше застосовується *порівняльно-історичний метод,* оскільки геологія – це історична наука. Для геолога важливі відомості про інші планети Сонячної системи, що зупинилися у своєму розвитку на більш ранніх стадіях, тобто необхідний також *метод порівняльної планетології.* Певне місце в дослідженнях займає *експеримент (фізичне моделювання),* особливо при вивченні глибинних процесів, які неможливо спостерігати і, звичайно ж, *математичне моделювання,* особливо в геофізиці та геохімії.

1.3. Геоморфологія як наука

Геоморфологія - наука про будову, походження, історію розвитку та сучасну динаміку рельєфу земної поверхні.

Об'єктом геоморфології є Земля; предметом – рельєф. Відоме визначення рельєфу зі шкільної географії: сукупність нерівностей земної поверхні.

Рельєф Землі – це комплекс форм, які мають певну геологічну будову та зазнають постійного впливу атмосфери, гідросфери, внутрішніх сил Землі. Тому вивчення рельєфу неможливе як без чіткого уявлення про склад і властивості гірських порід, так і без знання процесів, які впливають на нього. Земна кора змінюється не тільки під впливом екзогенних (зовнішніх) процесів, але й унаслідок дії ендогенних процесів, які проходять у надрах Землі. Активну участь у процесах рельєфоутворення беруть також живі організми Землі (біосфера).

Рельєф земної поверхні залежить у першу чергу від:

1) сили земного тяжіння;
2) нахилу земної поверхні;
3) гіпсометрії;
4) географічного положення певної ділянки земної кори;
5) контрастності форм рельєфу.

Рельєф є одночасно продуктом геологічного розвитку та компонентом географічного ландшафту. Тому вивчення геоморфології визначає необхідність її зв'язків з геологією та фізичною географією. Рельєф – є поверхнею розділу та взаємодії різноманітних оболонок Землі і водночас складовою частиною географічної оболонки.

Геоморфологія використовує для вивчення рельєфу досягнення багатьох наук природничого циклу (астрономії, космології, фізики, хімії тощо). Метою геоморфології є пізнання законів розвитку рельєфу та використання виявлених закономірностей у практичній діяльності людини.

Геоморфологія складається з ряду частин:

– *структурна геоморфологія* – вивчає зв'язки між видом рельєфу та внутрішньою будовою Землі;
– *динамічна геоморфологія* – наука про екзогенні геоморфологічні процеси;
– *палеогеоморфологія* – вчення про стародавній рельєф;
– *морська геоморфологія* – вивчає рельєф морів та океанів і ділиться на 2 частини: *геоморфологія морських берегів,* що досліджує динаміку зміни рельєфу на межі земна кора – океан; *геоморфологія дна морів та океанів,* яка займається вивченням динаміки рельєфу дна океану.
– *кліматична геоморфологія* – вивчає вплив кліматів на генезис форм рельєфу;
– *геоморфологічна картографія* – досліджує методики картографування різних геоморфологічних об'єктів.

1.4. Розвиток геології як екологічної науки

1.4.1. Сучасні проблеми екологічної геології

Загострення екологічних проблем у всьому світі призвело до розвитку екології як науки та її поширення на всі галузі природничого циклу, в тому числі й на геологію. На жаль, при цьому найгостріші екологічні проблеми зводяться лише до питань забруднення і зміни атмосфери, охоплюючи проблему так званої «озонової діри», до питань забруднення водойм, збереження рослинних багатств і тваринного світу і т.ін., забуваючи про те, що всі ці компоненти природи тісно зв'язані із самою Землею, точніше, з її зовнішньою оболонкою – літосферою.

Саме літосфера є матеріальною літогенною основою біосфери – сфери життя на нашій планеті. На гірських породах, як на фундаменті, формуються ґрунти, ландшафти, розвиваються біоценози. Водночас гірські породи при активній участі людини, у процесі її різноманітної діяльності (техногенезу) усе більше стають складовою техносфери (частина біосфери, порушена техногенезом). Не применшуючи значимості перелічених вище глобальних екологічних проблем атмосфери, гідросфери і біосфери, необхідно зазначити, що їхнє розв'язання неможливе поза взаємозв'язком із проблемами екології літосфери. Саме тому інтенсивно розвивається новий науковий напрямок – *екологічна геологія (екогеологія)*.

1.4.2. Передумови формування екологічної геології

Однією з перших передумов формування екологічної геології були праці В.І.Вернадського з геохімії біосфери. Відкриті ним закони і створене вчення про геосфери Землі, про еволюцію біосфери стали поштовхом для подальших досліджень у цій галузі. Екологічна геологія сформувалася як наслідок виникнення проблеми екологічної кризи в літосфері, що загострилася наприкінці XX століття.

На початку 70-80-х років минулого століття про екологічні проблеми літосфери практично не згадувалося. Однак глобальна екологічна криза, що посилювалася, стала чітко проявлятися й у верхніх шарах земної кори. У зв'язку з цим у геології все більше почали приділяти увагу екологічним проблемам. Серед різних геологічних наук (динамічної геології, історичної та регіональної геології, геології корисних копалин, геохімії й геофізики, інженерної геології) найближче до розв'язання екологічних проблем літосфери виявилася інженерна геологія – наука, що вивчає властивості та динаміку верхніх шарів земної кори у зв'язку з інженерно-господарською діяльністю людини.

Інженерна геологія – наука молода, що сформувалася в різних країнах лише в 20-30-х роках минулого століття. На початкових етапах свого розвитку інженерна геологія часто виступала з позицій *антропоцентризму*, коли природні геологічні й інженерно-геологічні процеси розглядалися і вивчалися лише з погляду їх корисності (або шкідливості) людині, її економічної вигоди. При цьому головним було забезпечити стійкість тієї або іншої споруди, нехай навіть за рахунок втрат в екосистемах. З часом це положення, хоча і повільно, але все-таки змінювалося. До кінця 70-х років минулого століття в інженерній геології вже розроблялося не

просто геологічне обґрунтування інженерно-будівельної діяльності, а такий підхід, що зводив би до мінімуму або виключав зовсім негативні наслідки інженерної діяльності людини в літосфері.

Ту частину літосфери, яка знаходиться (або буде знаходитися потенційно в майбутньому) під впливом техногенної діяльності людини, стали називати *геологічним середовищем*, а перед інженерною геологією була поставлена нова проблема – розробка питань раціонального використання й охорона геологічного середовища.

З цього періоду в інженерній геології стали активно розроблятися практичні й теоретичні питання, зв'язані з екологією верхніх шарів літосфери. Цей розділ досліджень навіть отримав назву – *інженерна геоекологія*. Одночасно з окресленим процесом у науках негеологічного профілю, переважно в географії, формувався новий міждисциплінарний напрямок – *геоекологія*, яка вивчає питання екології ландшафтів і різних геосфер Землі в їхньому взаємозв'язку.

Однак до 90-х років XX сторіччя стало ясно, що в рамках тільки інженерної геології (або інженерної геоекології) не розв'язати всіх екологічних проблем літосфери. Більше того, до цього часу виникли такі наукові напрямки, як *екологічна геохімія* (займається насамперед питаннями забруднення літосфери і міграції в ній елементів в аспекті їхнього впливу на екосистеми), *екологічна гідрогеологія* (вивчає питання забруднення підземних вод та ін.), *екологічна геофізика* (досліджує фізичні поля літосфери Землі з погляду їхнього впливу на екосистеми) тощо.

У даний час усі ці напрямки поєднуються в один – екологічну геологію.

1.4.3. Геологічні особливості сучасної екологічної кризи

Глобальна екологічна криза, що виникла і загострюється у зв'язку із техногенезом, вже не нова в геологічній історії Землі. Одна з перших екологічних криз, на думку вчених, відбулася на Землі в ті найдавніші часи, коли в процесі еволюції живі клітини різних організмів у пошуках води та при її діалізі виділяли у величезних кількостях кисень, створивши на Землі кисневу атмосферу. До цього на Землі існувало багато форм безкисневих організмів, для яких утворення кисневої атмосфери було катастрофічною подією – *глобальною екологічною кризою*, що призвела до вимирання більшості цих форм.

У ході наступної еволюції біосфери в підсумку все-таки установилася динамічна рівновага її складових частин, але протягом тривалої історії Землі різномасштабні вимирання біоти, зв'язані з екологічними кризами, відбувалися багаторазово. Усі ці глобальні екологічні катастрофи спричинені різними природними планетарними і космічними процесами – періодично повторюваними космічними подіями (зокрема, перебуванням Сонячної системи в певних ділянках Галактики і т.ін.), що змінюються епохами горотворення і рухів різних ділянок літосфери (орогенезу і рифтогенезу), з одночасними змінами в складі атмосфери і клімату, трансгресіями та регресіями Світового океану і т.ін. Причин їх багато і вони не до кінця ще встановлені, але головне, що *всі ці катастрофи були природними*.

На сучасному етапі *найголовніший фактор глобальної екологічної кризи* на Землі – людина, і в цьому полягає визначальна відмінність цієї кризи від усіх попередніх. Сучасна екологічна криза, отже, *протиприродна, вона спричинена самою*

людиною. Нераціональна техногенна діяльність у всіх її складних і різноманітних формах призводить до екологічної кризи. Така поведінка людини в межах *геологічного середовища* вносить величезний дисбаланс у рівновагу біосфери.

Технологічний розвиток цивілізації став носити катастрофічно швидкий, а за мірками геологічного часу – вибуховий характер. Індустріальна революція у світі привела до глобального втручання людини в літосферу, насамперед при видобутку корисних копалин. Наприклад, кількість тільки матеріалу, що вибирається механічно людиною з літосфери Землі при видобутку корисних копалин і будівництві, перевищує 100 мільярдів тонн за рік, що приблизно в чотири рази більше від маси матеріалу, який зноситься водами рік в океани в процесі природної денудації, розмиву суші (рис. 2). Щорічний обсяг наносів, який переноситься всіма текучими водами на земній поверхні, складає до 13 км^3, тобто в 30 разів менше, ніж переміщається гірських порід внаслідок антропогенезу. При цьому треба мати на увазі, що сумарна потужність виробництва у світі подвоюється кожні 14-15 років. Тобто антропогенна діяльність за своїми масштабами й інтенсивністю стала не тільки порівнянною із природними геологічними процесами, але й істотно їх перевершує, на що вказував і В.І.Вернадський.

На величезних площах поверхні Землі та в її надрах на наших очах відбувається активізація різних несприятливих геологічних процесів і явищ (зсувів, селей, підтоплення і заболочування територій, засолення ґрунтів і т.ін.), що спричинені або активізовані людиною. Такі процеси штучного, а не природного походження стали називати *інженерно-геологічними*. Вони ровесники людської цивілізації, і з поглибленням екологічної кризи масштаби їхніх проявів на Землі все більше зростають.

Інженерно-геологічні дії відбуваються одночасно з природними геологічними процесами, але їхня інтенсивність, концентрація, частота прояву й інші параметри істотно перевищують аналогічні природні. Звідси випливає їхнє надзвичайне значення. Поки що людина не може запобігати багатьом небезпечним і катастрофічним геологічним процесам. Але в арсеналі методів інженерної геології накопичено величезний науковий досвід прогнозування геологічних та інженерно-геологічних процесів, заходів, спрямованих на інженерний захист територій від їхнього прояву і зниження збитків. Отже, в екологічній кризі, що загострюється на Землі, роль різних геологічних та інженерно-геологічних процесів у літосфері величезна, на що необхідно звертати увагу при розв'язанні екологічних проблем.

Рис. 2. Пенеплен та педимент (на задньому плані) як результат денудації та змиву

1.4.4. Техногенний вплив на геологічне середовище

Побутує помилкова думка, що, на відміну від рослин або тварин, які більшменш чутливо реагують на техногенні впливи, сама «земля» (а точніше, верхні пласти літосфери, ґрунти, гірські породи) може «витримати» що завгодно: і скидання забруднень, і підземні атомні вибухи, і поховання будь-яких токсичних або просто непотрібних відходів, й інтенсивну експлуатацію надр при видобутку різних корисних копалин. Однак слід пам'ятати, що техногенез має межу, понад яку антропогенний вплив на літосферу може стати катастрофічним.

Крім підземних випробовувань атомної зброї, які "розхитують" літосферу, спричиняючи техногенні землетруси, і забруднюють її радіонуклідами, не меншу тривогу повинні викликати відносно «легкі» впливи на літосферу, такі як створення смітників твердих побутових відходів, забруднення промисловими стоками підземних вод, і внаслідок цього, скорочення запасів на Землі питної води, механічний (статичний і динамічний), термічний, електромагнітний та інші види впливів на верхні пласти земної кори. Одні лише комунальні відходи, що накопичуються на смітниках і частково надходять у літосферу, є істотним фактором техногенного впливу. Кількість відходів, яка припадає за рік на одну людину, в деяких країнах досягає тисяч тонн, а їхня утилізація – глобальна світова проблема.

Так, за підрахунками, в Україні щорічно утворюється 900 млн. тонн відходів. Об'єм побутового сміття разом із промисловими відходами в нашій державі оцінюється в 30-35 млрд. тонн. У перерахунку на душу населення це понад 600-700 тонн. Полігони для складування відходів розміщуються в межах літосфери.

Із кожним роком інтенсивність впливу людини на літосферу зростає. Якщо до 1985 року сумарна площа суші, вкрита всіма видами інженерних споруд (будинки, дороги, водойми, канали тощо), складала близько 8 %, то до 2000 року вона зросла до 15 %, тобто наблизилася до 1/6 частини суходолу. Якщо ж сюди додати площі, які використовуються в сільському господарстві, то вийде, що цими видами діяльності порушено майже половину суші (без Антарктиди). При цьому треба мати на увазі, що поверхня і підземний простір літосфери «освоюються» дуже нерівномірно. У ряді місць, особливо в містах, концентрація різних інженерних споруд досягає значної величини. На урбанізованих територіях практично неможливо знайти незмінені ділянки літосфери або незаймані ділянки рельєфу.

Літосферу освоюють не тільки за площею, але й вглиб. Корисні копалини добувають усе з більшої глибини. Зростає кількість шахт і кар'єрів глибокого закладення, збільшується глибина свердловин (до 12 км). Через нестачу площ у містах людиною все більше освоюється і використовується підземний простір (метро, переходи, тунелі, сховища тощо). Можна навести багато прикладів масштабних техногенних впливів на літосферу. Зокрема, в даний час загальна довжина залізниць на Землі складає понад 1400 тис. км, тобто вона в 3,5 раза більша, ніж відстань від Землі до Місяця. І на всьому цьому протязі порушується ґрунтовий покрив, змінюються геологічні умови межуючих із дорогами територій, виникають нові геологічні процеси. Довжина автомобільних доріг у світі ще більша. Уздовж автотрас також відбувається порушення геологічних умов. Підраховано, що при прокладці 1 км дороги порушується близько 2 га рослинного і ґрунтового покривів.

Сумарна довжина берегів тільки штучних водосховищ, побудованих на території колишнього СРСР до середини 80-х років, склала 40000 км (довжина екватора Землі). На всьому їхньому протязі розвивалися і продовжують розвиватися різні геологічні процеси (абразія берегів, підтоплення, активізація схилових процесів і т.д.). Довжина магістральних зрошувальних і судноплавних каналів на території СНД, що також ускладнюють геологічну обстановку, набагато більша і складає близько 300000 км. Зрозуміло, що для Землі в цілому ці цифри значно зростають.

Техногенна діяльність людини здатна не тільки викликати *активізацію* або, навпаки, *сповільнювати розвиток природних геологічних процесів*, але й може *спричиняти нові інженерно-геологічні процеси*, які раніше на даній території не відбувалися. Антропогенез призводить навіть до виникнення таких грандіозних і небезпечних геологічних явищ, як землетруси («наведена сейсмічність»). Найчастіше землетруси техногенного походження виникають у зв'язку зі створенням великих водосховищ. Наприклад, один з перших випадків виникнення техногенних сейсмічних явищ при заповненні водосховища спостерігався у 1932 році в Алжирі при будівництві греблі висотою в 100 м на ріці Уед-Фодда. У період заповнення водоймища стали виникати сейсмічні поштовхи, що досягали 7 балів і виходили з гіпоцентру, розташованого на глибині 300 м. Із закінченням заповнення водоймища сейсмічна активність поступово припинилася. Але, звичайно, наведена сейсмічність проявлялася, поступово зменшуючись, ще протягом деякого часу (до 3 - 5 років) після закінчення заповнення водосховища. Пізніше аналогічні явища були зафіксовані в країнах Європи (Росія, Італія, Франція, Греція, Швейцарія), Азії (Китай, Японія, Пакистан), в Австралії і США. Сейсмічні коливання земної кори, порівнянні з великими землетрусами, виникають і при підземних випробовуваннях атомної зброї.

Людина створює і штучні ґрунти – переміщені маси гірських порід, насипи, намивні ґрунти, шлаки і т.ін. Причому цей процес став подібним до природного осадонакопичення. У даний час техногенні ґрунти вже покривають близько 55 % площі суші Землі. Але їхнє поширення вкрай нерівномірне, і в ряді урбанізованих районів штучні ґрунти покривають 95-100 % території, а їхня потужність досягає декількох десятків метрів. Серед техногенних ґрунтів найбільш екологічно небезпечні сформовані з різних відходів.

Техногенні впливи на літосферу виділяють за:
– часом (постійні, тимчасові);
– розмірами (точкові, лінійні, площинні, об'ємні);
– розміщенням (підземні, надземні);
– зворотністю (зворотні, незворотні);
– метою (стихійні, цілеспрямовані);
– інтенсивністю (низько-, середньо-, високоінтенсивні).

Класифікація техногенних впливів на геологічне середовище наведена в таблиці 1.

Антропогенні переміщення і зміни мас гірських порід, а також елементного, геохімічного складу верхніх шарів літосфери включно з підземною гідросферою призводять до *техногенних змін геофізичних полів* Землі – магнітного, електричного, радіаційного, теплового. Усі вони в даний час уже техногенно деформовані.

Таблиця 1

Класифікація техногенних впливів на літосферу та їх екологічні наслідки (за В.Т.Трофимовим та ін.)

Тип впливу	*Вид впливу*	*Показник впливу*	*Потенційні джерела впливу*	*Екологічні наслідки впливу*
1	2	3	4	5
Клас впливу: Механічний				
Ущільнення	Статичний (гравітаційний) Віброущільнення Закатування Трамбування Вибухоущільнення	Тиск Амплітуда Частота Питома енергія	Будинки, споруди Вібромеханізми Автотранспорт Катки Метрополітен Вибухи	Деградація або зміни природних біогеоценозів
Розущільнення	Статичне розвантаження Динамічне розвантаження	Те ж	Шахти, порожнини Котловани Вибухи	Те ж
Внутрішнє руйнування масиву	Буріння Подрібнення Фрезерування Відколювання Риття Вибухове руйнування Розорювання, культивація	Глибина свердловини Робота Потужність Питома енергія	Бурові свердловини Гірські комбайни Кар'єри, розрізи Шахти, штольні Вибухи Агротехнічна діяльність	Зміни природних біогеоценозів
Акумуляція рельєфу	Насипаня териконів Відвалоутворення Створення насипів Будівництво дамб	Коефіцієнт зміненості Питома енергія	Шахти, рудники ТЕС, ТЕЦ, ДРЕС Будівництво	Деградація природних ландшафтів, біогеоценозів
Вирівнювання рельєфу	Будівельне і дорожнє вирівнювання Рекультивація Терасування схилів	Те ж	Будівництво Об'єкти рекультивації Об'єкти меліорації	Те ж
Ерозія рельєфу	Формування виїмок Риття канав, котлованів, розрізів Підрізка схилів Утворення мульд, просідання й опускання	Те ж	Кар'єри, розрізи Котловани, канали Дорожнє будівництво, Шахти, рудники	Те ж, а також травми та загибель людей внаслідок провалів і руйнування будинків

1	2	3	4	5
Клас впливу: Гідромеханічний				
Гідро-акумуляція рельєфу	Гідронамив дамб, гребель Намив золотовідвалів, насипів, масивів	Те ж	Будівництво ТЕЦ, ТЕС, хвостосховищ, шламо-накопичувачів	Деградація природних біогеоценозів
Гідроерозія рельєфу	Гідророзмив масивів Просадно-суфозійний вплив	Те ж	Кар'єри, розрізи, драги Водозабори Вилуговування	Те ж
Клас впливу: Гідродинамічний				
Підвищення напору	Нагнітання, ін'єкція Підтоплення Зрошення	Зміни рівня тиску, вологості Питома енергія	Закачування, скиди, витікання Промстоки Водні меліорації	Те ж через підтоплення, вторинне засолення, загибель і травми людей при аваріях
Зниження напору	Відкачування Дренування Осушення	Те ж	Водозабори Об'єкти меліорації	Зміни природних біогеоценозів
Клас впливу: Термічний				
Нагрівання	Кондуктивне (до 100°С) Конвективне (до 100°С) Обпалювання (понад 100°С) Плавлення Термічне зміцнення Біохімічне	Температура, термічний градієнт Питома енергія	Домни, ТЕЦ, ТЕС, АЕС, ДРЕС, цехи з підвищеною температурою Підземна виплавка сірки, газифікація вугілля Полігони ТПВ	Те ж
Клас впливу: Електромагнітний				
Стихійний	Створення електричних полів	Напруга Щільність	ЛЕП, лінії залізниць, метрополітенів, трамваїв, тролейбусів	Негативний вплив на здоров'я людини
Ціле-спрямований	Електрообробіток Електроосмос Електроліз Електро-силікатизація	Те ж	Об'єкти технічної меліорації	Те ж
Клас впливу: Радіаційний				
Очищення	Дезактивація: хімічна, електрохімічна, біологічна, механічна	Те ж	Об'єкти дезактивації, реабілітації	Поліпшення екологічних умов на очищених територіях

1	2	3	4	5
Забруднення	Радіонукліди з коротким терміном розпаду Радіонукліди з довгим терміном розпаду	Радіо-активність	Атомні вибухи Викиди АЕС Склади радіоактивних речовин, заводів з їх переробки, АЕС	Загибель людей, тварин; порушення імунної системи, мутації; зміни біогеоценозів, їх деградація
Клас впливу: Фізико-хімічний				
Гідратний	Капілярна конденсація Дегідратація	Градієнт вологості	Асфальтні покриття Дренажні системи	Деградація природних біогеоценозів
Кольматаж	Фізичний Фізико-хімічний	Об'єм кольматажу	Об'єкти технічної меліорації	Зміни природних біогеоценозів
Вилуговування	Пряме Дифузне	Питома енергія	Об'єкти вилуговування	Те ж
Іонообмінний	Солонцювання Власне іонообмінний	Ємність обміну	Меліорація земель	Те ж
Клас впливу: Хімічний				
Забруднення	Фенольне, хлорфенольне Нітратне Пестицидне Важкими металами Вуглеводневе Кислотне, лужне Засолення	Концентрація забруднювача Перевищення ГДК Об'ємна швидкість масопереносу	Хімічне виробництво С.-г. виробництво Тваринництво Склади відходів Транспорт Нафтосховища Кислотні дощі	Отруєння людей і тварин за ланцюгами живлення, порушення їх імунної системи Деградація біогеоценозів
Очищення	Нейтралізація Розсолення Розбавлення	Те ж	Меліорація земель	Поліпшення екоумов, розвиток біогеоценозів
Закріплення масивів	Цементація Бітумізація Силікатизація Вапнування	Об'єм закріплення	Об'єкти технічної меліорації	Зміни природних біогеоценозів
Клас впливу: Біологічний				
Забруднення	Бактеріологічне Мікробіологічне	Перевищення ГДК, питома швидкість переносу	Місця ТПВ, Силосні ями С.-г. ферми, склади Каналізація	Отруєння і зараження людей та тварин, розвиток інфекційних ареалів
Очищення	Стерилізація	Те ж	Об'єкти очищення	Поліпшення екологічних умов

Прикарпатський національний університет імені Василя Стефаника
код 02125266
НАУКОВА БІБЛІОТЕКА
Інв. № 17 0 1 5 3 9

1.4.5. Екологічна роль і функції літосфери

Сучасна екогеологія розвивається переважно з позицій біоцентризму, що передбачає всебічний облік усіх видів людського впливу на геологічне середовище та його зворотний вплив на біоту.

Системне вивчення складної взаємодії суспільства та геологічної складової навколишнього середовища – головне завдання екологічної геології.

Відомо, що попередити негативні наслідки техногенезу значно (на 2-3 порядки і більше) дешевше, ніж їх знешкоджувати.

Екологічна геологія вивчає верхні пласти літосфери як абіотичну компоненту природних і антропогенно змінених екосистем. Її об'єктом досліджень є біотопи екосистем, а предметом досліджень – екологічна роль і екологічні функції літосфери. До останніх належить: ресурсна, геодинамічна та геохімічна. Усі вони дуже тісно зв'язані між собою.

Ресурсна функція верхніх шарів літосфери – це її потенційна здатність забезпечити потреби біоти (екосистем) абіотичними ресурсами, в тому числі й потреби людини. В даний час у світі відчувається ресурсна напруженість, що зумовлює необхідність переходу людства до обмеження споживання та системного ресурсного мислення. Цей перехід, очевидно, здійсниться в найближчі роки, оскільки людству для цього відведено, за оцінками експертів, 30-40 років. Розробка відповідної теоретичної бази, що стосується ресурсів літосфери, – одна з найважливіших проблем екологічної геології.

Геодинамічна функція літосфери в екологічному аспекті виявляється в ході різних геологічних процесів – екзогенних (зсувів, обвалів, селів, берегової абразії, підтоплення тощо) та ендогенних (землетрусів, виверження вулканів і т.д.), які так чи інакше впливають на різні екосистеми, зокрема й на людське суспільство. Ці процеси, як ми вже говорили, поділяються на природні геологічні та спричинені людиною (техногенні). Важливо підкреслити, що останні можуть за своєю інтенсивністю, потужністю і масштабами прояву істотно перевершувати їхні природні аналоги. Тому їх моделювання, прогноз, оцінка й інженерний захист екосистем від техногенезу в екологічній геології вимагає першорядної уваги.

Серед нерозв'язаних проблем цього напрямку одна з центральних – виявлення граничнодопустимих рівнів техногенних впливів на геологічне середовище та його окремі компоненти – ґрунти, гірські породи, підземні води, рельєф території та геологічні процеси, зміна яких впливає на різні екосистеми. Головне завдання – найточніший прогноз екологічних наслідків техногенних впливів на літосферу, а отже, запобігання деструктивним процесам. Чимала роль у розв'язанні цієї проблеми належить *екологічному моніторингу* геологічного середовища – системі постійних спостережень, контролю, оцінки та прогнозу стану геологічного середовища з метою забезпечення його екологічних функцій.

Геохімічна функція літосфери в екологічному аспекті полягає в її активній участі в процесах кругообігу речовин (як шкідливих, так і корисних) у природі. Геохімічне перенесення різних елементів у межах літосфери й екосистем може здійснюватися різними шляхами, у зв'язку з чим виділяють *механічну, фізико-хімічну, біогенну і техногенну міграції*, які є предметом досліджень *екологічної геохімії*. Техногенна міграція речовин, як і загальні її закономірності, ще далеко не встановлена. Однак у цій галузі вже відкритий цілий ряд найважливіших законів, що характеризують геохімічну функцію літосфери.

Розробка вказаних актуальних проблем дозволить виконати чимало прикладних завдань геоекології й екології та підійти до реалізації ідеї В.І.Вернадського про ноосферу – вищу фазу еволюції біосфери на Землі.

1.5. Геологія в системі наук про Землю

Геологія має велике пізнавальне значення як наука про Землю, її виникнення та формування, а також про походження життя та його розвиток на планеті. Геологія дозволяє вивчати Землю в динаміці, як результат поєднаного еволюційного (поступального) та революційного (стрибкоподібного) розвитку.

Геологічні та геоморфологічні умови визначають *генезис, еволюцію та поширення ґрунтового покриву*. Гірські породи разом з іншими ландшафтними умовами, зокрема кліматом, водами визначили тип та генезис ґрунтового покриву. В результаті взаємодії та трансформації всіх зовнішніх оболонок при діяльності живих організмів й утворилась *педосфера* (ґрунтовий покрив планети). Залежно від геоморфологічних умов (гори, рівнини, горби) ґрунтовий покрив набував тих чи інших характеристик.

Показовий щодо взаємодії та взаємопроникнення сфер Землі *великий геологічний кругообіг* речовин: попадаючи на поверхню Землі (при формуванні земної кори, вулканізмі, виливі магми через тріщини) первинні гірські породи вивітрюються (див. розділ 3). У верхній частині кори вивітрювання формується ґрунт, який акумулює елементи живлення організмів. Ці елементи захоплюються із ґрунту рослинами і через ряд проміжних циклів (рослина – тварина – мікроорганізми) повертаються в ґрунт, що складає *біологічну частину кругообігу*.

З ґрунту елементи частково виносяться атмосферними опадами в гідрографічну сітку, в зони акумуляції і, в кінцевому рахунку, у Світовий океан. Там утворюються осадові гірські породи, які в геологічній історії Землі можуть або знову вийти на поверхню, або спочатку метаморфізуватися в інші за формою речовини. Це і є *великий геологічний кругообіг речовин* (детальніше в розділі 5).

Ґрунтовий покрив виступає регулятором взаємодії цих двох циклів на Землі. У ґрунтах – як сучасних, так і похованих – зберігаються сліди всіх геологічних подій.

Сучасний розвиток економіки немислимий без використання сировинно-мінеральних і паливно-енергетичних ресурсів. Причому всі вони належать до вичерпних невідновних ресурсів, а отже при виснаженні одних родовищ необхідно шукати інші. Правильна експлуатація вже відкритих родовищ також потребує подальшого

вдосконалення та системного вивчення. В найближчому майбутньому геологія повинна розв'язувати низку проблем:

– подальший розвиток теоретичної геології, що визначає перспективи пошуків певних видів корисних копалин (складаються карти прогнозу корисних копалин);
– створення єдиної теорії винекнення Землі, її розвитку, історії та будови;
– вдосконалення геофізичних та геохімічних методів дослідження, зокрема, надглибокого буріння з метою майбутнього вивчення складу земної кори та можливості використання природних ресурсів із надглибин;
– вивчення дна морів та океанів, особливо шельфової зони з розробкою моделей експлуатації родовищ на шельфі;
– розробка методів раціонального використання найважливішого для живих організмів мінералу – води, оптимальна експлуатація ряду підземних родовищ води, ефективнішого використання внутрішнього тепла Землі;
– вдосконалення методів, теорії та практики інженерної геології;
– подальший розвиток космічної та планетарної геології;
– завдання охорони природи і мінеральних ресурсів.

Діяльність людини стала фактором геологічного значення. Людина перетворює природу в своїх цілях, мобілізує всі природні ресурси для поліпшення умов свого існування.

Але в наш час усе частіше вплив людини на природу *набуває негативних наслідків*, часто при цьому ставиться під загрозу і саме життя людини. Знищення лісів – призводить до пониження рівня ґрунтових вод і висихання річок; надмірне розорювання земель – до розвитку процесів ерозії та росту кількості ярів; забруднення навколишнього середовища – до загибелі живих організмів. Наприклад, за останні 50 років безслідно зникло близько 1000 видів морських організмів. Жак-Ів Кусто писав: "Якщо помре океан, – не виживе і людина". Стає все сухішим клімат, що зумовлює різке збільшення на Землі площ пустель. Спалення мінерального палива в двигунах автомобілів, печах заводів, у котлах теплоелектростанцій нагріває атмосферу, забруднює її вуглекислим газом, твердими частинками, що в цілому спричинює зміни умов існування життя на Землі. Тому виникла нова галузь геології – *геогігієна*.

У цілому сьогоднішній етап розвитку людства вимагає нових підходів до вивчення Землі. Геології при цьому відводиться дуже важлива роль у розв'язанні його глобальних проблем.

Контрольні запитання та завдання

1. Розкрийте сутність методу актуалізму.
2. Які геологічні особливості глобальної екологічної кризи ?
3. Наведіть приклади техногенних змін геологічного середовища.

4. Розкрийте сутність екологічних функцій літосфери.
5. Охарактеризуйте науки, на які поділяється динамічна геологія.
6. Вкажіть головні завдання геології в наш час.
7. Охарактеризуйте об'єкт і предмет вивчення геології та геоморфології.
8. Дайте порівняльну характеристику мінералогії, петрографії та геохімії.
9. Вкажіть традиційні методи геологічних досліджень.
10. Дайте загальну характеристику рельєфу.

РОЗДІЛ ДРУГИЙ

ФОРМА, РОЗМІРИ І БУДОВА ЗЕМЛІ

2.1. Форма Землі

Земля має форму *геоїда*, тобто кулі, яка дещо сплющена на полюсах (рис. 3). Вважають, що вперше розміри Землі були розраховані давніми єгиптянами. Знання про розміри Землі важливі для побудови карт, геодезичних вимірювань, орієнтування при русі в літаках чи на кораблях. У 30-х роках минулого століття розрахунки розмірів нашої планети були проведені групою науковців на чолі з *Ф.М.Красовським*. За його даними, Земля має форму трьохосьового геоїдального еліпсоїда – *геоїда*.

Чому форма Землі складна і не збігається із жодною відомою геометричною поверхнею? Тому, що на поверхні Землі існують істотні нерівності рельєфу – глибокі океанічні западини (наприклад, Маріанський жолоб у Тихому океані глибиною 11022 м) і високі гірські хребти (наприклад, Гімалаї з горою Джомолунгма висотою 8848 м). Всі ці перепади не дозволяють однозначно описати форму Землі, а дані про неї як про кулю надто спрощені. Нижче наведені основні відомості про розміри Землі:

Екваторіальний радіус (a), км	6378,2
Полярний радіус (b), км	6356,9
Площа поверхні, млн км^2	510
Об`єм, км^3	$1{,}06 \cdot 10^{12}$
Величина стиску ($(a - b)/a$)	1/298 (0,0033)
Маса, г	$5{,}975 \cdot 10^{27}$
Маса живої речовини в біосфері, т	$5{,}0 \cdot 10^{12}$
Середня густина Землі, г/см^3	5,52
Середня щільність поверхневих порід, г/см^3	2,7 – 2,8

Земля вкрита твердою кам'яною оболонкою – *земною корою*, яку часто називають *літосферою*. З нею контактують такі поверхневі оболонки: гідросфера, атмосфера, педосфера та біосфера. Вони вивчаються іншими науками.

2.2. Внутрішні оболонки Землі

Тіло Землі має концентрично-зональну будову (рис. 4). У центрі його розташоване ядро. Навколо ядра розміщуються концентричні оболонки (*геосфери*). Щільність геосфер стрибкоподібно збільшується від поверхні Землі до її центру. Геосфери Землі діляться на *зовнішні* та *внутрішні*. До зовнішніх сфер відносять атмосферу, гідросферу, педосферу і біосферу, до внутрішніх – земну

кору, мантію та ядро. Земна кора – розмежовує зовнішні та внутрішні оболонки.

Концентрична будова Землі пояснюється процесами диференціації речовини, які відбуваються в її надрах. Основною причиною диференціації вважають обертання Землі навколо своєї осі.

За геофізичними даними встановлено, що Земля складається з неоднорідних за складом і різних за потужністю сфер: 1) зовнішньої, або земної кори (від 5 до 75 км, у середньому – 33 км); 2) проміжної, або мантії Землі (до 2900 км); 3) земного ядра, яке ділиться на внутрішнє і зовнішнє (радіус ядра близько 3470 км).

Земна кора – це зовнішня тверда оболонка Землі.

У порівнянні з іншими оболонками планети для неї характерна найбільш неоднорідна будова. За глибиною (зверху вниз) у земній корі виділяють три шари: осадовий, гранітний і базальтовий.

Осадовий шар переважно складений відносно м'якими, інколи і пухкими породами, які утворилися внаслідок осадження речовини у водних або повітряних умовах поверхні Землі.

Більшість осадових гірських порід мають шарувату (верствувату) будову, тобто залягають у вигляді порівняно тонких шарів, обмежених паралельними площинами. Щільність їх змінюється від 1,0 до 2,65 г/см^3. Потужність осадового шару коливається від декількох метрів до 10 – 15 км. На поверхні Землі є ділянки, де осадовий шар повністю відсутній.

Гранітний шар – це в основному магматичні і метаморфічні породи, у складі яких переважають алюміній і кремній. Середній вміст кремнезему в цих породах перевищує 60 %, тому їх називають кислими. Щільність порід коливається від 2,65 до 2,80 г/см^3. Товщина гранітного шару неоднакова. Найбільшої потужності (50 – 70 км) він досягає під найвищими гірськими хребтами (Памір, Гімалаї, Анди, Альпи). Під океанічними западинами, наприклад на дні Атлантичного та Індійського океанів, цей шар або зовсім відсутній, або його потужність дуже незначна (рис. 5).

Базальтовий шар – залягає безпосередньо під гранітним. Його товщина коливається від 5 до 30 км. За хімічним складом і фізичними властивостями речовини цього шару наближаються до базальтів, тобто до основних порід, в яких кремнезему міститься значно менше, ніж у гранітах. Щільність речовини в базальтовому шарі зростає до 3,32 г/см^3. Його нижню межу вважають межею земної кори, яку інколи називають *межею Мохоровичича*.

Земна кора під деякими океанами складається з малопотужного осадового шару, під яким залягає базальтовий шар потужністю 5 – 15 км. На континентах звичайно присутні всі три шари: осадовий, гранітний і базальтовий, а потужність земної кори складає 40 км і більше.

Мантія Землі. Це наступна після земної кори геосфера. Деколи її називають підкоровим субстратом, або проміжною геосферою. Потужність мантії велика – до 2900 км. На основі вимірювання швидкості розповсюдження поздовжніх сейсмічних хвиль в її товщі виділяють три шари: верхній B (розташований на глибинах від 8 до 400 км), перехідний C (залягає на глибинах від 400 до 900 км) і нижній D (розташований на глибинах від 900 до 2900 км).

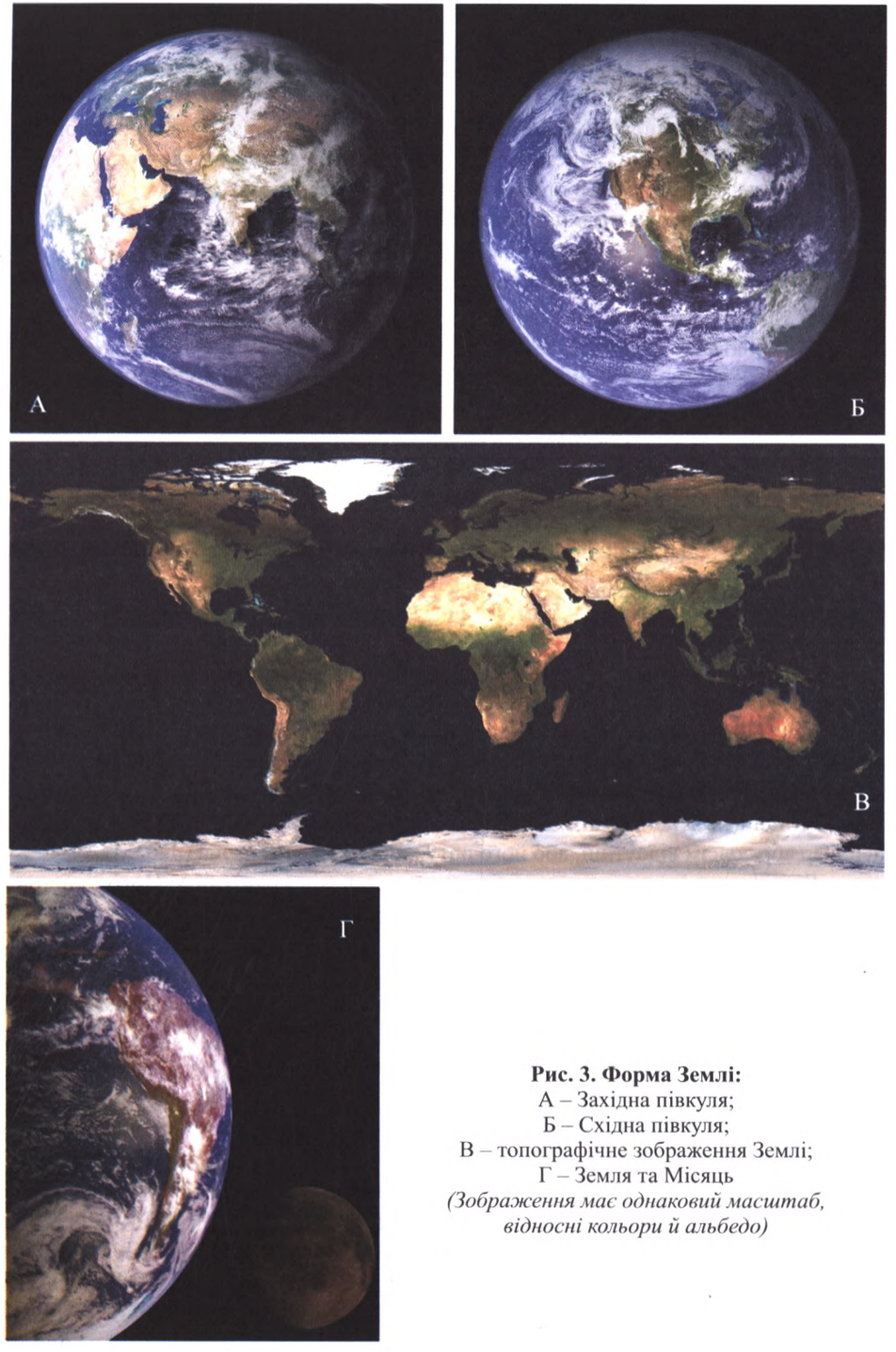


Рис. 3. Форма Землі:
А – Західна півкуля;
Б – Східна півкуля;
В – топографічне зображення Землі;
Г – Земля та Місяць
(Зображення має однаковий масштаб, відносні кольори й альбедо)

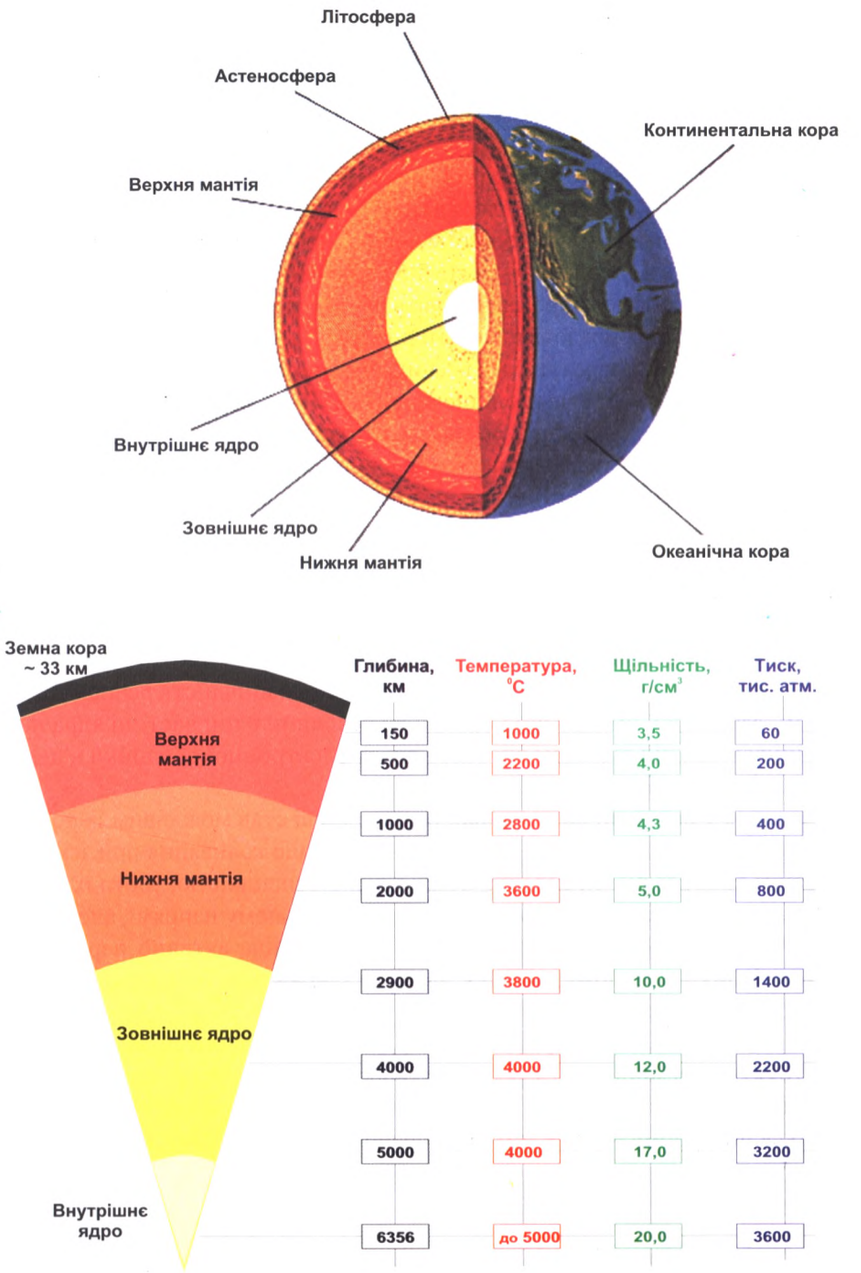


Рис. 4. Внутрішня будова Землі та зміна окремих показників у внутрішніх оболонках

Шар В, або *верхня мантія*, складається в основному із залізисто-магнезіальних силікатів типу мінералів олівіну і піроксену. Лужна базальтова лава, яка піднімається зі значних глибин, деколи захоплює і виносить на поверхню окремі уламки речовини мантії, які відповідають за складом ультраосновним породам. З верхньою мантією пов'язані явища вулканізму, більшість землетрусів і тектонічні процеси.

У перехідному ***шарі С*** тиск досягає 24,6 тис. МПа. Тому речовина в його складі знаходиться у твердому стані і має щільність 4,68 г/см^3.

Нижній ***шар D***, на думку вчених, однорідний та складається з речовин, збагачених оксидами заліза, магнію, та меншою мірою, алюмінієм і титаном. Щільність речовини в ньому коливається від 5,69 до 9,40 г/см^3.

Межа між мантією і ядром проходить на глибині 2900 км, де заломлюються і частково відбиваються поздовжні сейсмічні хвилі.

Ядро Землі. За розрахунками вчених, щільність ядра Землі повинна відповідати щільності заліза при відповідному тиску. Тому найвідоміша гіпотеза про залізисто-нікелевий склад ядра, яке має магнітні властивості. Такий його склад пояснюють первинною диференціацією речовини за щільністю. Поряд з цією гіпотезою існує гіпотеза про ідентичність речовини ядра, яке знаходиться в особливому, ніби "металізованому" стані, і речовини мантії. Надвисокий тиск всередині ядра затримує плавлення його речовини, надаючи йому властивостей металів.

Ядро Землі ділять на внутрішнє і зовнішнє (рис. 4). У зовнішньому ядрі тиск складає 0,15 млн. МПа, а щільність речовини – 12 г/см^3. Поздовжні сейсмічні хвилі проходять ядро зі швидкістю від 8,1 до 10,4 км/с.

У внутрішньому ядрі тиск досягає 0,35 МПа, а щільність речовини – 17,3 – 19,9 г/см^3. Можливо, підвищення щільності речовини в цій частині ядра пов'язане з руйнуванням під впливом високого тиску електронної оболонки в деякої частини атомів та їх зближення.

Прогрес у вивченні внутрішньої будови Землі став можливим із появою нових методів і технологій. У результаті з'ясувалось, що коливання при землетрусах поширюються через різні оболонки Землі з різною швидкістю, тобто їх густина, а отже, і температура, змінюються не лише у вертикальному напрямі, але й у латеральному. А останнє можливе тільки тоді, коли речовина активно перемішується, рухається. В протилежному випадку давно встановилися б рівновага й однорідність у розподілі густини і температури.

На основі сейсмотомографії виявили, що активні процеси, які впливають на зміни структури земної кори і рельєфоутворення, виникають значно глибше – в нижній мантії. Та й саме ядро Землі бере участь у цих процесах, а внутрішнє ядро поводиться по-іншому – обертається з більшою швидкістю, ніж уся планета.

Контрольні запитання та завдання

1. Дайте порівняльну характеристику будови земної кори материків та океанів.
2. Замалюйте схему поділу мантії.
3. Які методи вивчення внутрішньої будови Землі Вам відомі?
4. Для чого введено поняття "геоїд"?
5. Як впливають процеси у внутрішніх оболонках Землі на екосистеми?

6. Обґрунтуйте необхідність вивчення внутрішньої будови Землі.
7. Чим зумовлена концентрична будова Землі?
8. Які відомості підтверджують відхилення форми Землі від кулі?
9. Хто автор перших результатів вимірювання розмірів Землі?
10. Як можна пояснити диференціацію речовини в надрах планети?

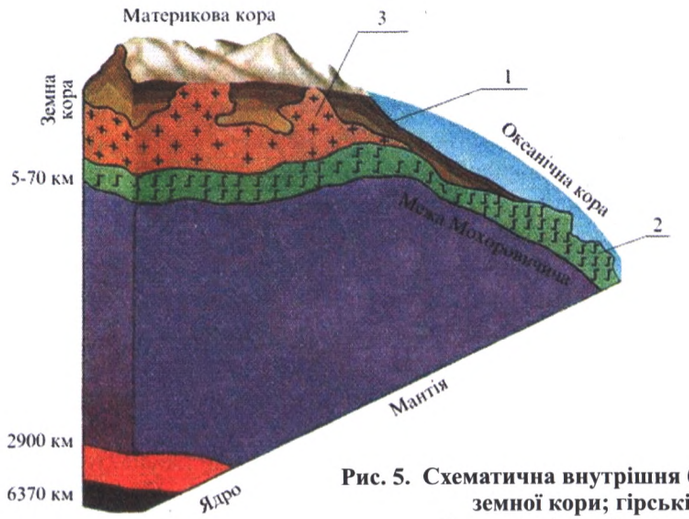


Рис. 5. Схематична внутрішня будова Землі та види земної кори; гірські породи:
1 - осадові; 2 - базальти; 3 - граніти

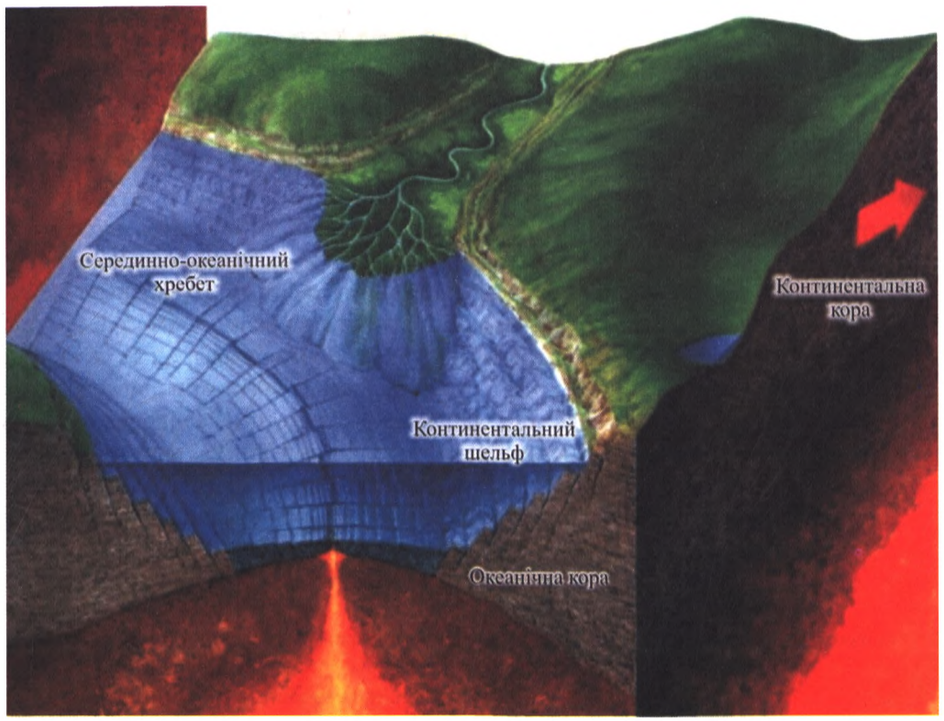


Рис. 6. Схема розміщення серединно-океанічного хребета

РОЗДІЛ ТРЕТІЙ

ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

3.1. Поняття про ендогенні і екзогенні процеси

Упродовж існування планети земна кора неодноразово змінювала свій зовнішній вигляд. При цьому трансформувалася як її будова, так і склад гірських порід. Зміна зовнішнього виду відбувалася і відбувається тепер за рахунок геологічних процесів, які проявляються по-різному: деякі – повільно (еволюційно) протягом мільйонів років, інші – бурхливо (землетруси, вулканізм).

Джерелом енергії геологічних процесів є тепло Сонця та розкладу радіоактивних елементів, обертання Землі навколо своєї осі, гравітаційна диференціація речовини планети тощо.

Залежно від джерела енергії всі геологічні процеси поділяються на *ендогенні* та *екзогенні*. Джерелом енергії ендогенних процесів є внутрішня енергія Землі, а джерелом екзогенних – зовнішня енергія, яка знаходиться за межами Землі.

За рахунок ендогенних процесів всередині земної кори переміщується магма, виливаючись на поверхню Землі; гірські породи розриваються або утворюють складки, хребти та западини (одні ділянки підвищуються, інші – понижуються).

Екзогенні процеси, навпаки, вирівнюють форми рельєфу, утворені ендогенними силами. Віками на гірські породи на поверхні Землі діють: коливання температури, гази та пари, що є в повітрі; організми, які в процесі своєї життєдіяльності виділяють ферменти, утворюють слабкі і сильні (органічні та мінеральні) кислоти, луги. Завдяки дії цих агентів гірські породи руйнуються (вивітрюються). Процеси вивітрювання утворюють на поверхні літосфери стійку в умовах земної поверхні *кору вивітрювання*. На неї впливають інші екзогенні фактори: флювіальні, гляціальні, еолові, морські та ін. Вони переміщують продукти вивітрювання, проводять акумулятивну та руйнівну роботу, відкривають нові горизонти літосфери для вивітрювання.

Сучасна лінія океанів і материків, весь сучасний рельєф земної кулі склався внаслідок одночасної роботи внутрішніх і зовнішніх сил.

3.2. Процеси внутрішньої динаміки

До ендогенних процесів внутрішньої динаміки належать:

1. Рухи земної кори (тектонічні рухи), які виявляються як у повільних коливаннях, так і в зміні положення шарів гірських порід та їх суцільності. Розривні рухи супроводжуються різними струсами окремих ділянок земної кори.

2. Магматизм – проникнення в земну кору та вихід на її поверхню розплавленої маси магми (лави).

3. Метаморфізм – зміни в гірських породах під впливом високої температури і тиску.

Наслідки магматизму і метаморфізму для формування речовинного складу Землі розглядаються нами в 5-у розділі.

3.2.1. Тектонічні рухи земної кори

Переміщення речовини Землі, яке призводить до зміни форми залягання гірських порід, зумовлені дією внутрішніх сил і, частково, силою тяжіння, називаються тектонічними рухами.

До цього поняття не належать переміщення поверхневих гірських порід, які спричинені зсувами, обвалами, підземними та плинними водами, дією льодовиків.

Тектонічні рухи земної кори поділяють на *коливальні,* або *епейрогенічні,* та *складчасті* і *розривні,* або *орогенічні.* Усі тектонічні рухи пов'язані між собою.

Коливальні рухи земної кори є найбільш поширеними тектонічними рухами. Земна кора на перший погляд дуже міцна, але в багатьох місцях вона рухається та зазнає вікових коливань, які складаються з дуже повільних піднять чи опускань. Зміна положень берегової лінії морів та океанів, яка спричинена коливальними рухами, приводить до пониження материка (*трансгресія*). При цьому море затоплює великі ділянки суші, річкові долини (*інгресія*).

При піднятті материка відбувається збільшення розмірів континентів (*регресія*). Саме це дало змогу американському геологу Джильберту (1890) називати ці рухи *епейрогенічними* – "рухи, які утворюють континенти".

Про підняття тієї чи іншої ділянки свідчать стародавні тераси на узбережжі морів та океанів. Вони мають форму уступів, що утворилися в берегах внаслідок дії морського прибою. На цих терасах можна знайти гальку та залишки морської фауни, які засвідчують більш високий рівень моря в стародавні часи. Так, на узбережжі Кавказу налічується на різних ділянках чотири-п'ять терас.

Вікові коливання земної кори – неперервний процес. Встановлено, що підняттям охоплені значні частини території Естонії, Латвії, Литви, Білорусі, західних районів України. Швидкість підняття в цих районах 9-15 мм на рік. Приблизно з такою ж інтенсивністю піднімається Середньоруська височина, Полісся, Донбас, Криворіжжя. Район Донбасу з 1920 по 1948 р. піднімався зі швидкістю 10 мм на рік. Понижується, наприклад, територія Голландії, 2/3 якої знаходиться нижче рівня верхньої точки припливу Північного моря, і тільки дамби, дренажні канали та насосні станції запобігають вторгненню океану.

Понижується також і південний берег Англії, Каліфорнії, центральна частина Північної Америки, частина західного узбережжя Африки, південного Китаю, береги Австралії. У наш час берег Неаполітанської затоки в районі міста Поццуолі опускається на 2 см за рік.

Вікові коливання вимірюються сантиметрами або дециметрами на сторіччя,

через що вони й отримали свою назву. Але, діючи впродовж величезного проміжку часу, ці коливання призводять до переміщення цілих материків та океанів. Такі переміщення континентів повторюються багато разів протягом історії Землі. Сучасні материки неодноразово піднімалися та опускалися, на довгий час покривалися водою і ставали дном океану.

Вікові коливання мають великий вплив на господарську діяльність людини. Підняття викликають посилення ерозії, перебудову гідрографічної мережі, появу нових форм рельєфу. Такі підйоми та пониження потрібно враховувати при спорудженні довгострокових гідротехнічних та іригаційних споруд, морських портів, каналів, гідростанцій, металургійних заводів тощо.

Тектонічні рухи формують структурні елементи земної кори, найважливішими серед яких є платформи, щити, геосинклінальні зони та рифти. Останні приурочені до *серединно-океанічних хребтів*, які розміщені на дні океанів (рис. 6, див. с. 28).

Орогенез. Вікові коливання літосфери не змінюють будови земної кори та її поверхні. Інший характер мають процеси, які розривають та зминають земну кору. Внаслідок цих процесів на поверхні Землі з'являються гори та западини.

Для осадових гірських порід, які складають більшість поверхні земної кори, нормальним є *горизонтальне залягання пластів.* Таке положення зумовлено тим, що осади, які формуються переважно в морських басейнах, відкладаються на рівну поверхню. Потужність шарів може бути від декількох міліметрів до декількох метрів (найчастіше 2-3 м). У горизонтальному напрямку шар може простягатися на багато кілометрів. Шари в осадовій товщі за літологічним складом можуть бути *однорідними* або *різнорідними.*

Первісні форми залягання гірських порід не залишаються незмінними, а порушуються під впливом тих чи інших геологічних факторів. Порушення (*дислокації*) можуть виникати як під дією ендогенних (переважно), так і екзогенних сил. *Ендогенні дислокації* (зміщення) зумовлені тектонічними та магматичними процесами. У залежності від характеру тектонічні порушення поділяють на *складчасті (плікативні)* і *розривні (диз'юнктивні)* (рис. 7).

Головний вид складчастих дислокацій – *зминання,* тобто вигин шару пластичних порід без порушення його цілісності. Причиною є складні рухи, які зумовлюють деформацію порід. Складки вказують на дуже інтенсивні рухи земної кори, які й утворили гірські кряжі. Ці рухи могли здійснюватися за умови величезних напруг на цих ділянках Землі за рахунок бічного тиску, який діє по дотичній до земної поверхні.

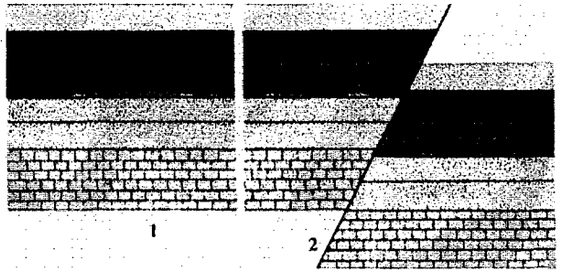


Рис. 7. Схема диз'юнктиву (розривного порушення): 1 – непорушені шари гірських порід; 2 – їх зміщення вздовж лінії розриву

Саме так утворилися більшість гір: Кавказ, Гімалаї, Анди, Піренеї та інші. Всі вони називаються *складчас-*

тими. Утворення таких гір проходило в різні епохи. До стародавніх належать Скандинавські, Шотландські гори; пізніше утворилися Урал, Алтай, Тянь-Шань. Добре видно складки лише в молодих хребтів Кавказу, Альп, Гімалаїв, Карпат. У стародавніх горах складки знищені різними геологічними процесами, які відбувалися пізніше.

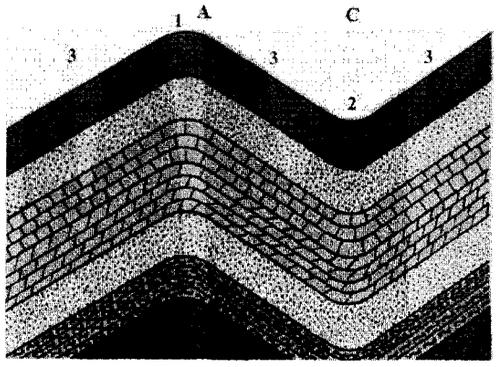


Рис. 8. Антиклінальна (А) та синклінальна (С) складки: 1 – замок складки; 2 – вісь складки; 3 – крила складки

Ступінь зминання гірських порід різна: від слабовигнутих до сильнозміщених або розірваних. Це залежить від властивостей гірських порід, їх міцності, а, отже, й складу.

Розміри складок та їхня форма дуже різні. Складки, які повернуті вигином догори, називають *антиклінальними*, а опуклістю вниз – *синклінальними*. У кожної складки є *замок* – місце перегину гірських порід; *вісь* – лінія перетину осьової поверхні складки з поверхнею Землі; *крила* – частини пласта, які утворюють перегин і йдуть або донизу, або догори (рис. 8).

Площина, яку можна провести через замок і вісь складки, утворює осьову поверхню. За положенням осьової поверхні розрізняють *прямі (симетричні), ізоклінальні (асиметричні), косі, віялоподібні, коробкоподібні та лежачі складки* (рис. 9).

Різні форми залягання порід утворюють у корі структури, в яких виникають родовища корисних копалин (газ, нафта) та басейни артезіанських вод.

Складчасті рухи відбуваються відносно швидко і викликають різні зміни залягання гірських порід, утворення гір. Цьому процесу сприяють повільне зминання пласта порід та їхня *пластичність*, тобто здатність зберігати форму після того, як сили, що викликають деформацію, перестають діяти. Пластичні деформації незворотні.

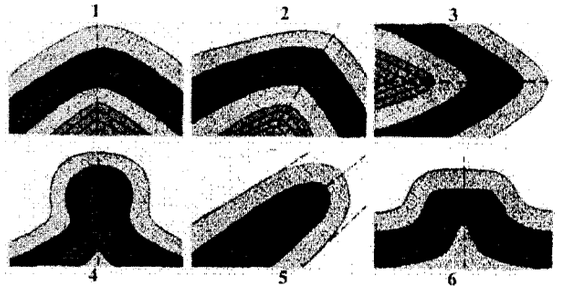


Рис. 9. Види складок (пунктиром вказана осьова лінія): 1 – пряма; 2 – коса; 3 – лежача; 4 – віялоподібна; 5 – ізоклінальна; 6 – коробкоподібна

Всі деформації, які викликають зминання шарів, можна поділити на дві великі групи в залежності від напрямку діючих сил. Сили, які діють вертикально догори або донизу, викликають *розтягування* шарів, внаслідок чого виникають тріщини, *флексури* (рис.10). Бічні сили зумовлюють *стиснення* шарів, у результаті цього до шарів порід може проникати магма.

Гірські породи деформуються в глибинах, де завдяки високій температурі та великому тиску вони пластичніші. Розрізняють два типи *деформацій*: складчасті (плікативні) та розривні (диз'юнктивні). *Плікативні* деформації найчастіше відбуваються в галогенних глинистих породах, коли діючі сили, недостатні для розриву пластів. У цьому разі виникає складка з розтягненням шарів порід. *Розривні* порушення можуть бути без переміщення шарів або з їх переміщеннями (рис.11).

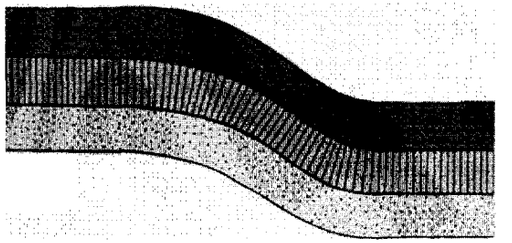


Рис. 10. Схема флексури (коліноподібної складки шарів гірських порід)

Зміщення гірських порід по вертикалі з опусканням одного пласта по відношенню до другого називають *скидом*. Гори, які утворюються внаслідок скидів, можуть мати великі розміри. До таких гір належать Жигулі на Волзі, Шварцвальд у Німеччині, Вогези у Франції. Скидові тріщини інколи є шляхами, по яких із глибин піднімаються гази, нафта, підземні води. Амплітуда скидів змінюється від декількох сантиметрів до декількох сотень метрів. Простягаються вони від одиниць до десятків і сотень кілометрів. Блоки, які знаходяться між розривами, переміщуються або в одному напрямку (можуть із різною швидкістю), або певні блоки піднімаються, а інші опускаються. Підняті блоки називають горстами, а опущені – грабенами (рис.12).

Горсти – це підвищені ділянки, обмежені скидами.

Горсти широко розповсюджені, наприклад, у Тянь-Шані, де вони утворюють хребти. Багато горстів у Забайкаллі. Гори, які утворюються внаслідок скидів, можуть мати великі розміри.

Грабен – це витягнута западина, часто великих розмірів. У грабені, наприклад, розміщене озеро Байкал. У грабенах знаходиться ряд річкових долин Тянь-Шаню. Система великих грабенів є в Східній Африці, Ісландії, на півострові Камчатка. На дні океанів грабени – це підводні долини.

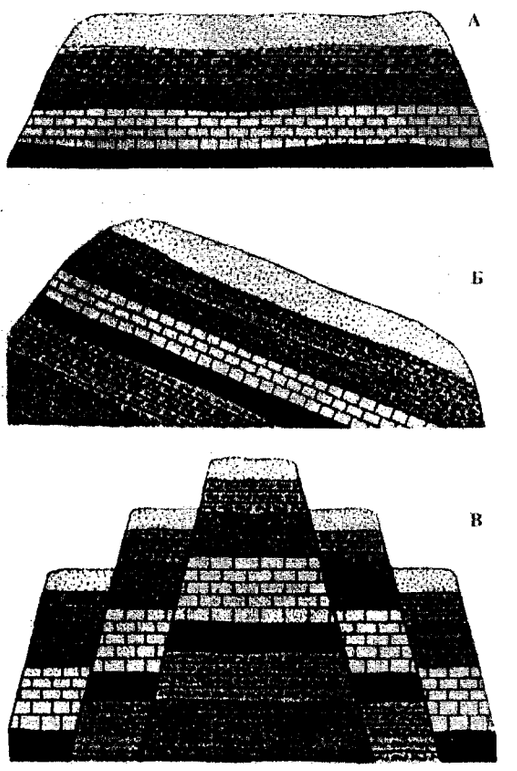


Рис. 11. Горизонтальне (А) та субгоризонтальне (Б) залягання пластів у горсті й їх розривні порушення (скиди) внаслідок тектонічних рухів (В)

Глибинні розломи. Крім розривів та скидів у земній корі мають місце величезні розломи. Вони відбулися на початку розвитку Землі і налічують мільярди років. Ці розломи сягають глибини близько 800 км, тому вони мають назву – *глибинні*.

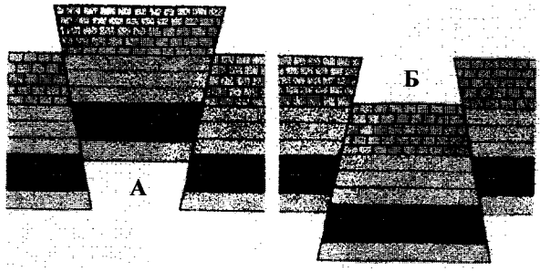


Рис. 12. Горст (А) та грабен (Б)

Їхня довжина може дорівнювати декільком тисячам кілометрів. Вся земна кора поділена ними на величезні приблизно прямокутні блоки. Деякі з них дуже повільно піднімаються або опускаються по відношенню один до одного. За рахунок такого переміщення на одних ділянках виникають умови для накопичення потужних пластів осадових порід, а в інших – для інтенсивного їх руйнування. У рельєфі глибинні розломи виражені різкою зміною гір западинами (низинами). З глибинними розломами пов'язані пояси основних та ультраосновних інтрузій, ефузій і, часто, багаті ділянки мінералізації та накопичення руд.

Глибинні розломи виявлені в багатьох місцях на всіх континентах: на Уралі, Тянь-Шані, Казахстані, на Українському щиті, на островах Японії, Нової Зеландії, у Східній Африці, Східному Сибіру тощо.

Глибинні розломи простягаються і по дну океанів: поблизу Курило-Камчатської западини, в Тихому й Атлантичному океанах. Але ще й досі не з'ясовано, як і за рахунок яких сил утворилися ці розломи. Їх утворення пов'язують або з розширенням надр земної кулі під впливом радіоактивного розігріву (а у зв'язку з цим із розтягненням і розтріскуванням верхніх шарів Землі), або з напругами, які виникають внаслідок нерівномірного обертання Землі навколо своєї осі.

3.2.2. Поняття про тектоносферу Землі

Теорія тектоніки літосферних плит ставить на перше місце горизонтальне переміщення літосферних плит, яке включає не тільки кору, але й верх мантії. Пояснювали таке переміщення *тепловою конвекцією в астеносфері*. Насправді в мантії виявили чергування розігрітих та охолоджених ділянок, стійке зберігання яких без конвекції неможливе. Але сама природа останньої розуміється по-різному: одні вважають її суто тепловою, інші – термохімічною.

У класичній гіпотезі А.Вегенера *як рушійну силу дрейфу материків розглядали обертання Землі навколо своєї осі*. В класичній тектоніці плит фактор обертання Землі навколо осі взагалі не брався до уваги. Найкраще розробленою моделлю кінематики літосферних плит з урахуванням ротаційного фактора вважається запропонована А.Смітом і Ч.Льюїсом.

Теорія тектоніки літосферних плит задовільно пояснює розвиток земної кори континентів і океанів протягом останніх 3 млрд. років. На сучасному етапі вивчення будови Землі переміщення літосферних плит *підтвердили супутникові вимірювання* за допомогою системи GPS (Global Positioning System).

Наприкінці 70-х років XX ст. виявили ще більшу неоднорідність нижньої мантії і виділили шар D – д-дубль, який має надважливе значення в глибинній і взагалі глобальній геодинаміці. Саме в ньому, очевидно, закінчують свій шлях плити океанської літосфери, які занурюються, – "слеби", – а по сусідству з ними виникають потужні

висхідні струмені мантії – "плюми". Виявили, що більшість "слебів" перетинає перекриття нижньої мантії і далі ніби розпливаються до глибини в 1000-1300 км. Це добре видно на прикладі утворення Гімалаїв (рис. 13).

На сьогодні тектоносфера, як область проявів тектонічних рухів, обмежується верхньою мантією. *Тектоносферою* називають ту частину земної кулі, де існують тектонічні структури, що виникли внаслідок тектонічних рухів. Останні взагалі виявляються за створеними ними структурними формами .

Питаннями та проблемами рухів плит займається досить молода наука – *геодинаміка*, яка використовує дані решти розділів геології.

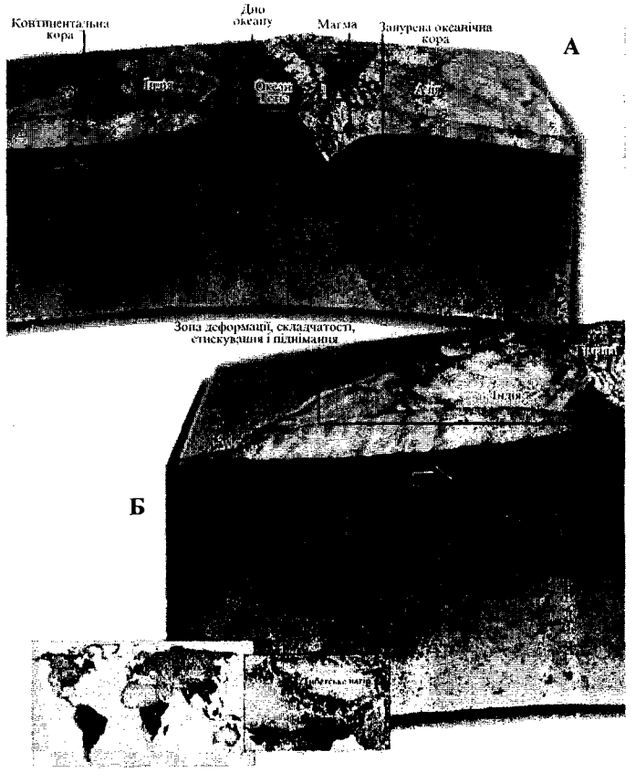


Рис. 13. Схема дрейфу материкової плити (А) та утворення Гімалаїв (Б) у результаті зіткнення двох плит

3.2.3. Характеристика магматизму

Магматизм охоплює процеси виникнення і руху магми (розплавленої силікатної маси) з глибин у верхні верстви земної кори та на її поверхню. Магма не завжди піднімається і виливається на поверхню, а часто проникає в товщі гірських порід і там повільно застигає. Такі *магматичні породи називають інтрузивними, а утворені ними тіла – інтрузіями*. Останні можуть набувати різної форми і мати різні розміри. Відповідно їх називають: *батоліти*, *лаколіти*, *штоки* тощо (рис. 14). *Лаколіти* залягають досить близько до поверхні і мають караваєподібну форму. Великі масиви порід, які утворюються на значній глибині, називають *батолітами*. *Штоки* утворюються переважно в тріщинах і мають витягнуту форму.

На великих глибинах розпечені гірські породи перебувають в умовах високого тиску (тисячі атмосфер). А чим більший тиск, тим вища температура кипіння речовини. Тому гірські породи в надрах Землі знаходяться у твердому стані. Якщо тиск на магму ослабне, вона перейде в рідкий стан, тобто стає здатною текти і піднімається по будь-яких тріщинах до поверхні. Зменшується тиск на магму в місцях, де земна кора розтягується або інтенсивно руйнується. Тому *вулкани найчастіше приурочені*

до гірських країн, в яких земна кора зазнає сильних деформацій і руйнувань.

Піднімаючись до поверхні, магма може виливатись як через тріщини в земній корі, утворюючи лавові покриви, так і через вулкани. При цьому *магма, втрачаючи газоподібні продукти, переходить у лаву*.

Вулкан – це конусоподібна гора над каналом руху магми, утворена внаслідок акумуляції продуктів виверження (лави, попелу, вулканічних бомб і різних уламків гірських порід).

Вулкани мають різну форму, активність і розміри. Проте можна описати спільні риси, властиві всім вулканам. В їхній будові виділяють: *джерело магми, жерло, кратер та конус* (рис.15). Часто вулкан тривалий час залишається неактивним, тобто виверження не відбуваються. Тому при наступному виверженні внаслідок величезного тиску магми, яка піднімається, відбувається вибух із руйнуванням верхньої частини кратера (16, А). Так утворюється *кальдера*. Якщо в кальдері акумулюються продути виверження і виростає новий конус, то такий вулкан називають *сомою*. Іноді при тривалому спокої вулкана в його кратері виникає озеро (рис. 16, Б).

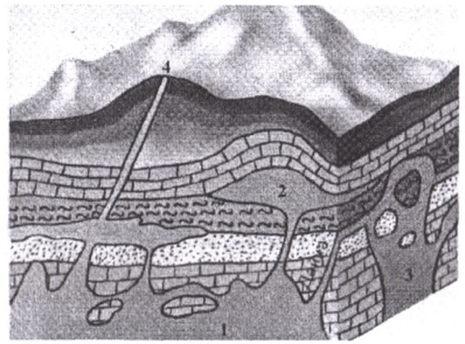


Рис. 14. Схема утворення інтрузій (при застиганні магми в надрах Землі):
1 – батолітів; 2 – лаколітів;
3 – штоків; 4 – ефузивів

Поширення вулканів по території Землі закономірне: вони характерні для Альпійсько-Гімалайського та Тихоокеанського активних поясів. Усього на Землі налічують кілька тисяч вулканів, з яких близько 500 – активні. Вивчення вулканів – досить важливе завдання, вирішення якого дозволяє зрозуміти процеси утворення гірських порід, кругообіги різних хімічних елементів, формування газового складу атмосфери.

Існування вулканів на різних небесних тілах доводить, що *вулканізм – космічне явище*. Так, найбільший вулкан виявлено на Марсі. Його поперечник в основі сягає близько 500 км, а висота – 23 км. Вершина гігантського конуса закінчується кальдерою діаметром 65 км.

3.3. Екзогенні процеси

3.3.1. Поняття про вивітрювання

Для процесів екзогенного рельєфоутворення вивітрювання має дуже важливе значення. Кількість і якість продуктів вивітрювання визначають можливість, тип і режим руху потоків речовини при екзогенному рельєфоутворенні. Для утворення денудаційного, а потім і акумулятивного рельєфу потрібно спочатку зруйнувати зв'язки між частинками, з яких складаються гірські породи, а після чого можливі відрив, перенос і відкладення частинок.

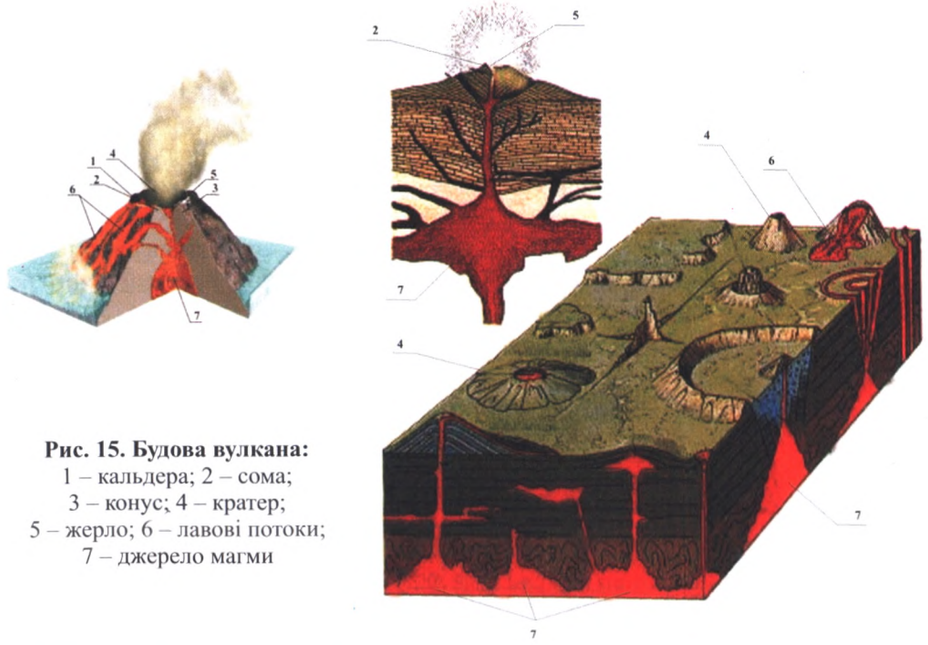


Рис. 15. Будова вулкана:
1 – кальдера; 2 – сома;
3 – конус; 4 – кратер;
5 – жерло; 6 – лавові потоки;
7 – джерело магми

Рис. 16. Утворення кальдери (А) внаслідок вибуху верхньої частини кратера при повторному виверженні вулкана та формування в ньому озера (Б) під час стадії спокою

У ході транзиту вихідна речовина подрібнюється, змінюється мінералогічний і хімічний склад, форми зв'язків. Вивітрювання продовжується і під час переносу речовини, і після її відкладення.

Вивітрювання відрізняється від інших екзогенних процесів (схилових, флювіальних, льодовикових, алювіальних тощо). Проте це не виключає участі вивітрювання в рельєфоутворенні. Відомо, що при руйнуванні корінних порід спостерігаються деякі види руху частинок. При утворенні тріщин і пор частинки рухаються і на місці корінних порід утворюються пухкі відклади (елювій). *Їх об'єм, порівняно з об'ємом вихідної породи, зростає*, внаслідок чого змінюється, по-перше, рельєф поверхні. Але цей рельєфоутворюючий ефект значно слабший від екзогенного рельєфоутворення при денудації та акумуляції.

По-друге, вивітрювання та інші процеси екзогенного рельєфоутворення *слід розглядати у взаємопов'язаній системі*: вивітрювання - денудація - акумуляція. Тобто, якщо немає пухких відкладів, утворених тепер чи в попередні геологічні часи, то не може відбуватися ні денудація, ні акумуляція. Отже, процеси вивітрювання – необхідна умова екзогенного рельєфоутворення.

Третьою особливістю процесів вивітрювання є те, що *вони починають процес літогенезу*.

Вивітрювання - це сукупність процесів фізичного руйнування та хімічного розпаду мінералів і гірських порід на місці їх залягання, зумовлених дією різних агентів. До останніх належать: коливання температури, хімічна дія води, газів (кисень і вуглекислий газ), біохімічна дія організмів у процесі їх життєдіяльності, а також продуктів їх розкладу після відмирання.

Більшість гірських порід утворилася за специфічних термодинамічних умов – у глибині Землі, де активна магма і метаморфічні процеси, або ж на дні моря. Потрапивши на земну поверхню, гірські породи *в нових фізико-хімічних умовах* стають нестійкими і починають руйнуватися під дією різних факторів. На поверхні Землі перетинаються і постійно взаємодіють різноманітні геосфери – як зовнішні, так і внутрішні. Зміни гірських порід внаслідок дії агентів руйнування проходять порізному: в одних випадках – це розпад гірських порід на уламки різної величини чи навіть на окремі мінерали, що їх складають; в інших – докорінні хімічні зміни мінералів і гірських порід, у результаті яких з'являються зовсім нові мінерали.

3.3.2. Типи вивітрювання, їх комплексність і характеристика

У залежності від факторів, що діють на гірські породи, і результатів цієї дії процеси вивітрювання ділять на *2 типи: фізичне і хімічне*. Іноді виділяють біохімічне вивітрювання, проте це інший принцип поділу, бо в такому випадку в основі – фактор руйнування, а не види змін вихідної гірської породи.

Фізичне вивітрювання – це механічне подрібнення вихідної монолітної породи до глиб, валунів, щебеню, хряща, піску і пилу без видимих перетворень мінералогічного та хімічного складу порід.

Хімічне вивітрювання веде до якісних змін вихідної речовини.

Зазвичай з останньої виділяються відносно рухомі хімічні елементи, які входять до складу природних вод. А у породах, що збереглися на місці, йдуть процеси видозмін вихідних породоутворюючих мінералів. У результаті останні переходять у вторинні мінерали, переважно у глини. Поряд утворюються й нові мінерали, що за розмірами значно переважають розміри глинистих частинок. У приповерхневих умовах значну роль відіграють живі організми і серед них – бактерії. Проте біохімічне вивітрювання слід розглядати в рамках явищ, які хімічно змінюють породу.

Елювіальні відклади, які утворюються внаслідок процесів вивітрювання, прийнято ділити на 3 групи:

– ортоелювій - продукти руйнування магматичних порід, утворених в умовах, найбільш віддалених від екзогенних;

– параелювій - продукти руйнування гірських порід метаморфічного й осадового походження;

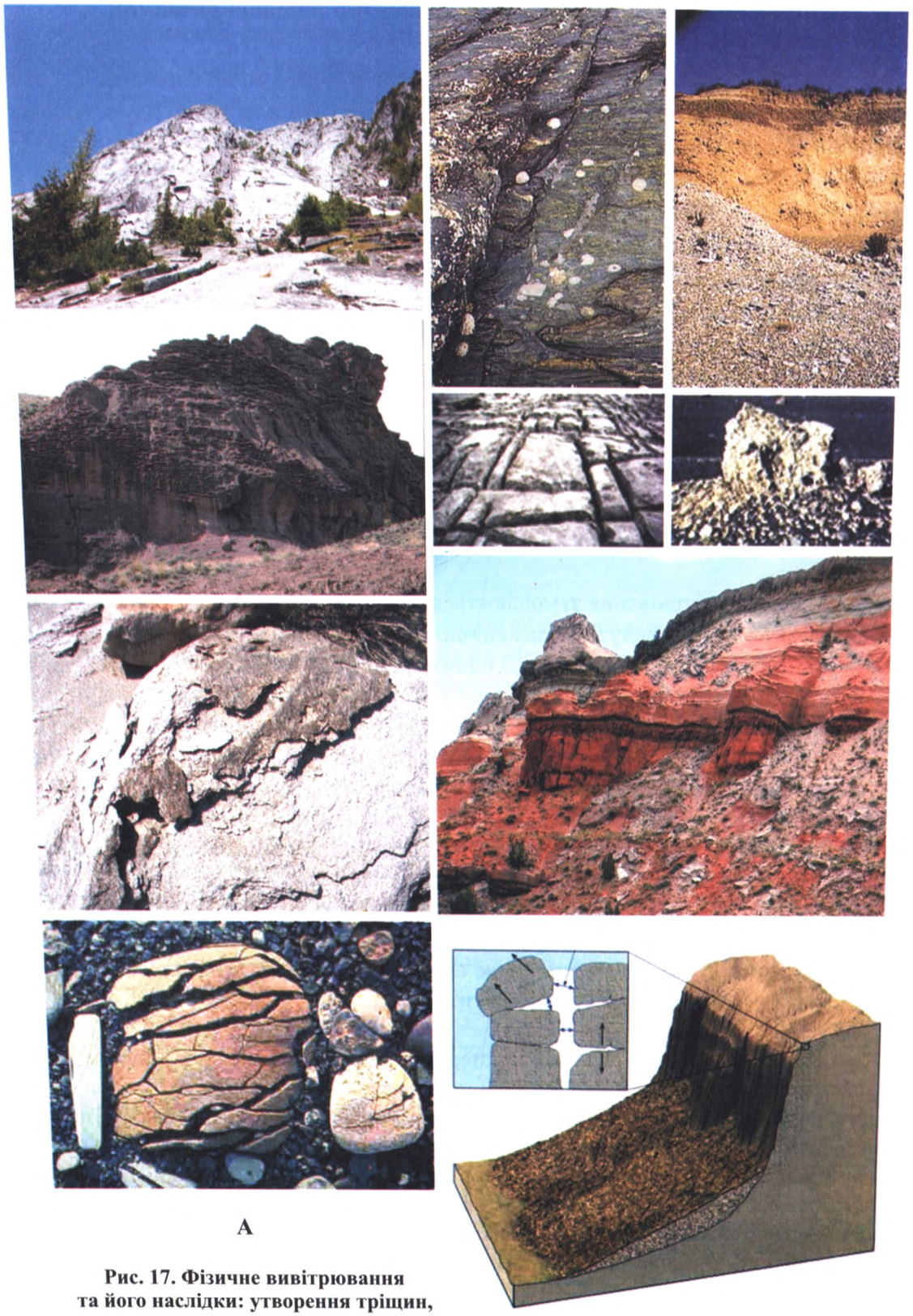
– неоелювій - продукти вивітрювання пухких порід, утворених на денній поверхні, але в інших ландшафтно-геохімічних умовах.

Фізичне вивітрювання зумовлюється низкою причин, але головна роль належить факторам, які вдуть до механічного руху частинок породи і порушення взаємозв'язків у гірських породах. В одних випадках рух відбувається всередині породи без дії зовнішнього механічного агента. Це зміни об'єму породи під впливом коливань температури – *температурне вивітрювання*. Останнє найбільш поширене і відбувається через нерівномірне нагрівання та охолодження породи. Її розширення внаслідок нагрівання інтенсивніше зверху, ніж усередині. Аналогічний процес відбувається і при охолодженні. В результаті цього на поверхні породи з'являються тріщини, паралельні площинні глиби, від яких у вигляді лусок відділяються верхні частинки *(десквамація)*.

Полімінеральні породи руйнуються швидше, ніж мономінеральні; темноколірні – швидше, ніж світлозабарвлені, крупнозернисті – інтенсивніше від дрібнозернистих.

Температурне вивітрювання спостерігається в усіх зонах, але в областях, які характеризуються різкими амплітудами температури, особливо протягом доби, сухістю повітря та слабким розвитком рослинного покриву, його інтенсивність значно зростає. Швидкість вивітрювання зростає також на схилах високих гір, де прозоріше повітря та сильніша інсоляція, порівняно із прилягаючими рівнинами. Уламки гірських порід, що утворюються при дії температурного вивітрювання, під впливом сили тяжіння скочуються вниз по схилу. Внаслідок цього поверхня схилу завжди залишається чистою і знову зазнає дії вивітрювання (рис. 17; див. с.40).

Уламковий матеріал, що утворюється при руйнуванні корінних порід і зміщується вниз по схилу під дією сили тяжіння та відкладається біля підніжжя схилу, називається колювієм.



А

Б

Рис. 17. Фізичне вивітрювання та його наслідки: утворення тріщин, десквамація (А) та акумуляція колювію (Б)

Рис. 18. Окремі найпоширеніші мінерали:
1 - авгіт; 2 - біотит; 3 - галіт; 4 - каолініт; 5 - лимоніт; 6 - монтморилоніт; 7 - мусковіт; 8 - олівін; 9 - пірит; 10 - кварц

Механічне вивітрювання відбувається внаслідок механічної дії води, що замерзає, росту в ширину коріння дерев (біомеханічне руйнування), при кристалізації солей (осмотичний тиск), розширення тріщин у результаті дії плівкової води тощо. Особливо значний вплив має замерзаюча вода, яка збільшується в об'ємі на 10 %, створюючи величезний тиск – до кількох сотень кг/см^2 – на стінки тріщин. Це явище називають також *морозним вивітрюванням*. Його *необхідні передумови* – це тріщинуватість, пористість порід, коливання температури близько точки замерзання. Такі умови характерні для циркумполярних районів і гірських систем.

Кристалізація солей у капілярних тріщинах найчіткіше проявляється в умовах аридного клімату. Тут удень внаслідок сильної інсоляції волога у тріщинах підходить до поверхні і випаровується, а солі, які завжди присутні у воді, – кристалізуються. Під дією осмотичного тиску капілярні тріщини збільшуються, що веде до руйнування гірських порід. Тотожна і дія коріння дерев.

Отже, фізичне вивітрювання зумовлює руйнування і подрібнення гірських порід на окремі уламки різних розмірів. У розрізі кора фізичного вивітрювання складається з таких зон (зверху вниз): піщаної, щебенюватої (дрібноуламкової), брилистої (грубоуламкової) і невивітреної породи.

Хімічне вивітрювання відбувається внаслідок дії хімічно активних елементів зовнішніх геосфер: води, вуглекислого газу, кисню, органічних кислот тощо.

Хімічне руйнування гірських порід пов'язане з процесами *окиснення, гідратації, розчинення, гідролізу*. Всі вони відбуваються паралельно або послідовно один за одним. Їх хід контролюється *складом гірських порід та характеристиками середовища*, в якому відбувається хімічне перетворення порід і мінералів. Це температурний режим, наявність кисню, органічних сполук, води, Eh і pH середовища. Іноді спільну дію всіх цих явищ при складному обміні породи з навколишнім середовищем речовиною й енергією називають *гіпергенним метасоматозом*. Тип процесу залежить також від макро- і мікросередовища. *Макросередовище* визначається ландшафтно-кліматичними умовами на поверхні рельєфу, певним поєднанням тепла і вологи, наявністю кисню і вуглекислого газу, органіки, дії мікроорганізмів. *Мікросередовище* виникає у тріщинах, порах і пустотах гірських порід. Тому воно здебільшого визначається складом гірських порід, від якого залежить вміст природних розчинів.

Хімічне перетворення гірських порід проходить у різноманітних умовах як на поверхні, так і на деякій глибині. Причиною конвергенції процесів вивітрювання є кілька типів середовища, яке може бути ендогенним і екзогенним.

Коротко проаналізуємо найважливіші процеси при хімічному вивітрюванні.

Окиснення – дія розчиненого і, меншою мірою, атмосферного кисню.

Найінтенсивніше процеси окиснення проходять у мінералах і гірських породах, які містять у своєму складі *сполуки заліза, марганцю, кобальту та інших металів* (рис.18). При окисненні сполуки заліза переходять у високовалентні з утворенням гідратів оксидів заліза. Наприклад, сульфіди в кислому середовищі стають нестійкими і змінюються сульфатами, карбонатами та оксидами:

$$FeS_2 \text{ (пірит)} + nO_2 + mH_2O \rightarrow FeSO_4 \rightarrow Fe_2(SO_4)_3 \rightarrow Fe_2O_3 \cdot nH_2O \text{ (лимоніт).}$$

Отже, пірит розкладається до лимоніту (бурого залізняка) – найстійкішої сполуки заліза в умовах земної поверхні.

Процеси окиснення можуть проходити майже в усіх залізо-магнезіальних мінералах, які належать до групи мета- і ортосилікатів (рогова обманка, авгіт, олівін і т.д.), які завжди мають у своєму складі залізо, що окиснюється в екзогенних умовах, покриваючи породи і мінерали плівкою бурого (охристого) кольору.

Гідратація - це поглинання мінералами води.

Наприклад: $CaSO_4$ **(ангідрит)** $+ 2H_2O = CaSO_4 \cdot 2H_2O$ **(гіпс).**

Процес гідратації ангідриту супроводжується різким збільшенням об'єму і, отже, хімічне вивітрювання поєднується із механічним. Гематит, приєднуючи воду, також переходить у стійкішу сполуку – лимоніт:

$$Fe_2O_3 + nH_2O \rightarrow Fe_2O_3 \cdot nH_2O.$$

Розчинення та гідроліз проходять при спільній дії води, вуглекислоти й органічних кислот.

Особливо інтенсивне розчинення в осадових гірських породах – хлоридних (галіт, сильвін), сульфатних (гіпс), карбонатних (вапняки, доломіти, мергелі). Із процесом розчинення гірських порід та утворенням різноманітних форм рельєфу на поверхні й у глибині пов'язане таке явище, як *карст*.

При вивітрюванні силікатів і алюмосилікатів велике значення має складний *процес гідролізу із виносом частини утворених продуктів*. Цей процес супроводжується *гідратацією*. При гідролізі стара кристалічна решітка може руйнуватися й утворюватиметься нова. Наприклад, розклад найпоширеніших в умовах поверхні Землі мінералів польових шпатів відбувається за схемою:

польові шпати → проміжні мінерали (гідрослюди, гідрохлорити тощо) → → каолініт.

В умовах великої кількості опадів, високої температури, значного поширення рослинного опаду у процесі гідролізу польових шпатів і алюмосилікатів утворюються найстійкіші в поверхневій зоні гідрооксиди алюмінію (гібсит) та гідрооксиди кремнезему (опал).

Залежно від ступеня кислотності середовища та інших факторів під час хімічного вивітрювання силікатів виникають різноманітні асоціації мінералів: у лужному середовищі – гідрослюди, гідрохлорити, монтморилоніт і т.д.; у кислому середовищі – глинисті мінерали групи каолініту, нонтроніту, а також гідрооксиди алюмінію, заліза, кремнезему.

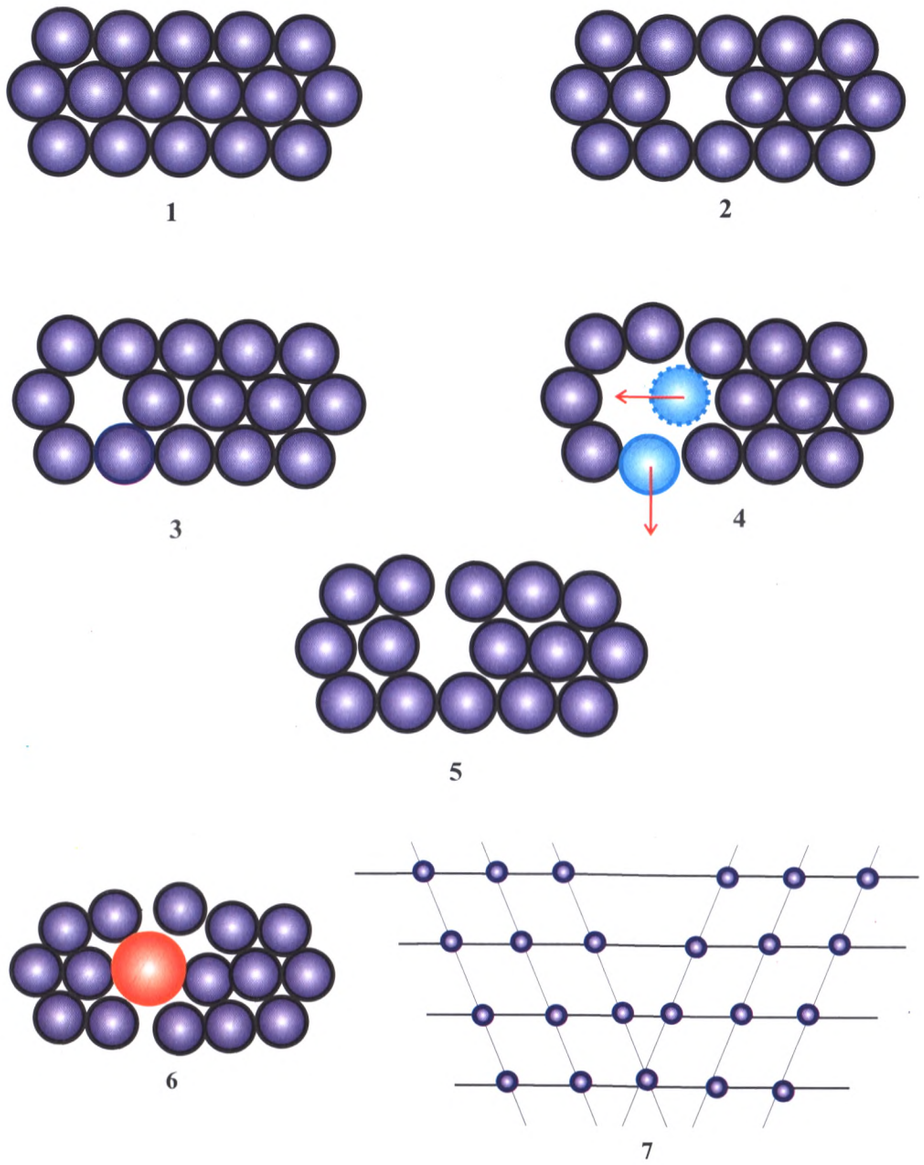


Рис. 19. Структура кристалічної решітки та її дефекти:
1 – непорушена структура щільної упаковки;
дефекти: 2 – вакансія; 3-5 – ефект переповзання вакансій;
6 – ефект включення (заміщення вакансій);
7 – крайова дислокація

3.3.3. Стійкість мінералів до процесів вивітрювання

Породи, які знаходяться на земній поверхні, як правило, фізично і хімічно неоднорідні. Ця неоднорідність може проявлятися на рівнях: неоднорідності будови кристалічної решітки; будови породи (поєднання мінералів); комплексу порід, які утворюють певну формацію. Для процесу руйнування породи велике значення мають такі властивості, як прихована пористість і тріщинуватість, теплоємкість, теплопровідність, пружні властивості порід і будова кристалів. Проникність найбільше пов'язана зі щільністю і пористістю породи.

Руйнування відбувається прискореними темпами, коли у кристалічній решітці наявні дефекти, які виникають ще на стадії зародження мінералів (рис. 19).

Головні види дефектів кристалічної решітки: вакансії – це пропуски атомів у вузлах решітки; включення – випадки, коли замість одного іона присутній інший, можливо, з іншою валентністю, зарядом та іонним радіусом; дислокації – це порушення розмірності решітки, що виникають унаслідок впливу комплексу факторів і умов.

Більшість гірських порід, які виходять на денну поверхню, утворені *комбінацією шести основних груп силікатів та алюмосилікатів*: кварцу, польових шпатів, олівінів, піроксенів, амфіболів і слюд (див. розділ 5). Найпоширеніший серед них кварц, будова якого дозволяє зрозуміти, чому одні породи хімічно стійкіші, ніж інші.

Кварц характеризується малими коефіцієнтами теплового розширення при нагріванні (охолодженні) і відносно великою теплопровідністю. Це означає, що при нагріванні кварцові зерна всередині породи виступають у ролі каналів, якими ніби переміщується тепло, а при охолодженні вони є каналами втрат тепла. Кварц має кристалічну структуру, основу якої складає кремнієкисневий тетраедр, де всі валентності Si^{4+} цілком компенсуються валентностями 4-х атомів кисню. Останні розміщуються на вершинах тетраедрів і є місцями їх з'єднання в ажурну комбінацію. Кварц володіє високою механічною міцністю та низькою розчинністю; стійкий до хімічного вивітрювання.

Хімічний склад *польових шпатів* дозволяє побачити особливості їх структури: 1) ортоклази, мікроклін – $K[AlSi_3O_8]$; 2) альбіт – $Na[AlSi_3O_8]$; 3) анортит – $Ca[Al_2Si_2O_6]$.

В основі аніонної групи дещо видозмінений кремнієкисневий тетраедр. В окремих випадках кремній замінений на алюміній. Залишкова валентність компенсується катіонами K^+, Na^+ чи Ca^{2+}. Природно, що при цьому порушується пакет іонів, властивий кварцу. *Польові шпати* мають велику механічну міцність, але порівняно з кварцом вони хімічно менш стійкі, хоча погано розчинні. Вивітрюючись, польові шпати розпадаються на гідрослюди і каолініт.

Основу структури *олівінів* складають кремнієкисневі тетраедри, які не з'єднуються один з одним своїми вершинами. Цей зв'язок здійснюють двовалентні катіони магнію і заліза так, що в острівному каркасі кристалічної решітки катіони заліза і магнію оточені шістьма атомами кисню. Зв'язок іонно-ковалентний, тому у слабкокислому середовищі, вивітрюючись, олівіни перетворюються в бікарбонат

магнію, й утворюється розчинний кремнезем. Двовалентне залізо при вивітрюванні переходить у тривалентне, в якого менший іонний радіус. Це сприяє виносу заліза з утворенням лимонітів.

Піроксени утворюються з ланцюгів кремнієкисневих тетраедрів $[SiO_3]^{\infty}$. У ланцюгах зв'язок ковалентний, а самі ланцюги з'єднані катіонами кальцію і магнію. Між ланцюгами зв'язок іонний. *Діопсид* при вивітрюванні переходить у карбонат кальцію, бікарбонат магнію і розчинний кремнезем. В *авгіту* кремній замінюється алюмінієм, що зумовлює менш стійку структуру цього мінералу і те, що він швидше вивітрюється. Цьому ж сприяє складна будова катіонної групи, в якій хімічно низька стійкість пов'язана з Fe^{2+}. При вивітрюванні авгіт переходить у гідрослюди і нонтроніт, а біля поверхні – в галуазит. *Гіперстен* при вивітрюванні переходить у бікарбонат магнію, лимоніт і розчинний кремнезем.

Амфіболи – мінерали дуже складної хімічної будови. У кремнієкисневих тетраедрах частина Si^{4+} замінюється Al^{3+} з включенням Na^+ і K^+; іноді Al^{3+} замінюється Fe^{3+}. При дії гідротерм рогова обманка переходить у хлорит, епідот, кальцит і кварц, а при вивітрюванні – утворює нонтроніт і карбонати; біля поверхні утворюються лимоніт з опалом і галуазит.

Структурну основу *слюд* складає шар кремнієкисневих тетраедрів. У ньому є дві групи пакетів, які складаються з тетраедрів, повернутих один до одного своїми вершинами, які з'єднані через Mg^{2+} або $Mg(OH)_2$. Такий шар із позитивним зарядом отримав назву *бруситового*. *Біотит* при вивітрюванні внаслідок виносу лугів переходить у *глинисті мінерали* (гідрослюди і гідрооксиди заліза). Стійкіший, порівняно з біотитом, *мусковіт*, який при вивітрюванні переходить у гідромусковіт (глинистий мінерал), а при виносі лугів – у каолініт.

Як засвідчив попередній аналіз хімічних перетворень мінералів, головним результатом хімічного вивітрювання є *глинисті мінерали*. Для групи монтморилоніту типовим є гідраргілітовий октаедричний шар, який об'єднує, знаходячись між ними, два шари кремнієкисневих тетраедрів, спрямованих до октаедричного шару своїми вершинами.

Пакети, які складаються з трьох шарів, легко розходяться, вбираючи воду і катіони. При вбиранні води глини набухають, відстані між пакетами при цьому зростають з 9,6 до 28,4 ангстрема (A^0), а це забезпечує високу обмінну здатність. На 100 г речовини монтморилоніт може містити від 60 до 100 мг-екв обмінних катіонів Ca^{2+}, K^+, Na^+ (у 10-20 разів більше, ніж у каолінітів). Значна поглинальна здатність монтморилонітів зв'язана із заміною Al^{3+} на Mg^{2+} або Si^{4+} на Al^{3+}. Мінерали групи монтморилоніту (бейделіт, нонтроніт, монтморилоніт) через наявність у катіонній частині магнію вказують на їх зв'язок із породоутворюючими мінералами основного і середнього складу.

Мінерали групи каолініту та гідрослюд утворюються переважно при гідротермальному або гіпергенному процесах, а також при вивітрюванні магматичних гірських порід: габро, діабазів, порфіритів.

У геоморфологічних дослідженнях глинисті мінерали часто розглядають як індикатори ландшафтно-кліматичних умов рельєфоутворення. Найпоширеніша думка, що каолінітові глини свідчать про більш теплі (навіть жаркі) і вологі умови; монтморилонітові – теплі і сухі; гідрослюдисті – помірно вологі і прохолодні. Є

відомості про те, що глинисті мінерали утворюють часові ряди, в яких кожний із мінералів – просто одна зі стадій на шляху перетворення первинних алюмосилікатів у глини. Так, І.М.Гінзбург (1946) дає опис трьох рядів: 1) мусковіт – іліт – монотерміт – каолініт; 2) мусковіт – іліт – бейделіт – монтморилоніт – галуазит – каолініт; 3) біотит – гідробіотит – вермикуліт – монтморилоніт – галуазит – каолініт. Проте лабораторних даних, які б дозволяли встановити, за який час відбувається перехід одного глинистого мінералу в інший, немає. Дослідження Н.О.Грабецької (1971) виявили, що у всіх ландшафтно-кліматичних умовах від тундри до тропіків переважають гідрослюди і монтморилоніт. Цією ж авторкою встановлено, що глинисті відклади найчастіше потрапляють у покривні суглинки разом із аерозолями. Не виключено, що монтморилоніт – це змінені в атмосфері тонкі фракції вулканічного попелу. Поширення мінералів у глинистій фракції порід мезокайнозойського віку наводиться в таблиці 2.

Таблиця 2

Поширення мінералів у глинистій фракції осадових порід (за Є.М.Сергєєвим та ін., 1963)

Кількість зразків, в яких переважають мінерали, (%)	*Вік порід**				
	Q	*N*	*Pg*	*K*	*J*
Гідрослюда	65,4	62,3	42,3	64,0	57,0
Монтморилоніт	8,0	15,0	47,9	36,0	39,0
Бейделіт	9,0	6,7	1,4	0,0	0,8
Каолініт	14,5	14,5	8,4	0,0	3,2

** - періоди: Q – четвертинний; N – неогеновий; Pg – палеогеновий; K – крейдовий; J – юрський*

Вміст усіх інших мінералів не перевищує 1 %. Гідрослюди і монтморилоніт переважають у породах усього мезокайнозою, причому гідрослюд у середньому у 2-3 рази більше, ніж монтморилоніту. В цілому можна говорити про акумуляцію каолінітових глин внаслідок їх перевідкладення.

3.3.4. Стадійність і зональність процесів вивітрювання

Б.Б.Полинов, І.І.Гінзбург та інші дослідники ввели поняття про стадійний характер процесів вивітрювання. Ними виділено *4 стадії вивітрювання*:

1) уламкова – характеризується переважанням фізичного вивітрювання, в результаті якого нагромаджуються уламки різних розмірів;

2) сіалітна – відповідає початковій стадії хімічного вивітрювання, при якій починається розщеплення силікатів і алюмосилікатів, що гідратуються і перетворюються в гідрослюди, гідрохлорити, монтморилоніт, бейделіт та інші. Місцями утворюються карбонати та опали. Процес відбувається в лужному середовищі, найчастіше в умовах сухого та континентального клімату;

3) кисла сіалітна – характеризується утворенням глинистих мінералів із групи каолініту; при цьому формується каолінітова зона кори вивітрювання, а на основних та ультраосновних породах – феримонтморилоніт, бейделіти з гідрооксидами заліза й алюмінію. На цій стадії внаслідок глибокого перетворення елювію цілком зникають усі ознаки первинних гірських порід;

4) алітна – завершується повний розклад силікатів з утворенням найстійкіших на денній поверхні сполук – водних оксидів заліза, алюмінію, кремнію. Ця стадія проходить тільки в умовах вологих тропіків і субтропіків.

Зональність процесів вивітрювання полягає в закономірній зміні інтенсивності вивітрювання та процесів, які проходять під час вивітрювання при зміні фізико-географічних умов, рухаючись від екватора до полюсів (рис. 20).

При тотожності решти умов (рельєф, склад первинних гірських порід тощо), *інтенсивність вивітрювання залежить від географічного положення тієї чи іншої зони*. Про його швидкість можна судити за потужністю кори вивітрювання, тобто за глибиною зміни первинних гірських порід внаслідок гіпергенезу.

Чим потужніша кора вивітрювання, тим більшою була інтенсивність процесів вивітрювання.

Зональний характер поширення мають також 4 основні характеристики, які впливають на процеси вивітрювання: *температура, кількість опадів, співвідношення між ними та рослинний опад*. Коротко проаналізуємо хід процесів вивітрювання за природними зонами Землі:

1. *Тундра* – при незначній кількості опадів і низьких температурах випаровування слабке, що зумовило значне заболочування і слабкий розвиток рослинного світу. У таких умовах процеси вивітрювання *малоінтенсивні*, кора вивітрювання незначна і складається із *дресви*, яка хімічно слабко змінена. Тільки на межі тундри і тайгової зони починаються хімічні перетворення материнської породи в гідрослюди і, частково, в монтморилоніт.
2. *Лісова зона* характеризується коефіцієнтом зволоження, близьким до одиниці, а величина рослинного опаду значно зростає. Тому інтенсивність процесів вивітрювання в лісовій зоні у 4-5 разів вища, ніж у зоні тундри. Профіль кори вивітрювання добре *диференційований*: на поверхні – каолінітова зона, в якій материнські породи максимально змінені хімічно; вона підстилається гідрослюдисто-монтморилонітово-бсйделітовою зоною, менше зміненою хімічно; і, нарешті, під цією зоною знаходиться зона дресви, яка хімічних змін практично не зазнала.
3. У *степовій зоні* процеси вивітрювання ще більше посилюються, але *потужність кори вивітрювання зменшується*, що пояснюється недостатньою кількістю атмосферних опадів, причому сезонних. Отже, немає умов для промивання кори вивітрювання і виносу продуктів руйнування. Тому в степових районах кора вивітрювання складається з малопотужної зони *дресви*.
4. Для *зони пустель і напівпустель*, які характеризуються малою кількістю опадів і значним випаровуванням, властиве *фізичне вивітрювання*, а кора вивітрювання складається з уламків різних розмірів, практично не змінених хімічно.
5. В умовах жаркого і вологого клімату *тропічних і субтропічних зон* із буйною рослинністю утворюється потужна кора вивітрювання (місцями понад 100 м). Нижня її межа досить нерівна, часто опускається по тріщинах і розломах земної кори. У розрізі кора вивітрювання цієї території охоплює зони, утворені при проходженні всіх стадій вивітрювання.

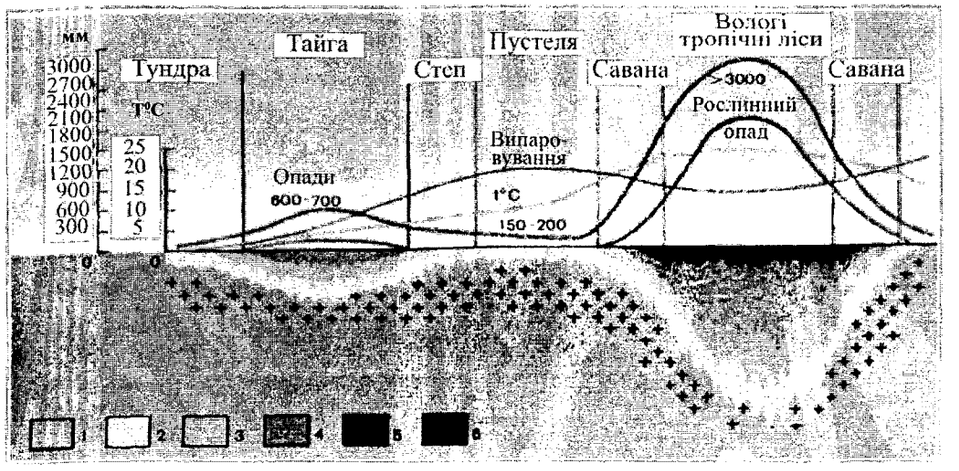


Рис. 20. Вплив географічного положення на генезис кори вивітрювання:
1 – невивітрена порода; 2 – дресва (уламкова стадія); 3 – початкова стадія хімічного вивітрювання; 4 – каолінітова зона (кисла сіалітна стадія); 5 – алітна стадія; 6 – верхня зона максимального перетворення

3.3.5. Кори вивітрювання: види, генезис, поширення

Кора вивітрювання – це сукупність залишкових продуктів вивітрювання, які розвиваються на гірських породах, у верхній частині літосфери і представлені різними пухкими відкладами.

Серед продуктів вивітрювання виділяють: а) *рухомі*, які перенесені на певну відстань внаслідок дії різних факторів (сили тяжіння, розмиву і змиву тощо); б) *залишкові (елювій)* – ті, що залишаються на місці руйнування.

Розрізняють *сучасну* кору вивітрювання, яка виходить на поверхню разом із грунтовим покривом, і *стародавню* (викопну або поховану) кору вивітрювання, перекриту молодшими гірськими породами. Склад і тип кори вивітрювання визначається складом корінних порід, кліматичними умовами та стадією вивітрювання. На стародавню кору часто накладається *сучасний елювій*, який утворює *накладену кору вивітрювання*. Стародавні кори вивітрювання, як правило, прилягають до поверхонь несузгодження між давніми і молодими породами на платформенних областях. *Вік* кори вивітрювання може бути найрізноманітнішим, бо вивітрювання проходило вже на перших стадіях геологічного розвитку Землі. Наприклад, Курська магнітна аномалія (Росія) представляє кору вивітрювання протерозою й архею; в Україні є кора вивітрювання девонського часу і т.д.

Внаслідок процесів вивітрювання утворюються товщі елювію, будова якого тісно зв'язана із ландшафтно-кліматичними умовами. У добре утвореному елювії бореального поясу виділяють *три його частини*:

– *верхній горизонт* – охоплює грунтові горизонти Н (А), збагачений гумусом і НР (В), представлений породою, що значно перетворена біохімічними процесами грунтоутворення. Для цього горизонту характерний процес переходу

мінеральної речовини у вторинну органо-мінеральну. Первинна речовина, що є в цьому горизонті, має переважно залишковий характер. Велике значення відіграють процеси появи новоутворень і накопичення органічної речовини;

– *середній горизонт* елювію, представлений найчастіше дезінтегрованими мінеральними новоутвореннями Р (С), з істотним привнесенням із верхнього горизонту речовини (одновалентні або двовалентні аніони й катіони, для певних типів ґрунтів – тривалентні). Характерна ознака – утворення дрібнозему з певним мінералогічним складом, найчастіше тут зустрічаються гідрослюди і монтморилоніт;

– *базальний горизонт* – це уламковий горизонт елювію. При глибокій денудації цей горизонт може потрапляти на поверхню, але у більшості випадків він перекритий розміщеними вище горизонтами.

У процесі вивітрювання, транспортування і перевідкладення гірські породи набувають чимало нових властивостей, які не характерні для автохтонних масивних кристалічних порід. Ці нові властивості мають велике значення для наступного процесу ґрунтоутворення:

1) зі щільних породи стають пухкими;

2) вони набувають пористості і разом із нею повітро- і водопроникності та повітро- і водомісткості;

3) разом із первинними мінералами гірські породи кори вивітрювання містять і вторинні мінерали, в тому числі глинисті, які є джерелом обмінної й поглинальної здатності;

4) відбувається перерозподіл по земній поверхні за гранулометричним, мінералогічним і хімічним складом;

5) вони містять як біофільні, так і токсичні хімічні елементи у формі, доступній рослинам;

6) їм властива літологічна верствуватість.

Найхарактерніші ознаки кори вивітрювання: генетичний зв'язок із підстилаючими материнськими породами; відмінність між складом останніх і кори збільшується знизу вверх по розрізу; зональна будова; різноманітний мінералогічний склад із переважанням глинистих мінералів.

Отже, кора вивітрювання, як залишкова, так і перевідкладена, є субстратом для поселення різних організмів, у першу чергу – рослинних, вплив яких на кору вивітрювання веде до інтенсивного її перетворення у ґрунт.

3.4. Схили і процеси на схилах

3.4.1. Поняття: схил, схилоутворюючий і схиловий процеси; види та морфологія схилів

У геоморфології **схилом прийнято називати ділянку поверхні літосфери з похилом, величина якого достатня для того, щоб визначити хід розвитку даної поверхні як єдиного цілого на всій його площі.**

Систематична і спрямована зміна схилу під впливом певного фактора, дія якого зумовлена наявністю нахилу на всій його поверхні, розглядається як схиловий процес.

Іншими словами – **процеси, що проходять на схилах, називають схиловими, на відміну від процесів, внаслідок дії яких утворюються первинні схилові поверхні, тобто схилоутворюючих процесів.**

Ці два типи процесів у природі тісно взаємопов'язані. На самому початку утворення схилові поверхні підпадають під дію тих чи інших схилових процесів. Тому морфологічний вид більшості схилів – *результат спільної дії схилоутворюючих і схилових процесів*. Тільки в окремих випадках процеси утворення і перетворення схилів відрізняються у часі.

Елементарні або прості схили відрізняються однаково зорієнтованим нахилом від вершини до підошви, відносно невеликими нерівностями на поверхні схилу і тим, що схилові процеси протікають *одноманітно і взаємопов'язано на всій поверхні схилу*. Зустрічаються такі схили нечасто.

За покриттям уламковим матеріалом схили поділяються на *закриті і відкриті.* На перших поверхня складена характерними утвореннями – *схиловими відкладами,* генезис яких пов'язаний зі схиловими процесами. На других – *корінна порода*, з якої складається схил, виходить на поверхню. Це переважно круті схили, зі стрімкістю 35 - 40° і більше.

Процеси, що проходять на схилах, ведуть до вилучення і переміщення, а при сприятливих умовах – до накопичення продуктів вивітрювання, тобто до утворення як від'ємних, так і додатних форм рельєфу. *Схилова денудація* – один з основних ендогенних факторів формування рельєфу і постачання матеріалу, з якого потім утворюються різні генетичні типи відкладів. Повільна денудація схилів приводить до акумуляції продуктів вивітрювання, які, перекриваючи корінні породи, сповільнюють наступне їх руйнування, але сприяють інтенсифікації схилових процесів.

Схили виникають у результаті діяльності ендогенних або екзогенних сил, тому всі схили поділяють на:

1) ендогенні – утворені в результаті тектонічних рухів земної кори; процесів магматизму чи пов'язані з проявом землетрусів;

2) екзогенні – утворені внаслідок різноманітних екзогенних процесів, організмів або діяльності людини. Останні ще називають антропогенними (шахти, кар'єри, тераси тощо).

Участь того чи іншого схилового процесу на конкретному схилі змінюється у часі, зі зміною самого схилу та зі змінами кліматичних чи тектонічних умов. Змінюються інтенсивність і поєднання схилових процесів. Останні залежать і від *морфології схилів (стрімкості, довжини, форми профілю)*.

Поділ схилів *за стрімкістю* такий:

1) дуже стрімкі (більше 35°);

2) стрімкі (15-35°);

3) середньої стрімкості (8-15°);

4) пологі (4-8°);
5) дуже пологі (2-4°).

Величина стрімкості дає змогу робити висновки про характер та інтенсивність процесів на схилах, а також можливості їх господарського використання.

За довжиною серед схилів виділяють:
1) довгі (понад 500 м);
2) середньої довжини (50-500 м);
3) короткі (менше 50 м).

Довжина схилу визначає кількість вологи, що потрапляє на схил і, як правило, різну інтенсивність схилових процесів.

За формою профілю схили поділяють на:
1) прямі;
2) опуклі;
3) ввігнуті;
4) східчасті.

Цей показник дає змогу в окремих випадках судити про *характер взаємодії екзогенних і ендогенних сил*, а також несе інформацію про *інтенсивність схилових процесів* у конкретному місці на схилі.

3.4.2. Характеристика типів схилів (за О.І.Спиридоновим)

Гравітаційні геологічні процеси проявляються в переміщенні гірських порід по земній поверхні безпосередньо під дією сили тяжіння з підвищених ділянок у понижені. Ці процеси спостерігаються на різних схилах, у зв'язку з чим їх часто називають схиловими. За особливостями схилових процесів О.І.Спиридоновим виділено такі типи схилів:

1. *Схили власне гравітаційні.* Їх стрімкість понад 35-40°; уламки гірських порід, які утворюються у результаті процесів вивітрювання, скочуються вниз по схилу під дією сили тяжіння й акумулюються біля його підніжжя. Серед схилів цього типу виділяють окремі види: *1) обвальні; 2) осипні; 3) лавинні.*
2. *Схили блокових рухів* характеризуються стрімкістю 20 - 40°. Вони утворюються при переміщенні вниз по схилу блоків гірських порід різних розмірів. Останньому процесу сприяє наявність підземних вод, але суттєву роль відіграють і процеси гравітації. Види схилів блокових рухів: *1) зсувні; 2) оплывно-зсувні; 3) схили відсідання.*
3. *Схили масового зміщення плаща пухкого матеріалу* зі стрімкістю – від 2-3° до 40°. Характер зміщення ґрунту залежить від його консистенції, зумовленої кількістю води, яка в ньому знаходиться. До цих схилів належать: *1) солефлюкційні; 2) дефлюкційні; 3) курумові.*
4. *Делювіальні* схили мають стрімкість від 2-3° до 25-30°. Переміщення матеріалу вниз по схилу залежить від групи факторів, але в першу чергу – від стоку дощових або талих вод.

Матеріал, який акумулюється біля підніжжя схилу, називається делювієм.

Рис. 21. Делювій в місці переходу корінного схилу до прилеглої рівнини

Близько 80 % поверхні суходолу – схили стрімкістю переважно до 10°. У природних умовах, а також при розорюванні таких схилів, *делювіальний змив* поєднується з повільним зміщенням товщі уламкового матеріалу (пухких відкладів) вниз по схилу (рис. 21). У кінцевому результаті саме цей процес основний у формуванні схилів, а всі інші – зсувні, осипні, обвальні, делювіальні і т.п. – тільки ускладнюють при певних умовах процес масового зміщення пухкого матеріалу.

Водночас, масове зміщення відкладів малопомітне явище, і вважається, що товща утворених вивітрюванням відкладів – джерело матеріалу для решти процесів на схилах. Важливе встановлення окремих показників, що визначатимуть масштаби такого руху: гранулометричного складу відкладів, їх вологості і консистенції. Під останньою розуміють фізичний стан речовини – здатність її деформуватися під впливом власної ваги чи додаткового зовнішнього навантаження.

За консистенцією ґрунти можуть бути *твердими, пластичними і плинними*. На консистенцію впливають також форма частинок (округлі, гострокутні), агрегатний стан води (вода чи лід), наявність колоїдів у розчинах (*тіксотропність*) і кристалізаційні зв'язки. Швидкість масового руху відкладів залежить від консистенції, але, крім того, і від потужності шару рухомих порід. Якщо ґрунт рідкий (тече, як рідина), то швидкість руху товщі осадів на схилах може сягати тисяч міліметрів на рік, але при цьому охоплювати дуже короткий період часу. Такий рух ґрунту називають *солефлюкція*. Вона характерна для районів вічної мерзлоти.

Якщо консистенція ґрунту в'язка, то його течія проходить досить повільно (десятки мм/рік) і може бути непомітна для спостерігача. У помірних широтах "в'язке" переміщення властиве добре зволоженим нижнім частинам схилів і називається *закритою солефлюкцією*, бо спостерігається в умовах збереження рослинного покриву.

Повільне зміщення ґрунту – *дефлюкція,* відбувається внаслідок пластичних (в'язкопластичних) деформацій. Причини, що їх зумовлюють, пов'язані насамперед зі змінами температури, вологості, промерзанням і відтаненням. Швидкість *дефлюкції* – в межах мм/рік.

На територіях зі щорічним промерзанням-відтаненням ґрунту, на межі поверхні мерзлої породи часто виникає надлишкове зволоження. При в'язкопластичній консистенції ґрунту в цих шарах проходить зміщення по поверхні ковзання сезонно-мерзлого ґрунту. Зі збільшенням шару відтанення горизонт зміщення пересувається вглиб, а ґрунт набуває *шаруватості*.

У напівпустелях і пустелях сухі щебнювато-дресв'яні маси при відсутності рослинності рухаються вниз по схилу внаслідок змін температури, а отже, й об'ємів частинок, які їх утворюють. Ґрунт при цьому пересувається досить повільно, зазвичай декілька мм/рік. Цей вид руху називають *сповзанням* або *десерпцією*.

Потужність товщі схилових утворень денудаційних частин схилів змінюється в діапазоні від 1,0 до 2,5 метрів. Відклади потужністю менше одного метра спостерігаються на схилах стрімкістю понад 30°. Підвищена потужність відкладів виявлена в місцях акумуляції. Як правило, це місце дотику схилу до слабконахиленої чи горизонтальної поверхні – тимчасового базису денудації.

Швидкість руху товщі уламкових відкладів зростає вниз по схилу, що пояснюється збільшенням у цьому ж напрямку вологості, а тому й пластичності або плинності ґрунту в рухомому шарі. Чим довший схил, тим більше вологи в його нижній частині і тим швидше рухаються тут ґрунтові маси. У місцях, де збільшення швидкості незначне, зростає потужність схилових відкладів.

Форма профілю схилів масового руху товщі пухких відкладів переважно *опукло-ввігнута*. В умовах гумідного клімату помірних широт у нижній частині схилів рух має *характер в'язкої течії*, тобто *повільної солефлюкції*. В середній частині схилу стрімкість зростає, ґрунт стає менш вологим і переважає *дефлюкція*. У верхній частині схилу, де стрімкість найменша, рух повільніший, ніж на нижніх пологих частинах схилу, тобто у ґрунті відносно мало дрібнозему і відносно невелика потужність схилових утворень. У нижній частині схилів масового зміщення іноді утворюються *натічні* чи *солефлюкційні тераси*. Їх крутий уступ утворюється і підтримується накопиченими великими уламками поблизу уступу тераси. Форма профілю схилів, які утворюються масовими рухами матеріалу, залежить від швидкості «зрізання» корінної породи схилу.

3.4.3. Зсувні, обвальні та осипні процеси на схилах

Гравітаційні процеси полягають у руйнуванні гірських порід, переміщенні матеріалу вниз по схилу (основна частина процесу) і накопиченні маси гірських порід у понижених частинах схилу і біля його підніжжя.

У гравітаційних процесах головними факторами є сила тяжіння (гравітаційний) і вода (аквальний). Категорії, групи і типи гравітаційних процесів виділяють за участю води (табл. 3).

Під зсувом розуміють зміщення гірських порід на схилах, при якому переважає ковзання по наявній або по утворюваній поверхнях.

На відміну від масового зміщення уламків, процеси зсування захоплюють не тільки поверхневу частину, але й гірські породи, розміщені на глибині в десятки і сотні метрів. При зсувах рухаються не лише схилові утворення, але й корінні породи, з яких складається схил. Зсувним процесом може охоплюватися весь схил або його частина, долини ярів тощо.

Таблиця 3

Класифікація гравітаційних процесів

Категорія	*Група*	*Тип*
Власне гравітаційні	Провальна	раптові провали, обвали прості і складні, каменепади
	Обвальна	зсуво-обвали, осипи, просадка, схиловий крип
Водно-гравітаційні	Крипова зсувна	зсуви: глибові, блокові, терасоподібні, циркоподібні
Гравітаційно-водні	Зсувно-потічна	зсувні потоки, опливини, селі, лахари
Підводно-гравітаційні	-	підводні обвали, підводні зсуви

У верхній частині зсувного району розрізняють: круті увігнуті стінки – *стінки відриву* зсувних тіл. Їх ще називають *зсувними цирками*, бо у плані останні мають напівкруглий вигляд і стрімкість 30-50°. Часто зсувні маси утворюють *зсувні тераси* з припіднятими зовнішніми краями. При продовженні руху вони ще неодноразово подрібнюються і зсувний схил у нижній частині набуває вигляду *хаотично погорбкованої поверхні* (рис. 22).

Вирівняна ділянка схилу називається *ложем зсуву* або *поверхнею ковзання*. Це частина схилу, по якій рухається зсувне тіло. Останнє має різні розміри і форму. Найчастіше воно обмежене зверху рівною або горбистою поверхнею, яка має нахил до схилу. У передній частині зсувне тіло повернуте в напрямку руху зсуву. Тут воно характеризується обривистим горбистим схилом. Зсув рухається, як правило, по глинистих породах, які є водоупором для водоносного горизонту. Вода порушує зв'язки між ложем зсуву і розміщеними вище породами і цим сприяє розвитку зсувних процесів.

Процеси зсування зв'язані з підземними водами. Зміни режиму підземних вод – підняття їх рівня – може призводити до розвитку зсувів у районах, де їх не було.

Отже, для виникнення зсувів необхідні умови:

1) досить стрімкий схил (не менше 15-20°);
2) відповідні гірські породи;
3) підземні води.

За особливостями процесу зсування, які знаходять своє відображення в морфології і будові схилу, Г.С.Золотарьов виділяє зсуви: *видавлювання* (*детрузивні*, внаслідок посилення тиску на верхню частину зсувного тіла), *ковзання*, чи *в'язкого руху* (*деляпсивні*, при розвантаженні нижньої частини схилу і вільному ковзанні зсувного тіла) та зсуви *складного поєднання* процесів. Часто зсуви утворюють перехідні форми до обвалів.

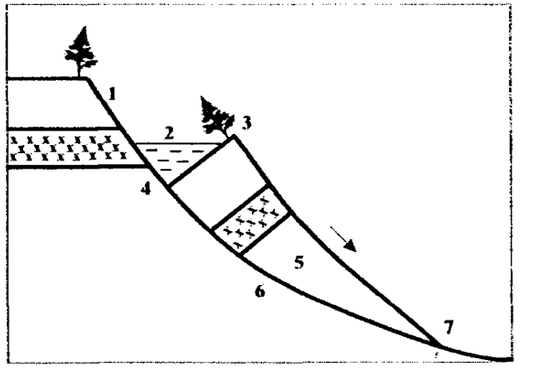


Рис. 22. Зсув: *1 – надзсувний уступ (зсувний цирк); 2 – озеро; 3 – "п'яний" ліс; 4 – тиловий шов; 5 – зсувне тіло; 6 – поверхня ковзання; 7 – підошва*

Масштаби зсувів досить різні, але найбільші досліджені зсуви мали об'єм

породи, що вимірюється сотнями млн. кубометрів і масу у млрд. т. Крім величезних зсувів ковзання, є значна кількість порівняно невеликих зсувів, які розвиваються на схилах малих рік і ярів. Вони здійснюють гігантську роботу по перетворенню поверхні Землі та її рельєфу. Швидкість руху зсувів також різна: тривалість усього процесу може бути від десятків хвилин до років із перервами на сотні років.

Розвиток зсувного процесу в природі припиняється, якщо схили стають менш стрімкими. Практично причини, що зумовили схилові процеси на даній ділянці, можуть привести до їх припинення через зміну нахилу ділянки місцевості. Різкі зміни режиму підземних вод, зливи, підрізання основи схилу внаслідок ерозії або абразії, потужні сейсмічні поштовхи ведуть до різкого збільшення активності зсувних процесів, після чого вони можуть припинятися на багато років. Часто активізації зсувів сприяє антропогенна діяльність *(антропогенні зсуви)*.

Якщо в гравітаційних явищах вода відіграє важливу роль, то матеріал пересувається способом сплівання, «твердої» течії. Серед цих об'єктів розрізняють:

1) опливини – дрібні грязеві потоки, що пересуваються на незначну відстань;

2) зсувні потоки – грязеві потоки, які утворюються при інтенсивних дощах чи таненні снігу і вода настільки сильно розчиняє матеріал, що він втрачає первинну структуру, а після відкладення і висихання – є накопиченням окремих грудок землі;

3) селі – потоки з води (річкової, дощової, зрідка – підземної) і різного матеріалу. У залежності від розмірів матеріалу, що переноситься водою, селі ділять на *грязекам'яні* (насичені однаковою мірою і дрібними, і великими уламками); *водокам'яні* (переважають великі уламки порід – валуни та глиби) і *грязеві* (переважають тонкі глинисті частинки). Селі найчастіше утворюються під час або після сильних злив в умовах континентального клімату (в Україні поширені в Криму);

4) лахари – грязекам'яні потоки на схилах діючих вулканів, схожі з селями, тільки в їх утворенні беруть участь пухкі вулканічні породи.

При стрімкості схилів понад 35° частинки гірських порід відокремлюються від корінного схилу без додаткового імпульсу і рухаються під впливом сили тяжіння. Якщо відокремлені блоки мають об'єм понад 10 м^3, процес називають *обвалом*, якщо менше – *осипом* або *каменепадом*.

Обвал триває лічені хвилини, але його підготовка продовжується багато тисяч років. Основне в підготовці обвалу – формування крутого схилу. Протягом тривалого часу сили зчеплення найвищого блоку породи з корінним схилом стають меншими за складову сили тяжіння і блок стає рухомим – обвалюється. Майже завжди сили зчеплення в деякий момент послаблюються додатковими зусиллями – сейсмічним поштовхом, вибухом, навіть проїздом поблизу поїзда тощо. І це несподіване втручання стає безпосередньою причиною обвалу, який визрівав багато років.

У верхній частині обвального схилу розміщена ніша у формі напівсфери або її частини. Це місце від якого відірвався блок породи. Внизу під ним завжди спостерігається субгоризонтальна хаотична горбиста поверхня, утворена обвальними нагромадженнями – акумулятивна частина обвального схилу. В трогових долинах ці нагромадження нагадують кінцеві морени за формою і за будовою (складаються

із різноманітних за розміром неокатаних та нешаруватих уламків). Окремі блоки, які при падінні не зруйнувалися, піднімаються над горбистою поверхнею на 20 - 60 м. При переміщеннях на велику відстань і з великою швидкістю (до 30,0 км/год) обвальна товща може рухатись, як лава.

Відсідання схилів, яке завершується обвалом, починається з утворення тріщин відсідання (вузькі лінійні заглиблення, паралельні бровці схилу, глибиною до десятків метрів при звичайній глибині 4 - 7 мм). Відсідання схилів обов'язково переходить в обвал, бо тріщини зростають в об'ємі внаслідок фізичного вивітрювання.

Розміри обвалів можуть бути величезними: в 1911 р. на Памірі обвалилась маса породи об'ємом 8 млрд. т. Вона перегородила річку Мургаб, утворивши греблю висотою 600 м. У 1894 р. у Криму обвалилася частина гори Демерджі довжиною 460 м і шириною 300 - 400 м. Обвальне тіло утворило конус довжиною до 900 м.

Осипання уламків поширено на схилах, де стрімкість в денудаційній частині перевищує 35 - 40°. Неодноразово скочуючись по одному й тому ж місці, каменепади виробляють на схилах лінійні заглиблення, по яких і рухається головна маса уламків. Інтенсивність осипання залежить від властивостей гірської породи, з якої побудований схил, його стрімкості і висоти. Пік інтенсивності осипання спостерігається навесні. Виявлено, крім сезонних змін, інтенсивності осипання і коливання рік від року.

3.4.4. Делювіальні процеси та ерозія на схилах

Змив частинок ґрунту дощовими або талими водами називають делювіальним змивом.

Він буває *струменевим* або *борознистим*. У першому випадку струмені води, що стікають по схилу, то зливаючись, то розгалужуючись, утворюють сітку на поверхні схилу. В другому випадку вода стікає по борознах – лінійних заглибленнях до 10 - 20 см. Із борозен у ході розвитку можуть утворитися ритвини і яри.

Інтенсивність делювіального змиву залежить від:

1) кількості води, що стікає по схилу;
2) швидкості її стікання;
3) руйнівної дії дощових капель;
4) властивостей ґрунту;
5) рослинного покриву на схилі;
6) нерівностей мікрорельєфу схилу.

Чим триваліша та інтенсивніша злива, тим більші коефіцієнт і величина (шар) стоку. Основний змив відбувається при екстремальних зливах. Тривалі "моросячі" дощі мають інтенсивність у соті частки мм/хв. Значна частина вологи при випаданні втрачається на випаровування та інфільтрацію.

Кількість води, що стікає по поверхні схилу, розподіляється нерівномірно – більше її в нижній частині схилу, до того ж змив тут триваліший. На схилах великої довжини (сотні метрів) глибина струменів досягає понад 10 мм, і постійно спостерігається перехід від струменевого до борознистого стоку.

Швидкість стікання води на схилі залежить від її кількості і від нахилу поверхні.

Вимірювання на дослідних станціях виявило, що кількість змитого матеріалу пропорційна квадратові величини стоку води і прямо пропорційна синусу кута нахилу поверхні схилу.

Через те, що в нижній частині схилу маса води більша, вища і швидкість стікання води, тому тут зростає ерозійна здатність площинного змиву. Водночас внизу схилу стікаюча вода має підвищену мутність і перевантажена відносно грубим уламковим матеріалом, який дещо зменшує інтенсивність змиву. Окрім дрібнозему, стікаючою водою переноситься і галька та щебінь.

В останні роки велику увагу приділяють руйнівній дії на ґрунт крапель дощу. При ударянні крапель ґрунтові агрегати, утворені пилуватими і глинистими частинками, руйнуються. При цьому дрібнозем розкидається і відносно легко переміщується струменями стікаючої дощової і талої води. Не менш важливе те, що удари крапель дощу збільшують транспортуючу здатність схилових потоків малої глибини. При цьому вміст наносів у потоці зростає в 10-25 разів.

При характеристиці ерозії ґрунту використовується поняття *ерозійний індекс опадів*. Останній – це добуток кінетичної енергії дощу на його 30-хвилинну максимальну інтенсивність. Ця величина для території України найбільша в лівобережній частині, причому ерозійний індекс змінюється протягом року.

Струмені площинного змиву легко змивають пилуваті частинки, перекочують піщані та повільно зносять зерна гравію й щебеню. Тому сумарний змив пилуватих частинок має менше значення, порівняно із алевритом. Тонкі глинисті частинки при зволоженні переносяться досить легко. Але в природі вони утворюють складні агрегати, а іноді служать "цементом" для скріплення крупніших частинок. На руйнування останніх потрібно більше часу, ніж тривалість дощів такої інтенсивності, в результаті якої виникає поверхневий стік. Тому глинисті ґрунти в природному стані добре протистоять розмиву струменями площинного змиву.

Рослинний покрив регулює площинний змив. За даними вчених, на схилах стрімкістю більше 35°, але задернованих багаторічними травами, змиву практично немає. Це підтверджується і практично відсутністю ерозії в Карпатах. На дослідних ділянках із нахилом 22° залісених схилів Кавказу виявлено змив близько 1 м^3 з 1 км^2 за рік, що відповідає нікчемному шару денудації 0,001 мм/рік (1 м за млн. років).

М.М.Заславський пропонує основним критерієм змитості ґрунтів вважати зменшення запасів гумусу в ґрунті.

Величини, одержані при вивченні змиву на розораних схилах, у всіх місцях більші за величину денудації, визначену за твердим стоком рік. Більше половини, а іноді 3/4 дрібнозему, що змивається з полів, не досягає русел рік. Частина їх відкладається на нижніх ділянках схилів, де збереглася природна рослинність, частина відкладається на поверхні заплав і терас. Відкладений матеріал – делювій – утворює шлейфи потужністю від 1 до 20 м.

Делювію властиві такі ознаки: *однорідність, вертикальна окремість; пористість 30 - 50 %; карбонатність; легка коса шаруватість; наявність горизонтів похованих ґрунтів.*

Накопичення делювію на шлейфах проходить імпульсами після значних злив. Середня інтенсивність осадонакопичення вимірюється десятими частками мм за рік.

В Україні розвитку ерозії сприяють низька лісистість і велика сільськогосподарська освоєність території, при цьому частка орних земель у сільськогосподарських угіддях сягає 80 %. За даними С.Ю.Булигіна, еродованість сільськогосподарських угідь в Україні складає близько 33% (табл. 4).

Таблиця 4

Еродованість сільськогосподарських угідь України, тис. га

Адміністративна область	*Площа с.-г. угідь*		*Площа орних земель*	
	всього	*еродованих*	*всього*	*еродованих*
Вінницька	1850,2	752,9	1602,0	627,9
Волинська	967,5	129,1	611,1	114,3
Дніпропетровська	2373,1	1026,8	2025,3	871,1
Донецька	1917,3	1271,2	1529,8	1041,2
Житомирська	1475,0	66,5	1152,1	58,3
Закарпатська	357,2	37,2	152,1	7,7
Запоріжська	2160,5	769,8	1853,6	593,6
Івано-Франківська	340,1	95,9	287,7	79,1
Київська	1539,3	172,8	1293,5	138,2
Кіровоградська	1938,3	1000,1	1705,2	841,8
Кримська АР	1729,2	303,1	1191,1	141,5
Луганська	1816,3	1195,3	1364,0	902,7
Львівська	1118,3	240,0	749,0	195,8
Миколаївська	1934,8	903,0	1647,4	722,4
Одеська	2445,9	1255,8	1988,2	970,4
Полтавська	2054,3	352,8	1726,4	299,5
Рівненська	815,6	128,1	592,6	113,7
Сумська	1618,0	291,0	1259,6	218,7
Тернопільська	962,2	372,4	816,1	307,9
Харківська	2287,6	1036,8	1872,3	826,5
Херсонська	1908,6	229,3	1712,2	191,4
Хмельницька	1437,8	574,4	1200,8	485,4
Черкаська	1293,7	360,5	1165,0	310,5
Чернівецька	410,3	205,1	295,1	139,7
Чернігівська	1954,3	59,5	1390,9	48,0
Всього	**38705,4**	**12829,4**	**31245,1**	**10247,3**

3.4.5. Процеси, пов'язані з площинними і русловими потоками

Процес площинного змиву на схилі з часом може переходити в лінійний стік і, відповідно, в лінійний розмив, який веде до виникнення ерозійних форм рельєфу: ритвин, ярів, балок.

У розвитку флювіальних процесів на схилах у часі та просторі спостерігаються дві протилежні тенденції: *концентрація* і *деконцентрація* водотоків. Вони істотно впливають на *морфолітогенез*, що виражається в утворенні певних форм рельєфу і відкладів.

При концентрації площинний стік, що певний час існує на схилах, перетворюється в русловий, водність і розміри якого закономірно зростають у напрямку течії.

Одночасно збільшується їх вплив на власне ложе, а також на розміри і потужність відкладів.

Концентрація найкраще виявляється у верхів'ях і середній течії басейнів. При деконцентрації великий потік ділиться на декілька менших, водність і ерозійна здатність яких спадають. Останній процес більше властивий нижній течії рік.

Концентрація і деконцентрація стоку визначають напрямок флювіального процесу, а отже, вид і характер відкладів. При концентрації водотоків спостерігається переважання ерозійної складової флювіальних процесів, внаслідок чого утворюється річкова долина ("ерозійна чаша"), в межах якої акумулятивні відклади мають підпорядковане значення. У випадку деконцентрації водотоків переважає акумулятивна складова флювіальних процесів, у результаті чого утворюється *дельта*.

Концентрація і деконцентрація – своєрідні форми прояву закону *саморозвитку водотоків*. Концентрація зв'язана зі здатністю потоків до злиття один з одним, у ході якого потужніші водотоки ніби "притягують" до себе менші струмки. Така їх особливість пояснюється тим, що ерозійні заглиблення, які вони самі собі виробляють, є відкритими від'ємними формами рельєфу. Це стимулює приплив води до них, збільшення глибини і швидкості течії, а значить, і посилений розмив, який приводить до зростання розмірів і здатності до концентрації даних форм. Із ростом у глибину і довжину вони зосереджують у собі все потужніші потоки за рахунок води, що потрапляє до них зі збільшенням площі водозбору. З цієї причини *нерусловий стік* і з часом стає *руслови*м. Тимчасові руслові потоки, що виникли таким шляхом, зливаючись один з одним і, отримуючи додаткове живлення за рахунок ґрунтових вод, перетворюються в постійні. Останні утворюють найбільший для даного басейну русловий потік, у гирловій області якого на межі з дельтою рідкий і твердий стоки досягають максимальних значень.

Описаний спосіб концентрації стоку, протягом якого потік, еродуючи земну поверхню, сам створює умови для перетворення площинних потоків у руслові та для об'єднання малих руслових водотоків у більш значні, отримав назву *ерозійної концентрації*. Вона полягає в зосередженні пластових потоків у поглиблених руслах (*руслова концентрація*) і в об'єднанні (злитті) малих руслових потоків у великі в межах водозбірних басейнів (*територіальна концентрація*). У першому випадку утворюються русла і долини, а вдругому – системи долин й ерозійні чаші.

Ерозійна концентрація спостерігається лише у водотоків, що врізаються в глибину. Внаслідок природної боротьби за водозбір найбільш потужні і глибоко врізані потоки перехоплюють менш енергійні струмки. В нижній течії більшість річок не здатні врізатися у глибину. Ерозійна концентрація там не виявлена і змінюється *деконцентрацією*, яка стимулюється акумулятивною діяльністю потоків, зумовлено невеликими нахилами.

Деконцентрацію, пов'язану зі здатністю рік, в яких переважає акумуляція, розширювати свої русла чи виходити за їхні межі й утворювати там бокові розгалуження (рукави), називають *біфуркацією*.

Рис. 23. Біфуркація ріки, зумовлена акумулятивними процесами в її руслі

Ці явища пов'язані з акумуляцією алювію на дні річки, завдяки чому вона ділиться на потоки (*руслова багаторукавність*) або переміщується вверх з утворенням бічних розгалужень (рис. 23) . Вони в одних випадках знову поєднуються з головним руслом (*заплавна багаторукавність*), а в інших – впадають у водоприймальний басейн чи закінчуються сліпо (*дельтова багаторукавність*). Останнє зустрічається в сухих дельтах аридних територій. Усі ці явища пояснюються поступовим розширенням річкових долин у результаті зміщення русла по їхньому дну. У зв'язку з цим долини покриваються достатньо потужним шаром алювіальних відкладів, з яких складається заплава.

З появою цього елемента рельєфу істотно змінюється гідродинамічна структура водного потоку. У паводки він виходить із русла і розливається по поверхні заплави, набуваючи в цій частині рис, характерних для неруслових потоків (більша ширина, невелика глибина, невисока швидкість).

Завдяки зміщенню русла в пухких алювіальних відкладах під впливом відцентрових сил зростає звивистість річки, збільшується її довжина і зменшується нахил.

Маса води, яка припадає на 1 м довжини долини, при інших рівних умовах, в заплавних долинах завжди більша, ніж у беззаплавних. Деяка частина річкової води затримується в старичних та інших водоймах заплав, за рахунок чого збільшується втрата на випаровування та інфільтрацію у ґрунт. Витрата руслового потоку наростає вниз по течії не так енергійно, як у беззаплавних долинах. Ось такі гідрологічні ознаки деконцентрації водного потоку. Поряд із ними існують і геоморфологічні критерії цього процесу.

Внаслідок акумуляції алювію на дні річки розмив спостерігається лише на її берегах, що веде до розширення русла.

Цей процес супроводжується падінням середніх швидкостей течії і появою в руслі ріки акумулятивних утворень, складених наносами, що транспортуються процесом волочіння (берегових відмілей, кіс, осередків). Вони можуть зберігатися впродовж

тривалого періоду часу і сприяють поділу русла на протоки і рукави. Так виникає *руслова багаторукавність*, що є важливою ознакою деконцентрації водного потоку.

При збільшенні інтенсивності акумуляції наносів, коли останні відкладаються не лише на дно, але й одночасно на обидва схили русла, *завершується не тільки донна, але й бокова ерозія*. Русло потоку переміщується вверх, що супроводжується проривом берегових дамб і утворенням рукавів, які так характерні для дельт. Русло ріки в цьому випадку виявляється на одному рівні з навколишньою територією чи навіть вище неї і тому втрачає можливість зосереджувати стік. Тут його функція інша. Ділячись на рукави, воно виконує роль розподілювача води і наносів по земній поверхні. Про це свідчить *віялоподібний* малюнок гідрографічної сітки.

Деконцентрація потоку може бути *руслової*, коли потік, виходячи на заплаву, меандруючи і ділячись на рукави, постійно залишається в межах виробленої ним від'ємної форми рельєфу – *ерозійної долини*. Руслова деконцентрація виявляється в тому, що в долині з'являються розширені лінії. В їх межах русло річки меандрує і ділиться, причому фуркація відображає вищий ступінь деконцентрації потоку, ніж меандрування. Руслова деконцентрація в області гирла поступово змінюється деконцентрацією територіальною, коли потік виходить за межі своєї долини і, залишаючи русло, вже більше в нього не повертається. Потік розтікається по акваторії водоприймального басейну чи дельти і, фільтруючись у власні відклади, живить ґрунтові води.

Територіальна деконцентрація відбувається за межами річкових долин у берегових і материкових дельтах і конусах виносу. Там, завдяки різкому зниженню живої сили водотоку і відсутності корінних берегів, умови для неї найоптимальніші. Зовні вона виражається в розщепленні єдиного руслового потоку на рукави, послідовно зменшуючи свої розміри і водність при кожному новому поділі. Одночасно в тому ж напрямку зростає кількість дельтових проток і рукавів. Деконцентрація потоку виражається також у збільшенні ширини дельт і конусів виносу в напрямку течії потоку, в концентричній зональності їхніх відкладів, що особливо добре спостерігається в *пролювіальних конусів виносу*.

Описаний вище процес уже здійснюється постійними водотоками – річками, хоча його початок пов'язаний із площинним змивом на схилах.

Отже, площинний змив може переходити в русловий стік, внаслідок чого утворюється річкова система.

Але не у всіх випадках природні умови сприяють такому переходу. Іноді площинний стік завершується утворенням ярів, у яких стікання води відбувається тільки при випаданні атмосферних опадів чи таненні снігу.

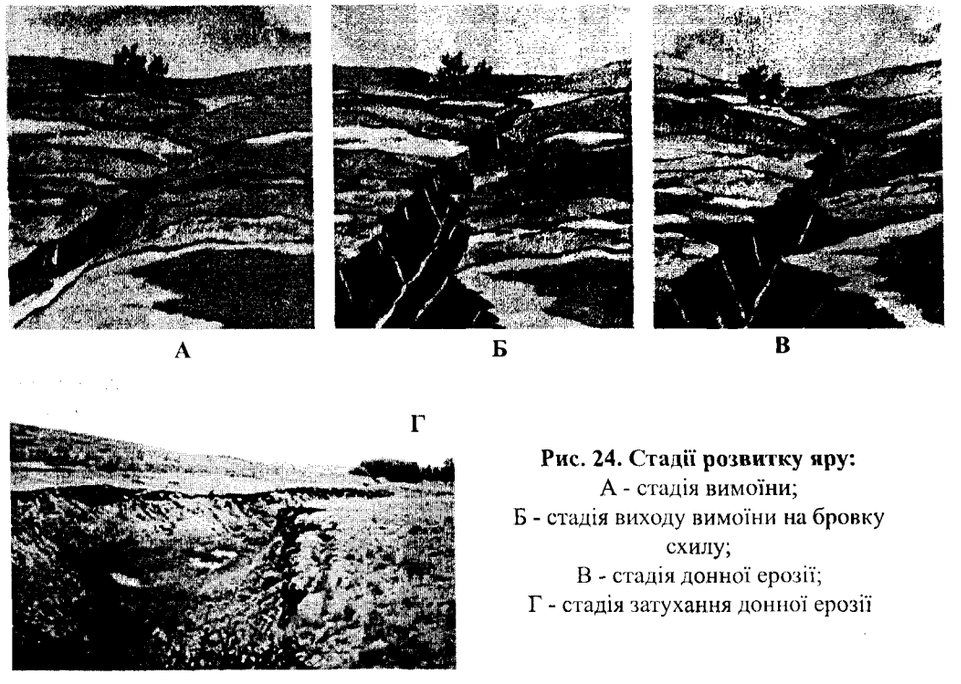
Рівномірний площинний стік спостерігається в межах відносно рівних схилів. Здебільшого на схилах існують природні нерівності, пониження і підвищення, улоговини. В окремих випадках вони можуть мати антропогенне походження. Зустрічаючи такі нерівності, окремі струмені води зливаються у водні потоки, які вже здатні розмивати поверхню схилу, тобто виконувати ерозійну роботу. Результатом останньої на схилах є утворення ярів, розвиток яких проходить у 4 стадії (згідно з С.С. Соболєвим):

1) *перша стадія* (рис. 24; А) – це утворення на схилі *вимоїни*, в якій все більше концентруються атмосферні опади, що зумовлює посилення ерозії. Одночасно із заглибленням водорию відбувається збільшення її довжини вниз і вверх по схилу;

2) *друга стадія* (рис. 24; Б) починається з *виходом вимоїни на бровку схилу* вбік вододілу та утворенням вершинного перепаду. Повздовжній профіль яру на цій стадії дуже крутий, невирівняний, а його устя "висяче", тобто не відкривається в долину. На всьому протязі яру спостерігається інтенсивна *глибинна ерозія*, а після значного випадання опадів або танення снігу вода підмиває вершинний перепад і він обвалюється. Так яр продовжує збільшуватися у напрямі вододілу вверх по течії, а цей процес називають *регресивною* ("задкуючою") *ерозією*. Крім збільшення яру вверх по течії, відбувається його розширення і вниз, до місця впадіння, тобто до *місцевого базису ерозії*;

3) з часу з'єднання яру з місцем, куди він впадає, починається *третя стадія* (рис. 24; В) . Донна срозія поступово згладжує нерівності дна яру. Повздовжній профіль вирівнюється і набирає форми ввігнутої кривої, а в поперечному перерізі – *V-подібного вигляду зі стрімкими стінками*;

4) *четверта стадія* (рис. 24; Г) – стадія затухання донної ерозії. При цьому обривисті стрімкі *схили виположуються внаслідок осипання* і на них з'являється рослинність *(задерновуються)*. Вода, захоплюючи осипні, делювіальні та інші гравітаційні утворення, частково відкладає їх, формуючи *пролювіальні відклади*. У місці виходу яру в долину ріки або в озеро (море) місцями формується *конус виносу* (рис. 25).



А Б В

Г

Рис. 24. Стадії розвитку яру:
А - стадія вимоїни;
Б - стадія виходу вимоїни на бровку схилу;
В - стадія донної ерозії;
Г - стадія затухання донної ерозії

Якщо дно яру досягає рівня підземних вод, то в яру виникає постійний водотік. Це веде до подальшого розвитку яру і поступового його перетворення в невелику річкову долину. Четверту стадію розвитку яру ще називають стадією *балки*.

Інтенсивність яркової ерозії залежить від таких чинників: кліматичних особливостей, рельєфу, геологічної будови (склад, характер залягання гірських порід), наявності і складу рослинного покриву, тектонічних рухів території, антропогенної діяльності.

По-іншому відбувається робота тимчасових водотоків на гірських схилах. Для таких тимчасових річок виділено три основні частини: *водозбірний басейн, канал стоку* та *конус виносу*.

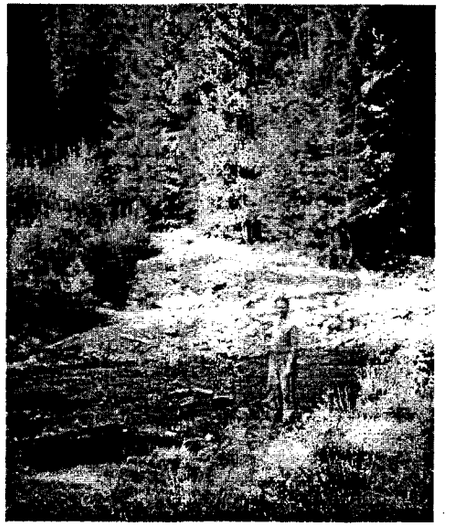


Рис. 25. Конус виносу

Водозбірний басейн у рельєфі виглядає як *лійка* чи *амфітеатр*, схили якого прорізані розгалуженими водотоками, які зливаються до центру лійки. Нижче водозбірного басейну розміщений *канал стоку* – русло з V-подібним поперечним перерізом і великою стрімкістю повздовжнього профілю. Під час сніготанення або випадання дощів всі вимоїни водозбірного басейну і канал стоку заповнені водою, яка має величезну швидкість. Тому при русі вода захоплює різноманітний уламковий матеріал, що посилює руйнівну роботу потоку. При виході його на передгірську рівнину швидкість течії різко зменшується і водний потік розпадається на окремі русла, утворюючи *віялоподібний конус виносу*, в якому відкладається весь принесений матеріал (*пролювій*). Чим далі від вершини конуса виносу, тим дрібніші уламки: у вершинній зоні – галька, гравій і щебінь; у середній частині – піски, супіски, місцями суглинки; на периферії – пилуваті відклади.

3.5. Геологічна діяльність головних екзогенних факторів

3.5.1. Геологічна робота вітру

Геологічна робота вітру полягає в поєднаній дії чотирьох процесів: *дефляції, коразії, переносі* та *акумуляції*.

Дефляція – видування та розвіювання вітром частинок гірських порід різних розмірів.

Унаслідок цього процесу утворюються характерні скелі та останці, які мають чудернацькі форми і нагадують антропогенні споруди (карнизи, скелі – маятники, колонади, обеліски, ніші тощо, рис. 26). Так, В.О. Обручевим на території внутрішньої Азії ще в 1905 році було відкрито "еолове місто", створене вітром у мезозойських пісковиках і строкатих глинах.

Дефляція завдає величезних збитків сільськогосподарським землям, які внаслідок видування втрачають верхній родючий шар ґрунту. При інтенсивних суховіях за одну бурю розвіюється і втрачається до 10 – 12 см найродючішого верхнього горизонту ґрунтів. В Україні дефляції зазнають південні степові райони, а також окремі території на Поліссі.

Коразія – руйнування гірських порід уламковим матеріалом (переважно піском), який переноситься вітром.

Частинки піску можуть підніматися вітром на висоту 2 – 3 м, зрідка до 8 – 10 м. Максимальна коразійна робота властива для нижніх 1 – 2 м над землею, де зосереджено найбільше ситучого матеріалу. Внаслідок коразії не тільки руйнуються монолітні породи, але й посилюється вивітрювання.

Рис. 26. Еолові форми рельєфу, утворені внаслідок коразії

Акумулятивна еолова діяльність територіально прилягає до пустель і узбережжя морів, великих озер та рік. В залежності від режиму вітрів виділяють декілька *типів акумулятивного піщаного рельєфу*:

1) барханні піски;
2) барханні ланцюги;
3) пірамідальні форми;
4) грядові форми.

Бархан – асиметричний серпоподібної форми піщаний горб, орієнтований перпендикулярно до панівного напряму вітру.

Навітряний схил – довгий і пологий (до 10 - 15^0), підвітряний – короткий та стрімкий (до 30 - 35^0). Висота барханів може складати до 15 м, місцями – до 20 – 30 м; у поперечнику бархан має 40 – 70 м, іноді – до 140 м.

Бархани, з'єднуючись один з одним, утворюють барханні ланцюги, які зорієнтовані перпендикулярно до напрямку домінуючих вітрів і в плані нагадують ніби скам'янілі морські хвилі (рис. 27; А). Висота ланцюгів складає до 150 м, а довжина – до 700 км. Високі барханні ланцюги називають *даванами*. Вони особливо розповсюджені в Центральній Азії.

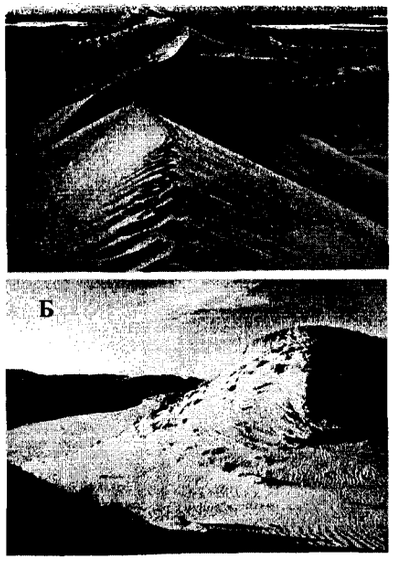


Рис. 27. Давани (А) та дюни (Б)

Інтенсивна еолова діяльність спостерігається не лише в пустелях, але й в окремих регіонах, для яких характерними рисами є велика кількість піску, не перекритого рослинністю, та сильні постійні вітри. Такі умови притаманні прибережним морським і озерним районам та узбережжям рік (наприклад, Дніпровські піски на півдні Херсонської області). За цих умов утворюються найпоширеніші форми рельєфу – *дюни* (рис. 27; Б).

Типова дюна – це гряда, тобто її довжина значно перевищує ширину і висоту та, на відміну від бархана, відсутня асиметричність у плані.

Дюни бувають різних розмірів і форм: *параболічні, шпилькоподібні, веретеноподібні* тощо.

Перелічені процеси характерні для районів, де є велика кількість дрібного за розмірами матеріалу (пісок, пил), який може переноситися вітром. Тому в результаті акумуляції дрібноуламкового матеріалу, а також при формуванні нових відкладів утворюються *еолові породи*, до яких відносять і *леси*. Характеристику останніх розглядатимемо в розділі 5.

3.5.2. Геологічна робота рік

Ерозія, переніс та акумуляція – головні процеси в річкових долинах.

Здатність ріки проводити певну роботу називають *живою силою* (К). В залежності від співвідношення між живою силою ріки (К) та масою наносів, які вона переносить (L), виділяють три види процесів у річці: K>L – *переважає ерозія;* K=L – *динамічна рівновага між ерозією та акумуляцією;* K<L – *переважає акумуляція*. Зазначимо, що одночасно в руслі ріки можуть проходити всі три процеси.

$$K = \frac{mV^2}{2}$$

K - жива сила річки;
m - маса води в річці, кг;
V - швидкість течії, м/с.

Ерозія в річці ділиться на *донну* і *бокову*. На початку ріка прагне виробити свій *повздовжній профіль дна (профіль рівноваги)*, відносно рівня водоприймального басейну за рахунок донної ерозії. Цей рівень, який визначає глибину ерозії ріки, називається *базисом ерозії*. Розвиток річки відбувається від базису ерозії вверх за законом регресивної ("задкуючої") ерозії, як це здійснюється при роботі тимчасових водних потоків. Пізніше, з посиленням бокової ерозії, річкова долина не лише заглиблюється, але й розширюється, звичайно ж по-різному, залежно від геолого-геоморфологічної будови території.

За умови однакового нахилу поверхні інтенсивність ерозії визначатиметься *масою води* на відповідних ділянках річки. Отже, максимальна ерозія буде на нижній ділянці ріки (*аБ*), а тому з часом профіль дна матиме вигляд *абБ* (рис. 28). На відрізку *аб* утвориться стрімкіший нахил, що приведе до інтенсивнішого розмиву вище точки *а*.

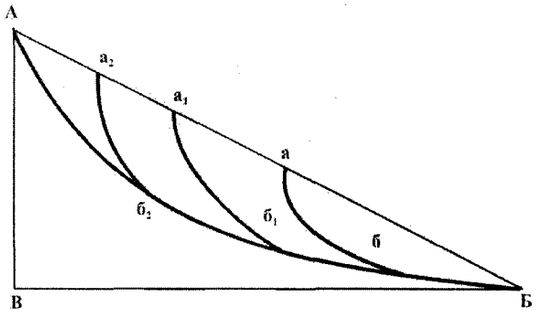


Рис. 28. Формування профілю рівноваги ріки:
А – витік ріки; Б – базис ерозії

У результаті донної ерозії на ділянці $а – а_1$ дно річки опиниться в положенні $а_1б_1бБ$. Тоді посилиться розмив вище точки $а_1$ і т.д. У кінцевому результаті річка заглибить свою долину настільки, що утвориться нова, як правило, ввігнута крива дна $Аб_2б_1бБ$, яку називають *профілем рівноваги ріки.* Проте в природних умовах нахил ріки далеко не рівномірний, а часто порушується крутими уступами, внаслідок чого утворюються *пороги* і *водоспади (рис.29).*

Одночасно з донною ерозією проходить і бокова, роль якої зростає в нижній течії рік або в розвинутих річок, які виробили свій профіль рівноваги і перебувають у стані динамічної рівноваги із фізико-географічними умовами. Із формуванням профілю рівноваги донна ерозія стихає, а інтенсивність бокової – зростає. Остання спрямована на підмивання берегів та розширення долини річки, часто з утворенням *меандр* і *стариць* (рис. 30).

Сприяє боковій ерозії вихідна звивистість рік. Водний потік ріки підмиває *ввігнуті* береги та поступово заглиблюється в них. Одночасно уламковий матеріал виноситься до протилежного, *опуклого* берега, що збільшує звивистість ріки. Поступове зміщення ввігнутих берегів, що підмиваються рікою, та зростання відмілі біля опуклих берегів сприяють збільшенню вигинів ріки, які називають *меандрами*, а процес їх утворення – *меандруванням*.

Боковій ерозії, на думку вчених, сприяє і такий фактор, як обертання Землі навколо осі. В північній півкулі *коріолісове прискорення* спрямоване завжди вправо по відношенню до напрямку руху ріки, тобто ріки, які мають субмеридіональний напрям течії, інтенсивніше підмивають правий берег.

Переніс у руслі ріки здійснюється:
1) волочінням уламків по дну;
2) у зваженому стані;
3) в розчинному стані.

Співвідношення твердого стоку і розчинних речовин залежить від живої сили ріки та рельєфу місцевості. У гірських річок (рис. 31) домінує твердий стік, здебільшого зважені наноси, а в рівнинних річках – стік розчинних речовин. Їх вміст у воді не має зонального поширення.

На всіх етапах розвитку ріки в її руслі відбуваються і процеси *акумуляції.*

Відклади, які накопичуються в річковій долині, називають алювіальними або алювієм.

Останній поділяють на *русловий* (добре перемиті піски різної зернистості, галька, гравій із корінних порід, іноді лінзи мулистих супісків та суглинків);

заплавний (супіски, суглинки, дрібнозернисті глинисті піски, мул) та *старичний* (темноколірні до чорного мулисті піски, суглинки і супіски, збагачені органікою, деколи з торфом) (рис. 32). Зрозуміло, що склад алювію визначається умовами формування і, наприклад, у рівнинних і гірських річках він буде різний.

Наслідком геологічної роботи рік є формування *річкової долини*. Типова долина ріки складається з *русла (річища), заплави* та *надзаплавних терас*.

Залежно від рельєфу, геологічної будови території та водності ріки її *долина матиме різний поперечний профіль*: *V – подібний, U – подібний, асиметричний, ящикоподібний, каньйоноподібний* тощо. Річкова долина може бути симетричною або асиметричною.

Русло, або річище, – найзаглибленіша частина річкової долини, в якій проходить стік води в межень.
Заплава – прируслова частина річкової долини, яка щорічно або раз на декілька років затоплюється водами ріки при повенях.

На поверхні заплави утворюються своєрідні форми рельєфу та відклади, пов'язані з діяльністю ріки. Як правило, ріка відмежовується від заплави прируслови вим валом. За ним розміщується центральна заплава, а поблизу корінних берегів – притерасна заплава. Остання найнижча, порівняно з іншими частинами, і переважно заболочена (рис. 33).

Тераси – східцеподібні уступи на берегах річкової долини, які є реліктовими заплавами.

Найвища тераса – найстарша за часом утворення, найнижча, яка межує із заплавою, – наймолодша. Номерують тераси від наймолодшої до найстаршої. У будові тераси виділяють *терасоподібну площадку, схил, бровку тераси* та *тиловий шов*, де тераса з'єднується з наступною або з корінним берегом.

Виділяють три типи терас (рис. 34): *ерозійні (скульптурні)* – які складаються практично на всьому протязі з корінних порід, алювій зустрічається місцями у вигляді галечників малої потужності; *акумулятивні* – тераси цілком складені з алювіальних відкладів, а корінні береги завжди нижчі від рівня ріки і не виходять на поверхню; *цокольні* – в нижній частині схилу на поверхню виходять корінні породи, а верхня частина схилу і терасоподібний майданчик складені алювієм.

Кількість терас у річок різна і може складати від 2 – 5 до 10 – 14.

Вважають, що причинами виникнення терас є: а) тектонічні рухи – пониження базису ерозії або підняття в басейні ріки; б) зростання водності ріки внаслідок глобальних змін клімату.

Місце, де річка починається, називається витоком, а її закінчення – гирлом.

Є два основних типи гирл річок: *дельта* й *естуарій*.

Рис. 29. Водоспад на місці природного уступу

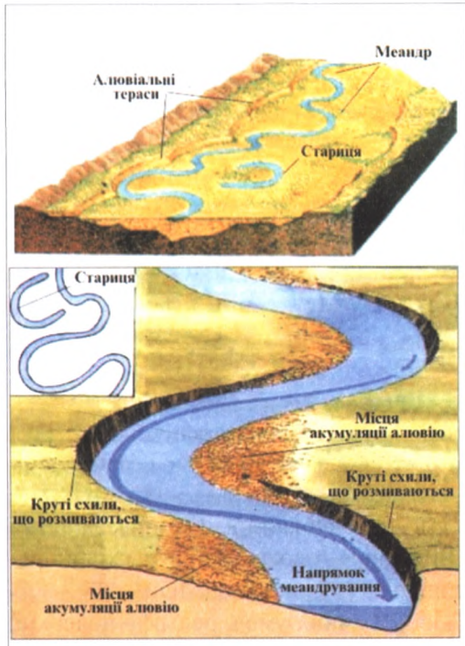


Рис. 30. Переважання бокової ерозії веде до меандрування та розширення долини ріки

Рис. 31. Крупноуламковий алювій у верхів'ї гірської річки

Рис. 32. Старичний алювій

Дельта – це конус виносу алювіального матеріалу, який збільшує свою площу в бік водоприймального басейну.

В плані таке гирло нагадує грецьку букву Δ (дельта). В будові дельт зустрічаються, крім алювіальних, озерні, болотні, еолові та морські відклади.

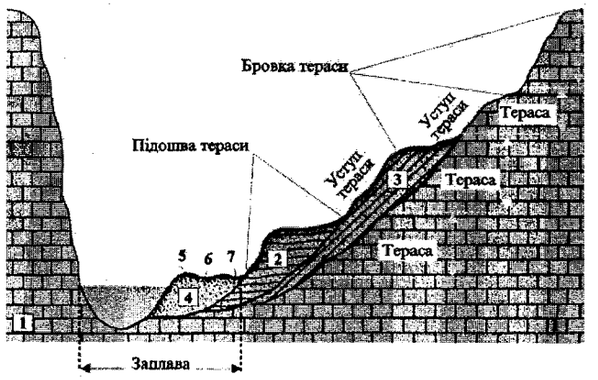


Рис. 33. Схематична будова річкової долини:
1 – корінні породи; 2 – алювій I надзаплавної тераси; 3 – алювій II надзаплавної тераси; 4 – алювій заплави; 5 – прирусловий вал; 6 – центральна заплава; 7 – притерасна (понижена) заплава

Естуарій – лійкоподібне розширення русла ріки в місці її впадіння у водоприймальний басейн.

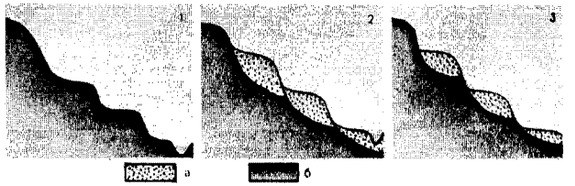


Рис. 34. Типи терас:
1 – ерозійні (скульптурні); 2 – акумулятивні; 3 – цокольні; а – алювій; б – корінні породи

Річка зі всіма своїми притоками утворює *річкову сітку* (систему), в якій виділяють *головну ріку* (несе води за межі водозбірного басейну) та *притоки* (різних порядків, у залежності від того, де вони закінчуються). Територія, з якої вода стікає в дану річкову сітку, називається *водозбірним басейном*. Річкові системи відділяються одна від одної *вододілом* – умовною лінією на поверхні, яка розділяє два сусідніх водозбірних басейни. Виділяють головний (ділить схили протилежних напрямків) і боковий (ділить басейни одного схилу) вододіли.

Густота річкової сітки залежить від кліматичних умов, рельєфу поверхні, складу та умов залягання гірських порід.

Отже, внаслідок геологічної роботи рік утворюються річкові долини з комплексом характерних форм рельєфу та алювіальними відкладами (рис. 35).

3.5.3. Геологічна робота підземних вод

Підземні води – це всі води, які знаходяться в порах і тріщинах гірських порід.

З ними пов'язані карстові і зсувні процеси, міграція та переніс різних речовин, живлення поверхневих вод.

Гірські породи за водопроникністю ділять на *водопроникні*, *слабководопроникні* та *водотривкі*. О.Ф.Лебєдєв запропонував виділяти такі *види води* в гірських породах:

– пароподібна;
– гігроскопічна;
– плівкова;
– капілярна;
– вільна гравітаційна;
– у твердому стані;
– кристалізаційна.

Звідки береться вода під землею? Є 4 найважливіші шляхи утворення підземних вод (рис. 36):

– *інфільтрація* атмосферних опадів;
– *конденсація* пароподібної води;
– *седиментація*, тобто акумуляція морських відкладів та їх наступні зміни;
– *утворення* з газоподібних продуктів при виверженні магми.

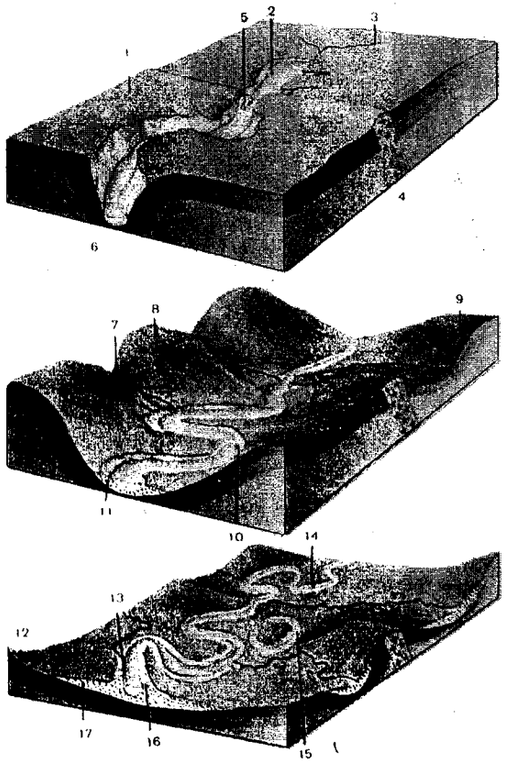


Рис. 35. Етапи розвитку річкової долини:
1 – плоска заболочена рівнина; 2 – озеро; 3 – витік; 4 – магматична інтрузія стійких гірських порід; 5 – водоспад; 6 – V-подібний профіль річкової долини; 7 – долина притоки; 8 – гряда стійких порід; 9 – поверхня первинного рельєфу; 10 – стрімкий берег, що підмивається; 11 – алювій; 12 – останець; 13 – береговий вал; 14 – меандр; 15 – стариця; 16 – тераса; 17 – давній алювій

Отже, за генезисом підземні води ділять, відповідно, на *інфільтраційні, конденсаційні, седиментаційні* та *ювенільні*. Підземні води є частиною колообігу води на планеті.

За умовами залягання виділяють такі типи підземних вод: *верховодка* (залягають близько до поверхні, мають обмежене поширення, непостійні); *ґрунтові води* (розміщуються на першому від поверхні постійному водоупорі, мають таку ж область живлення, як і область поширення; рухаються вбік нахилу та розвантажуються в поверхневих водоймах); *міжпластові напірні* (артезіанські) – залягають між двома водонепроникними шарами гірських порід нижче базису ерозії. Зі свердловин, верхні частини яких розміщуються нижче п'єзометричного рівня, вода самовиливається. Останній тип – *міжпластові безнапірні* (розміщення таке ж, як у міжпластових напірних вод, проте самовилив не спостерігається).

Хімічний склад підземних вод визначається не тільки їх генезисом, але й геологічною будовою території. Найпоширенішими іонами в складі підземних вод

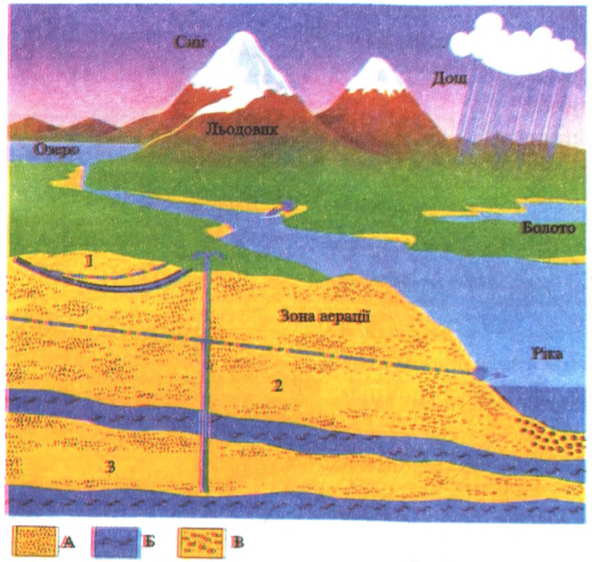


Рис. 36. Схема утворення та залягання ґрунтових вод, їх місце в кругообігу води:
1 – верховодка; 2 – ґрунтові підземні води; 3 – міжпластові напірні (артезіанські) води;
А – водопроникні породи; Б – водотривкі породи; В – алювій

Рис. 37. Мінералізація підземних вод в Україні за В.А. Барановським (середні багаторічні спостереження)

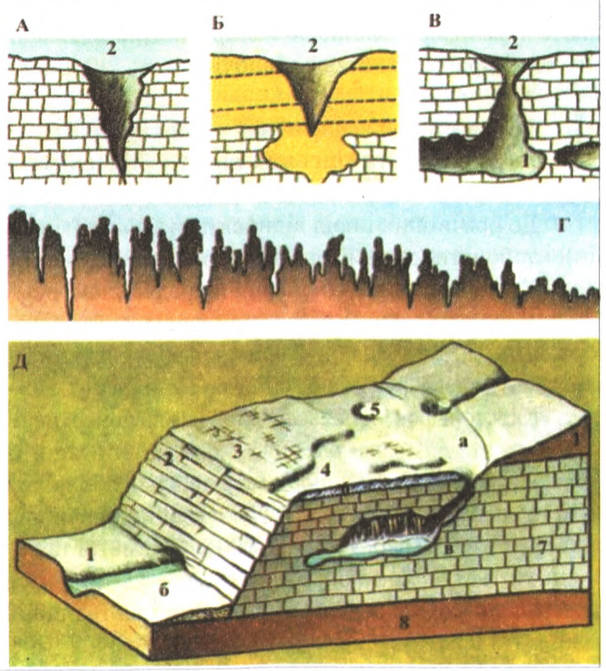


Рис. 38. Схема утворення карстових форм рельєфу:
карстові лійки (А – відкритий карст; Б – покритий карст); 1 – печера; 2 – лійка; В – поєднання поверхневих форм із підземними; Г – каррові поля; Д – карстовий ландшафт (1 – вапняковий туф; 2 – схил вапнякових порід; 3 – карстові щілини; 4 – ґрунт; 5 – понор; 6 – глина; 7 – вапняк; 8 – водотриви) в якому поверхневий стік відсутній, оскільки в точці *а* ріка переходить під землю, виходячи на поверхню в точці *б*. Ріка протікає через карстову печеру (*в*), в якій формуються натічні утворення

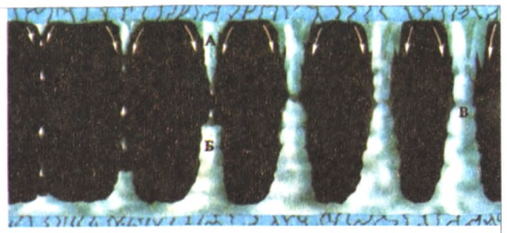


Рис. 39. Схема утворення сталагнатів (В) шляхом зростання сталактитів (А) та сталагмітів (Б)

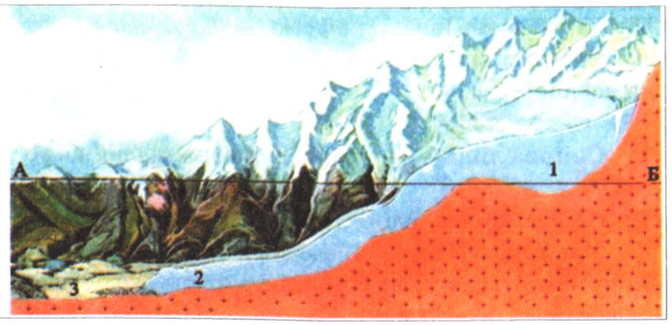


Рис. 40. Схема будови гірського льодовика (снігова лінія АБ):
1 – фірновий басейн; 2 – язик льодовика; 3 – морена

є Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}. Різні поєднання перелічених елементів визначають *лужність, солоність* і *жорсткість* підземних вод. Мінералізація підземних вод України зростає з півночі на південь (рис. 37).

З підземними водами пов'язані карстові процеси (карст) – вилуговування та розчинення гірських порід з утворенням специфічних форм рельєфу.

До розчинних порід відносять сульфати (гіпс, ангідрит), галоїди (галіт, сильвін), карбонати (доломіт, кальцит, вапняк, мергель).

Карст ділять на *відкритий* (середземноморський), для якого характерно поєднання поверхневих і підземних форм карстового рельєфу (переважає на території Криму), і *покритий* (середньоєвропейський), де домінують підземні форми карстового рельєфу (поширений на Поділлі).

Карстові форми рельєфу діляться на поверхневі і підземні (рис. 38). До перших належать *карри* (заглиблення, схожі на борозни, канави, щілини глибиною від кількох см до 1 – 2 м); *понори* (вертикальні або похилі отвори, через які поверхневі води переходять у підземні); *лійки* (найпоширеніші поверхневі форми карстового рельєфу розміром від 1 до 50 – 100 м у діаметрі та до 15 – 20 м глибиною), які часто поєднуються з понорами; *колодязі* і *шахти* (перехідні між поверхневими і підземними формами рельєфу; колодязі мають глибину до 20 – 30 м, а глибші форми називають шахтами).

До підземних форм карстового рельєфу відносять *закарстовані тріщини, карстові печери* і *канали*. Особливий інтерес викликають карстові печери, які утворюють систему підземних ходів і порожнин із підземними річками та озерами. Є там і особливі види відкладів, зокрема *сталактити* та *сталагміти* (рис. 39; I). Останні належать до натічних утворень. Їх поєднання називають *сталагнатами* (рис. 39; II)

Окрім них, у печерах зустрічаються вапняковий туф, доломітова мука, терароса і печерний алювій.

З діяльністю підземних вод пов'язані такі процеси, як зсуви, опливини, обвали, суфозія та інші, описані в розділі 3.4.3.

3.5.4. Геологічна робота льодовиків

Льодовики поширені у високих (циркумполярних) широтах та в горах. Виділяють 3 типи льодовиків: *гірські, материкові* і *перехідні*. Гірські льодовики характерні для високогірних районів, де вони розміщуються вище, як правило, снігової лінії (рис. 40).

Снігова лінія – це рівень, вище якого сніг зберігається (не тане).

Висота снігової лінії залежить від географічного положення гірської системи.

Материкові (покривні) льодовики вкривають цілі материки або острови. На відміну від гірських, у них більша потужність льоду, радіальний характер його руху (від центру до периферії), караваєподібна форма. Класичними прикладами таких

льодовиків є Антарктида і Гренландія. Часто переміщення цих льодовиків до берегової лінії закінчується утворенням айсбергів.

Перехідні льодовики характерні для вирівняних вершинних поверхонь стародавніх гір. Вони вкривають їх суцільним покривом і стікають у долини у вигляді льодовикових потоків. Ці *льодовики мають риси* і *гірських*, і *материкових*, а поширені вони на Скандинавському півострові.

Режим льодовика включає: *живлення* (кількість опадів, які випадають у фірновому басейні), стік (рух) та *абляцію* (зменшення маси льодовика в результаті танення і випаровування) (рис. 41). Однією з характерних особливостей льодовика є його здатність рухатися, зумовлена властивостями льоду, зокрема *пластичністю*.

Робота льодовика полягає в руйнуванні, переносі й акумуляції матеріалу. При цьому утворюються характерні форми льодовикового рельєфу. Руйнівну роботу льодовика називають *екзарацією*. В результаті екзарації утворюються такі форми рельєфу: *льодовикові шрами, "кучеряві скелі", ванни виорювання* та інші.

У горах зустрічаються такі форми льодовикового рельєфу: *карри* (кріслоподібні заглиблення на схилах гір), *льодовикові цирки* (великі чашкоподібні котловини, які мають форму амфітеатру і є перетвореними льодовиками частинами гірських долин), *льодовикові долини*, або *троги*, (розширені та заглиблені внаслідок діяльності льодовика первинні ерозійні гірські долини) (рис. 42).

Матеріал, утворений в результаті руйнівної роботи льодовика в певних місцях акумулюється, внаслідок чого виникають *акумулятивні форми льодовикового рельєфу* (рис. 43). До них відносять: *друмліни* (порівняно невисокі продовгуваті горби довжиною 1 - 2 км, шириною 400 - 600 м і висотою 15 - 30 м), які можуть бути повністю складені з льодовикового матеріалу, а можуть мати ядро з корінних порід; *зандри* – відклади флювіогляціальних потоків, які утворюють пологохвилясті рівнини. Останні є конусами виносу підльодовикових потоків, що з'єдналися на первинному рівнинному рельєфі; *ози*, або *ескери*, – довгі, вузькі гряди або вали (до десятків і сотень км, висота від 3 - 5 до 50 м), часто намистоподібної будови, а утворені як наслідок колишніх дельт або русел водних потоків, пов'язаних із льодовиками; *ками* – горби висотою до 10 - 12 м, які за формою нагадують моренні горби, але за складом побудовані з верствуватих добре сортованих пісків (іноді з глинами), утворюються в стоячій воді прильодовикових озер.

Діяльність льодовика супроводжується утворенням специфічних відкладів, найпоширенішим з яких вважається *морена*.

Морена – це уламковий матеріал, який утворюється внаслідок діяльності льодовика, переноситься і відкладається ним.

Морени ділять на *рухомі* та *відкладені*, а за місцем їх розміщення – на *бокові, донні, внутрішні, поверхневі, серединні*.

Основна морена – це накопичення всього уламкового матеріалу, який переноситься льодовиком і акумулюється при його таненні.

Крім морени (*гляціальних відкладів*), із діяльністю льодовика пов'язані воднольо-

Рис. 41. Долинний льодовик (Національний парк Глейшер, шт. Монтана, США): на передньому плані зандр, що формується потоками талих вод

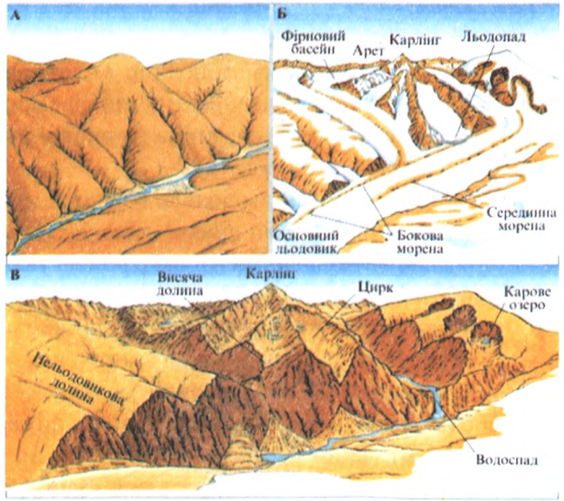


Рис. 42. Екзарація: до зледеніння (А) в цьому районі були підвищення з рівномірними контурами та вузькими долинами. Під час зледеніння (Б) льодовики глибоко врізалися в поверхню, сильно перетворили її та створили нові форми післяльодовикового рельєфу (В)

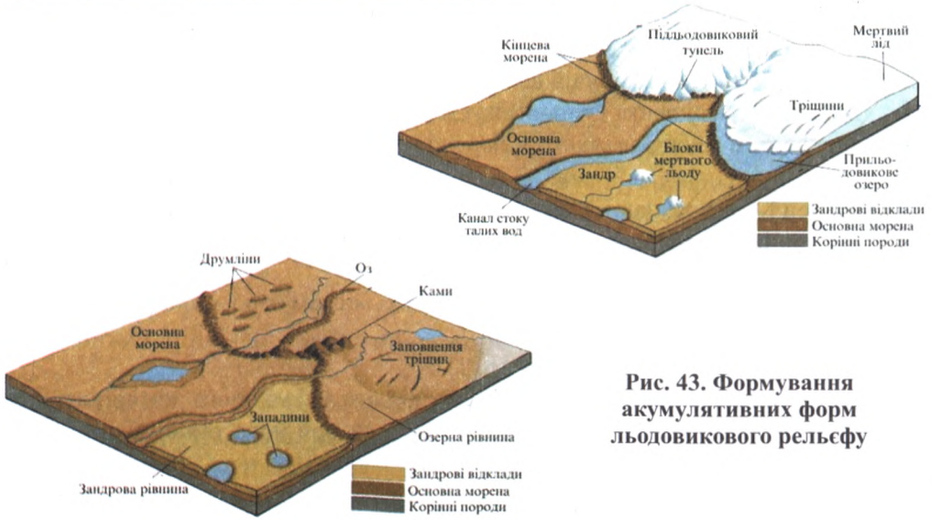


Рис. 43. Формування акумулятивних форм льодовикового рельєфу

довикові (*флювіогляціальні*) й озернольодовикові (*лімногляціальні*) відклади.

За геологічну історію Землі льодовики неодноразово вкривали значні площі суші, залишаючи після себе згадані форми рельєфу і відклади. Причинами *зледенінь* могли бути як космічні, так і земні фактори. До перших відносять періодичні зміни інтенсивності сонячної радіації, рух через космічні туманності, зміни елементів земної орбіти (нахил екліптики, величина ексцентриситету, зміщення перигелію). Земні ж причини зледенінь – це зміни складу атмосфери Землі, інтенсивна вулканічна діяльність, глобальні підняття поверхні суші, зміни співвідношення між сушею й океаном.

3.5.5. Геологічна робота моря

Океани й моря займають майже 71 % поверхні Землі, тому їх геологічне значення надзвичайно велике.

Геологічна робота моря – це складний комплекс процесів руйнування, переносу й акумуляції.

У рельєфі дна Світового океану виділяють *шельф* (материкову відмілину) – підводне продовження материків із глибинами до 200 м, шириною від кількох до кількох сотень км; *материковий схил* – стрімкий уступ, який обмежує шельф із боку океану та опускається до глибини 2500 – 3000 м; *ложе* Світового океану – найбільша за площею частина океану з глибинами до 6000 м, значно розчленована, в межах якої розвинуті *серединно-океанічні хребти*; *глибоководні западини* (жолоби) – відносно вузькі та витягнуті форми з глибинами понад 6000 м, що прилягають до острівних дуг або краєвих зон, що межують із материками.

Морська вода має різну температуру, яка змінюється в залежності від географічної широти, а також від глибини. Зміни температури, пов'язані із *кліматичною зональністю,* спостерігаються на глибинах до 200 м, нижче ж – температура води постійна і складає близько 2 - 4 ^{0}С. *Солоність* Світового океану в середньому 35 ‰ (проміле), тобто в 1 л води міститься близько 35 г розчинених солей. Найвища солоність у Червоному морі – до 43 ‰, найменша – в Балтійському морі (до 2 – 4 ‰).

Морська вода перебуває в постійному русі. Цей рух спричинений різними факторами: дією вітру, притяганням Місяця і Сонця, землетрусами, різною густиною води в океані, змінами атмосферного тиску тощо. Особливою стійкістю відзначаються такі основні течії: *екваторіальні пасатні* (до 200 см/с), *теплі стокові* (до 250 см/с), *течії західних вітрів* (25 – 75 см/с), *холодні компенсаційні течії.*

Руйнівна робота моря називається абразією.

Вона пов'язана з гідравлічним ударом самої води, механічною дією уламків гірських порід, які знаходяться у воді, та хімічною дією води, як розчинника. Внаслідок абразії утворюються такі форми рельєфу: *хвилеприбійна ніша, кліф, пляж, абразійна тераса* (рис. 44). Абразія руйнує морські береги і спричиняє відступ берегової лінії.

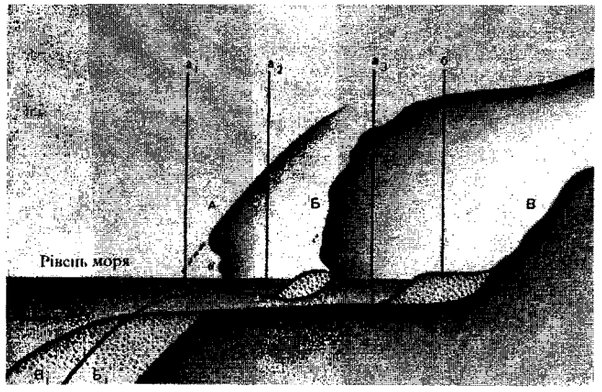


Рис. 44. Схема абразійної діяльності моря та утворення морських терас: *А, Б, В, – послідовність відступання берегової лінії; $а_1$,$а_2$,$а_3$ – абразійні тераси, які відповідають різним стадіям руйнування берега; б – пляж; в – хвилеприбійна ніша; г – кліф; $Б_1$, $В_1$ – різні стадії підводної акумуляції*

Біля берегів морів утворюються й *акумулятивні форми рельєфу*: *коса, пересип, перейма, бар, лиман* і *лагуна* (рис. 45). Їх утворення пов'язане із рухом відкладів уздовж берегів як у повздовжньому, так і в поперечному напрямках. Найбільша швидкість переміщення наносів досягається при куті між напрямком хвиль і берегом у 45°. Тому при зміні напряму берегової лінії (відхиленні вбік моря або навпаки) інтенсивність акумуляції різко зростає, що супроводжується утворенням акумулятивних форм рельєфу.

Внаслідок руйнівної роботи моря та відступання берегової лінії утворюються і *морські тераси*, які за будовою і морфологією нагадують річкові, але відрізняються від них за складом відкладів.

В акваторії Світового океану формуються *морські відклади*, які мають різний генезис: *теригенні* (утворюються внаслідок руйнування берегів і зносу уламкового матеріалу з суші в море), *хемогенні* (випадають в осад із морської води), *біогенні* (накопичення решток організмів), *вулканогенні* (утворені з продуктів виверження вулканів) та *полігенні* (утворилися під дією багатьох факторів одночасно).

Морські відклади протягом тривалого часу перетворювалися в осадові гірські породи в результаті *діагенезу*. Ці породи в майбутньому зазнають різних змін під дією сукупності процесів: тектонічних рухів, метаморфізму тощо. Отже, процес утворення осадових відкладів та їх подальші зміни відбуваються за схемою: *седиментація* (накопичення осадів) – *діагенез* (перетворення осадів у гірські породи) – *катагенез* (зміни осадових порід на глибині поза зоною діагенезу і метаморфізму) – *метагенез* (інтенсивніше перетворення осадових порід, близьке до початкової стадії метаморфізму).

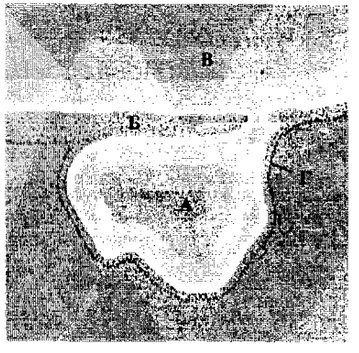


Рис. 45. Схема утворення лагуни: *А – затока; Б – пересип (піщана коса); В – море; Г – берегова лінія*

Контрольні запитання та завдання

1. Охарактеризуйте форми рельєфу та відклади, утворені внаслідок геологічної діяльності вітру.
2. Проаналізуйте процеси, які відбуваються при хімічному вивітрюванні.
3. Дайте порівняльну характеристику епейрогенічних та орогенічних тектонічних рухів.
4. Охарактеризуйте типи схилів, виділені О.І. Спиридоновим.
5. Наведіть порівняльну характеристику колювію і делювію.
6. Дайте характеристику плікативних і диз'юнктивних порушень.
7. Визначте поняття "схил", "схилоутворюючий і схиловий процеси".
8. Проаналізуйте суть делювіальних процесів на схилах.
9. Які можливості переходу площинного стоку в русловий?
10. Які є види схилів за морфологією?
11. Наведіть характеристику стадій розвитку яру.
12. На яких етапах розвитку річкової долини в ній переважатиме донна, а коли – бокова ерозія?
13. Які відклади і форми рельєфу утворюються внаслідок геологічної роботи льодовиків?
14. Дайте порівняльну характеристику зсувів та обвалів.
15. Охарактеризуйте відклади та форми рельєфу, які утворюються внаслідок геологічної діяльності підземних вод.
16. Проаналізуйте наслідки геологічної роботи моря.

РОЗДІЛ ЧЕТВЕРТИЙ

РЕЛЬЄФ І РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ

4.1. Загальні відомості про рельєф

Нерівності земної поверхні складаються з підвищень і понижень, що багаторазово повторюються та чергуються між собою і називаються формами рельєфу.

Кожна форма – це геометричне тіло, обмежене зверху і з боків поверхнями різного зовнішнього вигляду та протяжності. Вони називаються *елементами рельєфу* і поділяються на *плоскі поверхні* і *схили*. При зіткненні двох чи більше елементарних поверхонь різної орієнтації в просторі утворюються *вершини, гребені, сідловини, перегини схилів, лінії вододілів і тальвегів.*

Форми рельєфу поділяють на *додатні* (опуклі) та *від'ємні* (ввігнуті), *прості* і *складні*, *замкнуті* й *незамкнуті (відкриті*). Від'ємні форми (котловина, долина) утворені схилами, які розміщуються навпроти один одного. У додатних форм (гора, хребет) схили розміщені в різних сторонах. Додатні та від'ємні форми можуть розміщуватись на місцевості на деякій відстані одна від одної або прилягати, утворюючи поєднані форми. Поєднані одна з одною додатні та від'ємні форми мають спільний схил, у зв'язку з чим межа між ними може бути проведена тільки умовно.

Замкнутими називають форми, обмежені схилами зі всіх боків, а відкритими (незамкнутими) ті з них, які не мають схилів з одного чи двох боків. Відкриті форми ніколи не бувають ізольованими.

Вони прилягають до сусідніх форм більшого розміру або зливаються з ними, ускладнюючи їх зовнішній вигляд. Горизонталі, що оточують їх на топографічних картах, ніколи не замикаються, тоді як замкнуті форми зображуються горизонталями, що мають вигляд кілець чи овалів. *Замкнуті від'ємні форми рельєфу безстічні.* Тому в них, при наявності непроникних порід в умовах вологого клімату, дуже часто назбирується вода, утворюючи озера та болота. По незамкнутих від'ємних формах відбувається посилений стік поверхневих вод, внаслідок чого до них, здебільшого, прилягають ріки та струмки.

За ступенем складності всі форми діляться на *складні* й *прості*. Прості форми, звичайно, невеликі за розмірами, мають більш-менш правильні геометричні контури і не діляться на форми меншого розміру. Складні форми – це комбінації окремих простих форм. У рельєфі земної поверхні переважають складні форми (рис. 46).

Вони утворюються в результаті руйнування і розчленування раніше створених простих форм або в результаті накопичення пухкого уламкового матеріалу на їх поверхні, тому виникають різноманітні *накладені форми* (насаджені й вироблені). В цих двох випадках малі форми, що ускладнюють більші утворення, пізніші за часом свого виникнення, у зв'язку з чим їх називають *вторинними* формами (рис. 47).

Великі форми, на яких вони розміщені, називають *первинними*. Інколи дрібні форми виникають на поверхні великих одночасно з їх утворенням і є цілком обов'язковим елементом їх морфології. Такими вважають кратери вулканічних конусів, русла дельтових проток і т.д. Часто такі форми виникають не одночасно, а в різний час, утворюючись послідовно одна за одною з ростом тієї великої форми, яку вони ускладнюють. Їх називають *серійними формами*. Це, зокрема, річкові, морські, озерні тераси, які ускладнюють схили річкових долин, морських та озерних котловин.

З літака чи високої гори рельєф земної поверхні здається таким, що складається з хаотичного нагромадження різноманітних додатних і від'ємних форм. Однак при уважному вивченні земної поверхні завжди можна знайти велику кількість форм, подібних за розмірами або зовнішнім виглядом, а іноді й за своєю внутрішньою будовою та походженням. Якщо такі форми розташовуються близько одна до одної, то їх об'єднують у природні комплекси, які називають *типами рельєфу*.

Типи рельєфу – це закономірні поєднання форм рельєфу, подібних за певними ознаками.

Залежно від розмірів виділяють форми рельєфу:
– *планетарні* (материки, геосинкліналі, серединно-океанічні хребти тощо);
– *мегаформи* (гірські пояси, рівнинні країни, планетарні розколи тощо);
– *макроформи* (окремі хребти або впадини однієї гірської країни і т.ін.);
– *мезоформи* (переважно екзогенного генезису – долини рік, балки, моренні гряди тощо);
– *мікроформи* (ерозійні ритвини, берегові вали, карстові лійки і т.ін.);
– *наноформи* (дрібні вимоїни і промоїни, купини і т.ін.).

Окремі форми та їх поєднання можуть вивчатися з різних поглядів. Геоморфологія вивчає зовнішні особливості й розміри форм рельєфу, внутрішню будову, походження рельєфу та історію його формування, а також розповсюдження на земній поверхні окремих форм і типів рельєфу. Існують три основних напрямки у вивченні рельєфу, які досить тісно пов'язані один з одним, – морфографічний, морфометричний і генетичний.

При *морфографічному* вивченні рельєфу описуються тільки його зовнішні риси. Звертається увага на вигляд форми рельєфу в плані (ізометричні, витягнуті, округлі, овальні тощо), на форму їх поперечного та повздовжнього профілів (пряма, опукла, ввігнута, східчаста), на особливості переходу однієї форми рельєфу в іншу (плавний, різкий) і т.д.

При *морфометричному* вивченні рельєфу досліджуються, переважно, розмі-

ри нерівностей земної поверхні, за якими ведуться спостереження. В такому випадку обчислюються абсолютні та відносні висоти, густота й глибина розчленування місцевості, крутизна схилів та інші морфометричні показники. В результаті цих досліджень складаються спеціальні морфометричні карти (крутизни схилів, глибини й густоти ерозійного розчленування і т.д.), багато з яких потрібні грунтознавцям (для вивчення, наприклад, вітрової та водної ерозії ґрунтів) і землевпорядників (із метою оцінки земель).

При *генетичному* вивченні рельєфу дослідники намагаються дізнатися про його походження (генезис), виявити його вік (час утворення) та історію формування.

Генезис рельєфу визначається тим процесом, за допомогою якого він був створений.

Виділяють, наприклад, форми рельєфу *морського* (створеного морем), *флювіального* (створеного ріками та струмками), *гляціального* (створеного льодовиками), *еолового* (створеного вітром) походження. Усі вони пов'язані із зовнішніми процесами (екзогенними), тому об'єднуються в групу *екзогенних форм* (рис. 48; А).

Ендогенні форми створені внутрішніми, ендогенними силами Землі. До них відносять *тектонічні* (створені рухами земної кори) і *вулканічні* (пов'язані з вулканічними виверженнями) форми (рис. 48; Б).

Генетичні типи рельєфу – це поєднання форм однакового генезису.

Про генезис рельєфу судять за його зовнішнім виглядом, за розмірами форм і за внутрішньою (геологічною) будовою. В окремих випадках походження рельєфу легко встановлюється тільки за його зовнішнім виглядом і розміром форм. Але цілком безпомилкові висновки про генезис рельєфу можна зробити тільки при одночасному вивченні його зовнішніх особливостей, розмірів форм і їх геологічної будови.

Про вік рельєфу можна робити певні висновки за його зовнішніми особливостями. Молоді форми мають різкі контури, невеликі розміри й оголені схили. Для давніх нерівностей характерні м'які контури, великі розміри і задерновані схили. Однак таким шляхом можна визначити – і то не завжди, – тільки *відносний морфологічний вік* рельєфу, тобто дізнатись, молодша чи старша ця форма від нерівностей, що її оточують. Цей метод не дозволяє визначити абсолютний вік даної форми рельєфу і різницю у віці конкретної форми та навколишніх форм. Останнє досягається шляхом вивчення взаємодії рельєфу та гірських порід, його складових, вік яких визначається особливими методами.

Визначивши походження рельєфу й вік складових його форм, можна описати певну картину розвитку нерівностей земної поверхні, тобто скласти *історію розвитку рельєфу.*

Найбільшу користь для практики і найпродуктивніші наукові результати дає комплексне вивчення рельєфу, з одночасним аналізом його морфологічних і морфометричних особливостей, дослідженням гірських порід і визначенням часу їх

утворення. Це дозволяє встановити генезис рельєфу, його вік та історію формування. Однак для деяких прикладних потреб (при проектуванні доріг і т. ін.) вивчення морфологічних особливостей рельєфу та геологічної будови місцевості часто важливіше, ніж знання про його вік, генезис та історію розвитку. Тому поряд із генетичними характеристиками рельєфу, нерідко вдаються до суто морфометричних та морфометрично-геологічних досліджень.

4.1.1. Загальні відомості про рельєф України

Найважливіші риси рельєфу України зумовлені тим, що майже 95 % її території знаходиться в межах Східноєвропейської рівнини, розміщеної на одноіменній платформі. Пересічна абсолютна висота рівнинної частини України складає 175 м. Поверхня похилена в загальному з півночі на південь, а також із заходу та сходу до долини р. Дніпро. Найбільша абсолютна висота рівнинної частини України – гора Берда (515 м), розміщена на Хотинській височині. Найменші абсолютні висоти (близько 2 м) – на узбережжі Чорного й Азовського морів. Найвища точка України – гора Говерла (2061 м) знаходиться в Чорногірському масиві Українських Карпат.

Простягання основних орографічних елементів території України з північного заходу на південний схід зумовлене геологічною структурою. Височини прилягають, переважно, до Українського кристалічного щита, Волино-Подільської плити та Донецької складчастої структури. Гірські системи Карпат і Криму знаходяться в межах Альпійсько-Гімалайського рухомого поясу.

Сукупність мезо- і мікроформ рельєфу певного регіону називається орографією.
Морфоструктура – великі форми земної поверхні, зумовлені утвореною ендогенними процесами геологічною структурою з притаманними їй спрямуванням і режимом неотектонічних рухів.

Найбільшими морфоструктурами на території України є Євразійська материкова та Середземноморська перехідна.

Морфоскульптура – середні й дрібні форми рельєфу та їх комплекси, утворення яких зумовлене екзогенними геоморфологічними процесами.

Морфоскульптура створює деталі морфоструктури. За переважанням певного геоморфологічного процесу на території України виділяють таку морфоскульптуру:

– *флювіальну* – річкові й яружно-балкові системи, найпоширеніші в Лісостепу;
– *гляціальну і флювіогляціальну* – моренні пасма, ози, ками, зандрові поля та прохідні долини, які зустрічаються на Поліссі;
– *денудаційну* – підвищені ділянки, які є переважно вододільними поверхнями як у горах, так і на височинах;
– *еолову* – горби й пасма на перших надзаплавних терасах великих річок, на узбережжі морів і на зандрових рівнинах у Поліссі.

Локальне поширення мають такі морфоскульптури:
– *гравітаційно-зсувна* – цирки, псевдотераси, горби у зсувних зонах;
– *карстово-суфозійна* – карри, лійки, понори та інші карстові форми рельєфу в областях його розвитку (Поділля, Крим);
– *льодовиково-нівальна* – карри, цирки та інші дрібні форми в Карпатах.

4.2. Фактори формування рельєфу земної поверхні

Рельєф земної поверхні формується за допомогою багатьох процесів (ендогенних та екзогенних), які називаються *рельєфоутворюючими*. Існують також фактори, які безпосередньо рельєф не формують, але частково впливають на його утворення, визначаючи характер, склад, інтенсивність та розповсюдження на земній поверхні вищевказаних процесів. Ці фактори створюють певні умови для їх дії на земну поверхню, а отже певною мірою визначають її рельєф. До них належать кліматичні умови місцевості, які зумовлюють діяльність переважно екзогенних рельєфоутворюючих процесів; склад і будова земної кори, що впливають на екзогенні та ендогенні процеси; вічна мерзлота, своєрідна для багатьох екзогенних процесів рельєфоутворення і т.д.

Багато факторів, формуючи одні форми рельєфу безпосередньо, одночасно впливають на утворення інших різновидів рельєфу. Такою є роль *рослинності* і *сили тяжіння*. Остання в більшості випадків не формує рельєф, але здійснює великий вплив як на ендогенні, так і на екзогенні процеси і є причиною руху льодовиків, водних і лавових потоків і т.д. Але в деяких випадках сила тяжіння бере безпосередню участь в утворенні рельєфу, тобто є основною причиною виникнення зсувів, осипів, гірських обвалів, інших схилових процесів. Звідси випливає, що один і той же фактор може мати *пряме* або *непряме* значення у формуванні рельєфу, але один із них завжди є *головним* (провідним).

4.3. Рельєф як результат взаємодії ендогенних та екзогенних процесів

Рельєфоутворююча дія ендогенних та екзогенних сил різна. Внаслідок дії ендогенних процесів утворюються найбільші нерівності земної поверхні (океанічні впадини та материкові виступи, найбільші гірські хребти і т.ін.), а також менш значні за своїми розмірами форми. Ці процеси тісно пов'язані з внутрішніми силами Землі, природа яких ще не до кінця вивчена. Їх пов'язують із процесами руху, диференціації та кристалізації магми, з явищем радіоактивного розпаду речовин, що, можливо, відбуваються на великих глибинах тощо.

Для землевпорядника і ґрунтознавця найбільше значення має вивчення екзогенних процесів і екзогенних форм рельєфу суші.

Джерелом енергії екзогенних процесів є Сонце та сила тяжіння, а в деяких випадках також обертання Землі, яке впливає на водні та повітряні потоки на земній поверхні, і притягування Місяця, що спричинює припливи та відпливи в морях та океанах. Завдяки сонячному випромінюванню й дії сили тяжіння на земній поверхні відбувається кругообіг води, в результаті чого ріки, струмки та льодовики виконують певну роботу з руйнування земної поверхні і з переносу продуктів її

Рис. 46. Складні форми рельєфу, утворені в результаті денудації ендогенних схилів

Рис. 47. Вторинні форми рельєфу

діяльності в океани, моря, озера, де вони перетворюються в осадові гірські породи. На суші водяні та льодовикові потоки, а також повітряні, пов'язані з нерівномірним нагріванням земної поверхні сонячними променями, утворюють невеликі екзогенні форми рельєфу, розміри яких по вертикалі здебільшого коливаються від кількох дециметрів до декількох сотень метрів. Однак довжина їх у горизонтальному напрямку може бути досить значною і часто вимірюється сотнями і навіть тисячами кілометрів. Такими є, наприклад, долини великих рік (Амазонки, Янцзи і т.д.). Екзогенні форми, звичайно, ускладнюють більші нерівності ендогенного походження і належать до категорії *вторинних,* або *серійних форм*.

Ендогенні та екзогенні процеси знаходяться в тісній і дуже складній взаємодії, від характеру якої залежить рельєф земної поверхні. Суть цієї взаємодії полягає ось у чому. У товщі земної кори, а також у глибших оболонках, безперервно відбуваються різноманітні фізико-хімічні процеси. Вони є *джерелом сил*, що викликають вулканічні явища і тектонічні рухи земної кори. Останні певною мірою пов'язані і з обертанням Землі та притяганням Місяця. Під дією цих сил земна кора в одному місці повільно піднімається, а в іншому – опускається чи переміщується в горизонтальному напрямку. В результаті тектонічних рухів у земній корі відбуваються різноманітні порушення в заляганні складових її гірських порід (складки, розриви), а на її поверхні виникають додатні (в місцях підвищення) і від'ємні (в місцях пониження) тектонічні форми рельєфу.

Тектонічні рухи (підвищення й пониження) в одних випадках охоплюють великі території (мільйони квадратних кілометрів), але відбуваються дуже повільно (соті й тисячні частки міліметра за рік) і не досягають великої амплітуди (*епейрогенічні*, або коливальні, рухи – див. розділ 3.2.1). В інших випадках рухи захоплюють вузькі ділянки земної кори, шириною всього декілька десятків чи сотень кілометрів, але відбуваються з великою швидкістю (десяті та соті частки сантиметра в рік) і досягають значної амплітуди (*орогенічні* рухи). Епейрогенічні рухи характерні для *платформ*, тобто для малорухомих ділянок земної кори. Вони призводять до утворення широких пологосхилових височин (при підвищенні) і впадин (при опусканні). Такими є, наприклад, Приволзька височина і Закарпатська низовина на Східно-Європейській платформі. Епейрогенічні рухи можуть супроводжуватись утворенням у земній корі дуже пологих складок і розломів, а також вулканічними процесами, але ці явища для платформ не характерні.

Орогенічні рухи притаманні *геосинкліналям*, тобто підвищеним активним ділянкам земної кори, що відрізняються великою лінійною протяжністю (рис. 49). Вони створюють *глибоководні впадини* (при пониженні), високі *гірські хребти* (при підвищенні) і супроводжуються перетворенням гірських порід у складки, утворенням розломів, проникненням магми в земну кору і викидами лави на її поверхню.

У результаті епейрогенічних, орогенічних і вулканічних процесів на земній поверхні поступово виникають досить великі додатні та від'ємні ендогенні форми рельєфу *тектонічного*, рідше – *вулканічного* походження. У процесі їх становлення відчувається значна дія екзогенних сил, зі зміною під їх впливом зовнішнього вигляду та розмірів. Ступінь змін, що відбуваються, визначається *співвідношенням ендогенних* та *екзогенних процесів*.

У межах тектонічних підвищень відбувається безперервне збільшення похилів земної поверхні, що посилює процеси виносу (денудації), які відбуваються під впливом роботи рік, льодовиків, а на крутих схилах – у результаті безпосередньої дії сили тяжіння. Внаслідок лінійної денудації підвищення розчленовуються водними, а у високих горах і льодовиковими потоками на вододільні хребти і глибокі та вузькі річкові долини, що їх розділяють. Тут утворюється *вироблений (денудаційний)* гірський чи підвищений рельєф.

Продукти денудації у вигляді щебеню, гальки, піску і глини зносяться з височини на прилеглі до неї відносно понижені ділянки. Відкладаючись, вони утворюють різноманітні акумулятивні форми рельєфу (*конуси виносу, передгірські осипні шлейфи, вали кінцевих морен* і т.ін.). Ці форми рельєфу і складові їх відкладів є *корелятивними* з денудаційним рельєфом гір, оскільки вони утворились одночасно з ним і складаються з матеріалу, знесеного з гір.

Чим сильніше буде відбуватися тектонічне підвищення, тим вищими і стрімкішими будуть гори, тим сильніше вони будуть розчленовані, тим більша кількість уламкового матеріалу буде знесена з них у навколишні впадини і тим більшою буде потужність корелятивних відкладів, які накопичуються тут.

Якщо підвищення зростає, незважаючи на інтенсивне руйнування й знесення з нього матеріалу, то утворюється *висхідний рельєф*. Він виникає при умові $T_п > Д$, де $T_п$ – розмір тектонічного підвищення, а Д – величина денудації за час його підвищення. Якщо припустити, що земна кора піднімається зі швидкістю 1 см у рік, а процеси денудації знищують за цей час з даної ділянки шар гірських порід товщиною 5 мм, то в таких умовах на земній поверхні через декілька тисяч років виникне різко пересічений висхідний рельєф.

Для висхідного рельєфу характерні: великі абсолютні та відносні висоти, вузькість долин та хребтів, відкриті схили і їх велика стрімкість, значні нахили рік, різкі перегини схилів і поздовжніх нахилів рік, відсутність потужних накопичень пухкого уламкового матеріалу й акумулятивних форм рельєфу, підвищена інтенсивність процесів денудації при наявній перевазі лінійної денудації над площинною і глибинної над боковою.

Якщо височини і гори понижуються, попри підняття земної кори, то такий рельєф називається *низхідним*. Він утворюється при умові $T_п < Д$. Якщо, наприклад, тектонічне підвищення відбувається зі швидкістю 0,2 см у рік, а процеси денудації щорічно виносять із ділянки, що піднімається, шар гірських порід потужністю 3 мм, то в такому випадку місцевість буде поступово понижуватись, незважаючи на те, що земна кора піднімається. Низхідний рельєф виникає при дуже слабких тектонічних підняттях, коли сили денудації переважають і ділянка земної кори понижується. Останнє відбувається не через інтенсивні процеси денудації, а внаслідок малої швидкості тектонічного підняття.

Для *низхідного рельєфу характерні:* середні й незначні абсолютні та відносні висоти, велика ширина та мала глибина річкових долин, незначна стрімкість їх схилів і малі нахили повздовжніх профілів рік, наявність потужних накопичень пухкого уламкового матеріалу на днищах долин і в підніжжях схилів, їх м'які перегини та слабкий розвиток денудаційних процесів.

По-іншому відбувається взаємодія ендогенних та екзогенних сил у межах *тектонічних понижень*. Тут переважають *акумулятивні процеси*. Чим сильніший

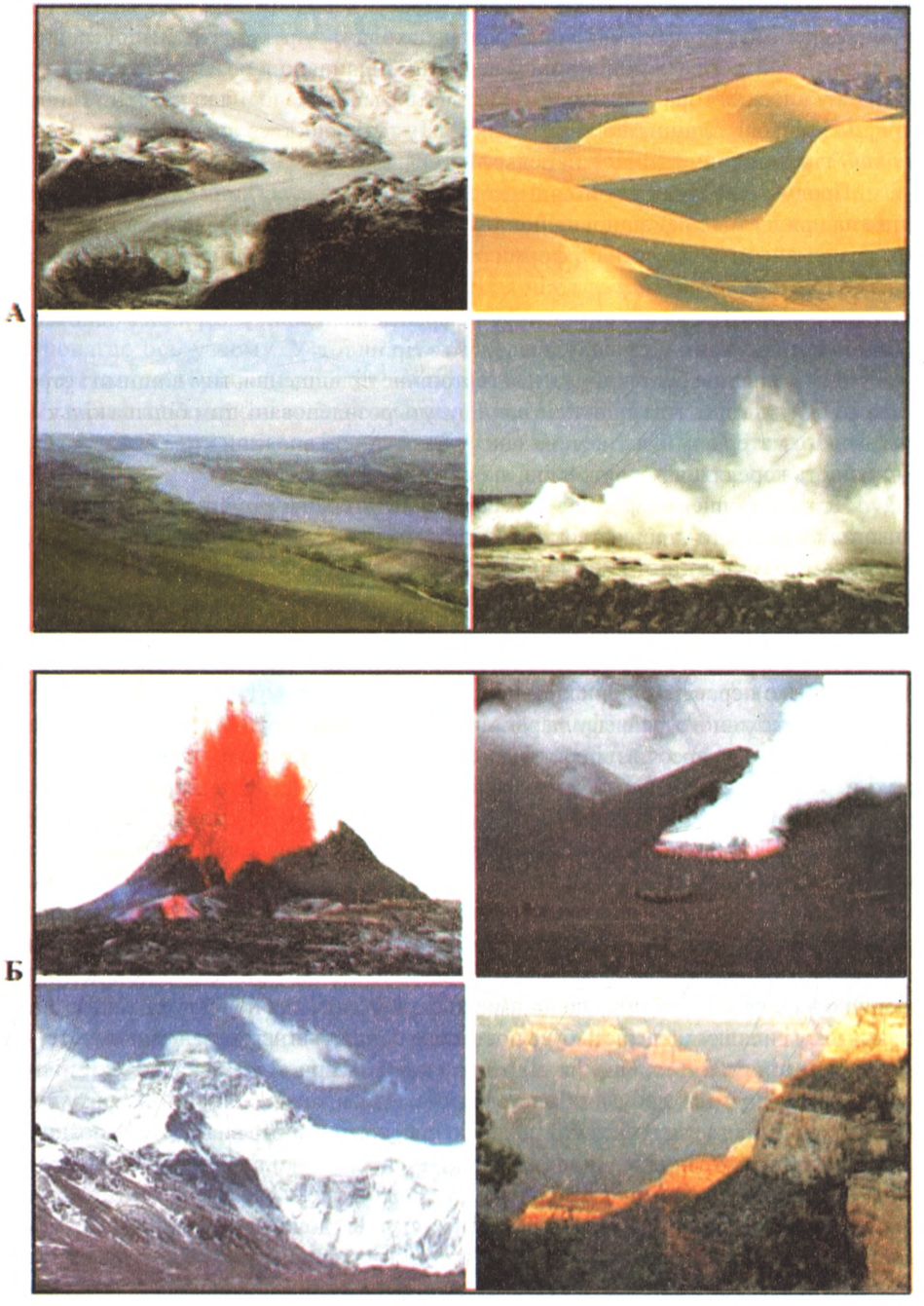


Рис. 48. Екзогенні (А) та ендогенні (Б) форми рельєфу

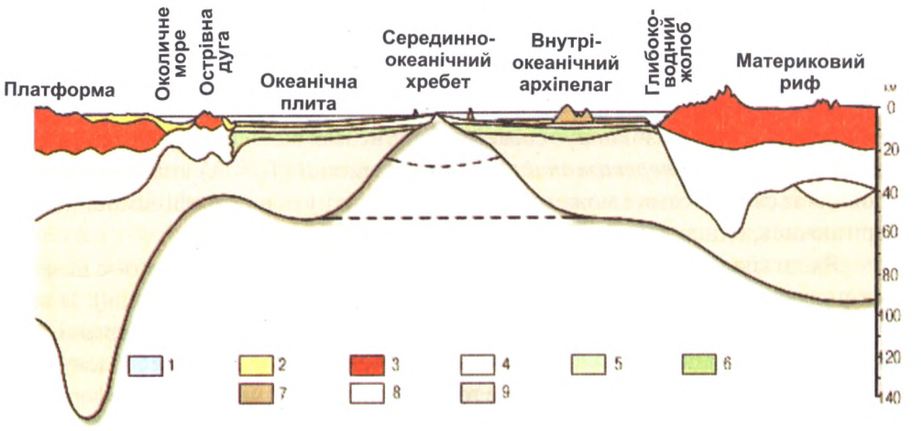


Рис. 49. Схематична внутрішня будова структурних елементів земної кори:
1 – вода; 2 – осадковий шар; 3 – гранітний шар; 4 – базальтовий шар континентальної кори; 5 – базальтовый шар океанічної кори; 6 – магматичний шар океанічної кори (породи габроїдного складу); 7 – вулканічні острови; 8,9 – мантія (ультраосновні магматичні породи)

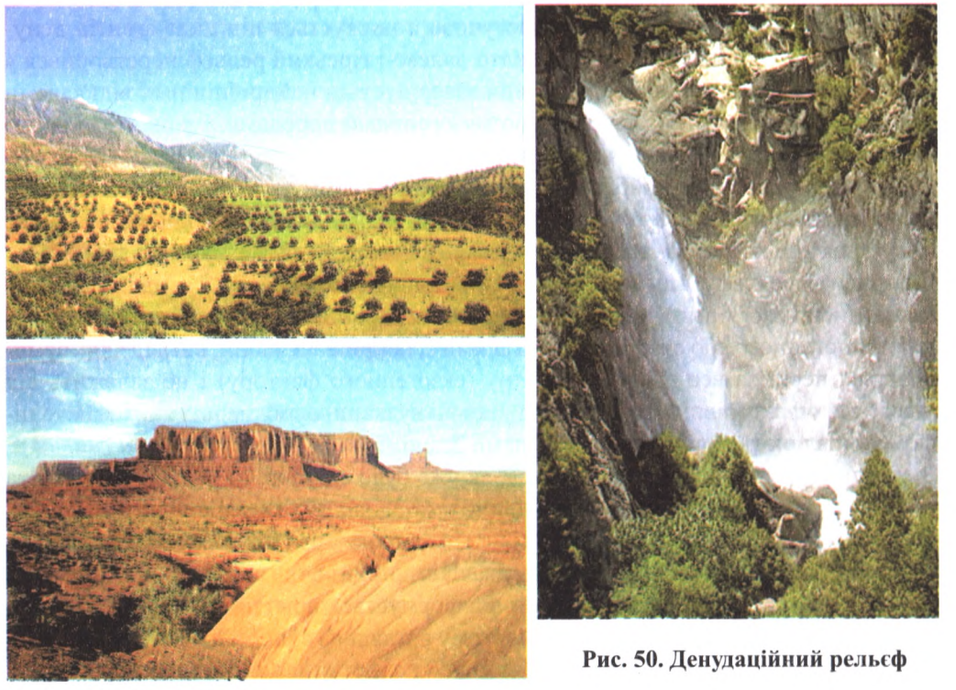


Рис. 50. Денудаційний рельєф

прогин впадини, тим більше до неї поступає пухкого уламкового матеріалу з її схилів і з навколишніх підвищених ділянок і тим більшою буде потужність осаду, що накопичується тут. У даному випадку взаємодіють тектонічні опускання (T_0) і процеси акумуляції (А).

Якщо *прогин відбувається інтенсивніше, ніж накопичення наносів* ($T_0 > A$), то впадина поступово збільшує свою глибину, незважаючи на одночасне заповнення її наносами. *При переважанні процесів акумуляції* ($T_0 < A$) впадина поступово заповнюється наносами і може з часом зовсім зникнути в рельєфі земної поверхні, зберігаючись, однак, як геологічне утворення.

Якщо впадини оточені висхідним рельєфом, то до них надходить із навколишніх гір переважно грубоуламковий матеріал (валуни, галечники, щебінь). Із низхідного підвищеного рельєфу у впадини зноситься дрібніший матеріал (гравій, пісок). Якщо підвищення по краях впадин зовсім зникнуть унаслідок процесів денудації, то на їх дні буде відкладатися тільки дуже тонкий (глинистий) матеріал або сформуються органогенні породи (вапняки, крейда в морях, торф у болотах, сапропель в озерах).

За складом і потужністю відкладів, захоронених у тектонічних впадинах, і за змінами цього складу у вертикальному розрізі можна проводити *фаціальний аналіз*. Це дозволяє виявити як співвідношення тектонічних рухів та екзогенних процесів у межах самих впадин, так і характер навколишнього рельєфу та історію його формування.

Якщо гранулометричний склад осаду впадин у вертикальному розрізі збільшується в напрямку знизу вверх, то це ознака висхідного розвитку рельєфу в суміжних районах. Коли ж спостерігається протилежна картина, то це показник того, що рельєф, який оточує впадину, поступово понижується під дією агентів денудації. Якщо це пониження зайшло надто далеко і гірський рельєф перетворився в *пенеплен* або *педиплен*, то осад впадини завершується найдрібнішими відкладами (глинами), а також органогенними або хемогенними породами. І в цьому випадку винос уламкового матеріалу із суші в море буде мінімальним.

Отже, основні та найбільш загальні риси рельєфу та пов'язаних із ним відкладів визначаються *співвідношенням ендогенних та екзогенних процесів*. Але це стосується тільки макро- та мезоформ земної поверхні, які визначають найзагальніші риси її рельєфу. Його особливості, встановлені переважно в малих формах (менше, ніж мезоформи), нерідко визначаються характером дій якогось одного процесу (ендогенного або екзогенного). Такими є, наприклад, дюни, вигляд яких зумовлюється перш за все діяльністю вітру (екзогенного фактору) і не залежить від ендогенних факторів. Інший приклад – діючі вулкани, особливості яких майже цілком зумовлюються внутрішніми силами Землі.

Ендогенні процеси поділяються, як уже було сказано, на тектонічні рухи та вулканічні явища. Відповідно розрізняють *тектонічний* та *вулканічний рельєф. Тектонічний рельєф* добре виражений тільки на дні океанів і морів, особливо далі від берега, де на тектонічні форми не впливали екзогенні сили.

На суші рельєф складніший, бо він формується при значній участі екзогенних сил. Тому тектонічний рельєф у чистому вигляді на суші майже не зустрічається. Всі тектонічні форми (особливо давні) тут тією чи іншою мірою перетворені екзогенними процесами, що ускладнює з'ясування питання про їх генезис. Підви-

щення майже завжди розчленовані долинами, а впадини заповнені наносами. Такий рельєф називають не тектонічним, а *денудаційно-тектонічним*, якщо він сформований на підвищеннях (наприклад, рельєф Великого Кавказу), й *акумулятивно-тектонічним*, якщо він властивий пониженням (наприклад, рельєф Прикаспійської низовини).

Форми денудаційно-тектонічного і певною мірою акумулятивно-тектонічного рельєфу сформовані екзогенними процесами. Але рельєф цілком виник у результаті тектонічних процесів і під їх безпосереднім впливом. Однак на суші зустрічаються і суто тектонічні форми, які дуже слабо перетворені зовнішніми процесами. Їх називають *первинно-тектонічними*, підкреслюючи цим, що вторинні екзогенні процеси не змінили суттєво їх первинну форму, зумовлену тектонікою. Це здебільшого молоді утворення, пов'язані з найновішими або сучасними проявами тектонічних рухів, – невеликі, ледь помітні на місцевості *вали, куполи, впадини, вигини терас* і т.ін. Вони виникли порівняно недавно (10 – 100 тисяч років тому), мають невеликі розміри по вертикалі і тому ще не перетворені або дуже слабо видозмінені екзогенними процесами.

Вулканічний рельєф також перетворюється за допомогою екзогенних процесів. Характерні вулканічні форми (*вулканічні конуси, кратери, лавинні покриви*), не змінені екзогенними процесами, зустрічаються лише в районах сучасної вулканічної діяльності, наприклад на Камчатці або на Курильських островах. Сильно перетворені денудацією третинні вулканічні форми збереглись на Кавказі і в деяких інших місцях. Первинні форми вулканічного рельєфу більш давніх епох не збереглися.

4.4. Значення денудації та акумуляції для формування рельєфу

Рельєфоутворююча роль екзогенних процесів подвійна: з одного боку, вони інтенсивно руйнують додатні форми рельєфу, понижуючи їх поверхню, а з іншого – відкладають наноси у від'ємних формах, підвищуючи їх поверхню.

Процес руйнування земної поверхні, що супроводжується виносом продуктів цього руйнування, називається денудацією.

Денудація призводить до утворення *денудаційного рельєфу* (рис. 50) і до поступового зниження земної поверхні.

Процес накопичення продуктів денудації у впадинах називається акумуляцією.

Вона є причиною утворення *акумулятивного рельєфу* і поступового підвищення земної поверхні. В результаті одночасної дії процесів денудації та акумуляції відбувається поступове руйнування додатних і від'ємних форм рельєфу, що в кінцевому результаті зумовлює вирівнювання земної поверхні.

Екзогенні процеси згладжують нерівності земної поверхні, створені ендогенними силами.

Рис. 51. Результат дії екзогенних сил – ерозійні останці

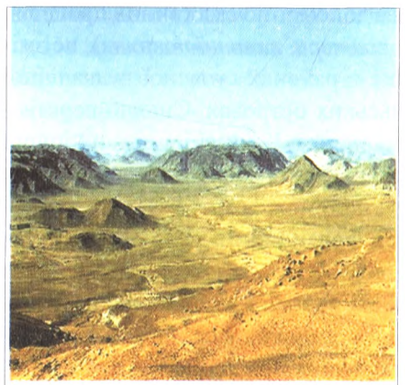


Рис. 52. Пенеплен

Рис. 53. Педимент

Рис. 54. Денудаційно-акумулятивний рельєф

Одночасно утворюються нові форми рельєфу меншого розміру, як денудаційні, так й акумулятивні. Особливо великих розмірів досягають *денудаційні форми*. До них належать, наприклад, річкові долини, вододільні підвищення та хребти. Вони формуються в результаті нерівномірної дії денудаційних процесів на земну поверхню. Там, де вона руйнується дуже інтенсивно, відбувається її зниження, що призводить до утворення від'ємних денудаційних форм рельєфу. На сусідніх ділянках, які руйнуються не так швидко, земна поверхня знижується повільніше або навіть зберігає свій попередній гіпсометричний рівень. У результаті тут утворюється додатня денудаційна форма рельєфу, часто у вигляді останців (рис. 51). Як одні, так і другі, дуже часто називають *виробленими формами*, оскільки вони зумовлені екзогенними процесами в гірських породах, з яких складається земна поверхня.

Найчастіше денудаційні процеси зосереджені на ділянках земної поверхні, що мають значну протяжність при малій ширині. Такою є руйнівна дія рік, струмків, робота гірських льодовиків, довжина яких звичайно в декілька десятків чи сотень разів перевищує їх ширину. Денудація, що відбувається на цих ділянках, називається *лінійною денудацією*. Вона утворює на земній поверхні *відкриті форми рельєфу*, що мають велику горизонтальну протяжність (яри, річкові та льодовикові долини, обривисті береги океанів та морів і т.д.). Значно рідше процеси денудації зосереджені на обмежених за розмірами ділянках земної поверхні, що мають у плані округлу або овальну форми. За таких умов утворюються *замкнуті або незамкнуті форми рельєфу, що мають ізометричну будову* (карстові лійки, суфозійні колодязі, льодовикові цирки). Лінійна денудація розчленовує земну поверхню і надзвичайно ускладнює її рельєф. Особливо інтенсивно діють ці процеси на підвищених ділянках суші. Менш інтенсивні вони на понижених рівнинах і майже зовсім відсутні на дні океанів, морів та озер, якщо не враховувати прибережні зони.

Денудаційні процеси часто мають площинне розповсюдження. В такому випадку говорять про *площинну денудацію*. Площинна денудація може відбуватися внаслідок дії дрібноструменевих пластових водних потоків, материкових льодовиків, вітру чи бути наслідком повільного сповзання пухких уламкових осадів по схилах під дією сили тяжіння.

Площинна денудація, на відміну від лінійної, не розчленовує земну поверхню, а, навпаки, всюди згладжує її.

Енергія денудаційних процесів у цьому випадку більш-менш рівномірно розсіяна на великій площі земної поверхні. Тому її зниження відбувається набагато повільніше, ніж при лінійній денудації, проте всюди. Це приводить до згладжування її нерівностей і до утворення рівнин, що називаються *пенепленами* (рис. 52).

Вироблені форми й елементи рельєфу можуть зазнавати значного переміщення по земній поверхні під дією денудаційних сил. Наприклад, круті морські та океанічні береги переміщуються вглиб суші внаслідок руйнування їх морськими хвилями; русла рік, що поступово зміщуються на все більш низький гіпсометричний рівень. Це переміщення може відбуватися як у горизонтальній, так і у вертикальній площинах. Тому *лінійну денудацію* можна розділити на денудацію *глибинну* і *бокову*.

Глибинна денудація призводить до збільшення глибини від'ємних форм рельєфу, а отже, до посилення загальної вертикальної розчленованості земної поверхні. Бокова денудація супроводжується розширенням від'ємних форм рельєфу й зрізанням раніше створених нерівностей, що врешті-решт, можуть спричинити утворення обширних денудаційних рівнин, які називаються *педиментами* (рис. 53).

На території, де відбувається денудація, переважно одночасно діють сили площинної та лінійної (бокової та глибинної) денудації. Одні з них намагаються розчленувати земну поверхню і цим збільшити контрастність форм її рельєфу (глибинна денудація), а інші діють у протилежному напрямку, намагаючись "пом'якшити" рельєф (площинна денудація) або зрізати наявні нерівності (бокова денудація). В руслах рік, наприклад, діють процеси лінійної денудації (бокової та глибинної), а на вододілах між ними – площинний змив. Вигляд рельєфу, що формується при цьому, буде визначатися співвідношенням лінійної та площинної денудації, з одного боку, і глибинної та бокової денудації – з іншого. Співвідношення перелічених різновидів денудаційних процесів визначається дуже багатьма факторами. Важливу роль серед них відіграють напрямки та інтенсивність тектонічних рухів, характер клімату, склад та умови залягання гірських порід, з яких побудована поверхня літосфери.

Акумулятивні процеси та акумулятивні форми рельєфу генетично тісно пов'язані з денудаційними процесами та формами, хоч у просторі вони нерідко розділені між собою. Цей зв'язок виражається в тому, що акумулятивні форми завжди складаються з матеріалу, який принесений з районів денудації, і такого, що утворився при формуванні денудаційних форм. Розміщуються вони, звичайно, спряжено з денудаційними формами і утворюються одночасно з ними. Наприклад, *дельта ріки* (акумулятивна форма) генетично пов'язана з *річковою долиною* (денудаційна форма), утворена генетично рікою, розташована в її усті і складається з відкладів, які надійшли з долини. Тому акумулятивні форми та складові їх осадів називаються *корелятивними* (відповідними) до денудаційних форм.

Однак у деяких випадках процес формування денудаційного рельєфу не супроводжується утворенням відповідних йому акумулятивних форм. Відомо, наприклад, що багато невеликих річок не мають дельт, а яри та промоїни, які впадають у річкові долини, іноді не мають конусів виносу. В таких випадках продукти денудації більш-менш рівномірно розсіюються по площі водоприймального басейну, змішуються з відкладами інших рік чи ярів і, зрештою, осідають на дні, де й відбувається *діагенез*. Цей осад не формує якихось особливих акумулятивних форм рельєфу, хоча і є корелятивним по відношенню до денудаційного рельєфу.

Іноді акумулятивні форми рельєфу бувають виражені досить чітко, але знаходяться на великій відстані від відповідних їм денудаційних форм, що робить проблематичним встановлення зв'язків між ними. Такими є еолові форми рельєфу (див. розділ 3.5.1), які можуть складатися з піску, перенесеного вітром на десятки і сотні кілометрів від місця його початкового залягання. Разом із тим зустрічаються акумулятивні форми, що розміщуються всередині денудаційних. Вони утворюються пізніше від останніх або майже одночасно з ними. Такими є тераси на схилах річкових долин (див. розділ 3.5.2).

Зазвичай процеси денудації й акумуляції взаємозв'язані. Тому утворюється

денудаційно-акумулятивний рельєф, що складається з форм денудаційного та акумулятивного походження, які знаходяться в різних співвідношеннях одна з одною (рис. 54).

4.5. Класифікація рельєфоутворюючих процесів

Вигляд екзогенних форм рельєфу визначається не тільки співвідношенням процесів денудації й акумуляції, але і їх природою. Процеси денудації та акумуляції можуть відбуватися в результаті роботи моря, поверхневих і підземних вод, льодовиків, дії вітру, а також внаслідок безпосереднього впливу сили тяжіння на гірські породи, з яких складаються стрімкі схили. У відповідності з цим виділяють *флювіальні* (річкові), *гляціальні* (льодовикові), *еолові* (вітрові), *схилові* (делювіальні) та інші рельєфоутворюючі процеси.

Денудаційна та акумулятивна складові в діяльності кожного екзогенного фактору зумовлюють утворення *денудаційних* і *акумулятивних* форм рельєфу. Найбільше рельєфоутворююче значення має діяльність поверхневих водотоків (флювіальна), льодовиків (гляціальні процеси), моря.

Діяльність моря та робота рік стали інтенсивнішими порівняно з минулими епохами. Рельєфоутворююча діяльність льодовиків сьогодні обмежена приполярними районами, але у відносно недалекому минулому (10 - 400 тис. років тому) льодовики вкривали значно більші ділянки суші, в тому числі й території України. Льодовикові форми того часу збереглися до наших днів і займають значні площі на багатьох материках. Менше значення в рельєфоутворенні відіграє вітер. Його впливу на земну поверхню перешкоджає рослинний покрив. Тому вітер визначає утворення рельєфу переважно в пустелях.

Певну роль у рельєфоутворенні відіграє також діяльність підземних вод, з якою пов'язані карстові форми рельєфу, а також схилові процеси (обвальні, зсувні, осипні та дефлюкційні), що відбуваються під дією сили тяжіння. Процеси життєдіяльності рослин і тварин (біогенні) в деяких випадках також призводять до формування тих чи інших форм рельєфу (термітники, мурашники, нори), але їх роль у рельєфі поверхні суші досить незначна.

Натомість все помітнішою стає рельєфоутворююча діяльність людини (будівництво каналів, зміни русел рік, утворення кар'єрів, ям, курганів, насипів і т.ін.), яка часто має деструктивну компоненту у відношенні до природних екосистем.

4.6. Рельєф як компонент ландшафтів земної поверхні

Рельєф земної поверхні дуже різноманітний. Він змінюється в просторі від місця до місця у зв'язку зі зміною ендогенних та екзогенних процесів, що діють на земну поверхню, або внаслідок зміни їх спрямованості чи інтенсивності.

Рельєфоутворюючі процеси, їх напрямок та інтенсивність на кожній ділянці земної поверхні визначаються перш за все найголовнішими ландшафтно-екологічними умовами, до яких відносять геологічну будову місцевості, рельєф, що їй відповідає, та клімат.

Останній визначає також наявність і характер цілого ряду *другорядних умов рельєфоутворення*: ґрунтового покриву, мерзлоти, рослинності.

Такий самий комплекс явищ на земній поверхні зумовлює її диференціацію на численні природні системи, або ландшафти, в широкому значенні цього слова.

Ландшафт - закономірне поєднання всіх природних компонентів земної поверхні, а саме: гірських порід, рельєфу, клімату, ґрунтового покриву, рослинності, поверхневих та підземних вод і тваринного світу.

Усі ці компоненти природного середовища знаходяться в тісному зв'язку один з одним. Вони впливають на рельєф і одночасно залежать від нього. Клімат впливає на рослинність, рослинність – на ґрунти; геологічна будова впливає не тільки на рельєф, але й на ґрунти, а через них – і на рослинний покрив.

Усі складові частини ландшафту взаємозв'язані і взаємозумовлені, визначають розвиток один одного або безпосередньо, або через дію інших компонентів.

Отже, перелічені вище фактори й умови природного середовища можна розглядати не тільки як умови формування рельєфу, як це робилось у попередніх розділах, але і як взаємозв'язані складові частини (компоненти) ландшафтів земної поверхні.

Компоненти природного середовища дуже різноманітні за своїми характеристиками. Звичайно, їх поєднання (ландшафти) ще різноманітніші і, можливо, обчислюються багатьма тисячами. Серед них, однак, є такі, які неодноразово повторюються на земній поверхні в подібних умовах і типові для тих чи інших її ділянок. Це полегшує вивчення та класифікацію природних екосистем.

Рельєф – досить важливий компонент географічного ландшафту, тісно пов'язаний з ґрунтовим покривом і з іншими складовими природного середовища.

Роль рельєфу у формуванні ландшафтів дуже велика. Крупні форми рельєфу істотно зумовлюють характер клімату, залежних від нього ґрунтового та рослинного покривів. Клімат залежить від абсолютної висоти місцевості, внаслідок чого у високих горах спостерігається кліматична поясність, а отже й поясність ґрунтів і рослинного світу. Крім того, середні та високі гори є більш-менш значними перешкодами для руху повітряних мас, через що спостерігається різка відмінність у кліматичних умовах, а також у ґрунтах і рослинності навітряних і підвітряних схилів гір. Навітряні схили мають вологіший клімат, а підвітряні – сухіший. Таке явище спостерігається в тому випадку, коли гірські хребти зорієнтовані перпендикулярно до напрямку пануючих вологих вітрів.

Невеликі нерівності земної поверхні (мікрорельєф, нанорельєф) часто є причиною її нерівномірної зволоженості. В мікропониженнях накопичуються дощові і талі води та близько до поверхні залягають ґрунтові води. Це зумовлює утворення

тут потужного зімкнутого рослинного покриву, представленого вологолюбними видами, під яким формуються різні типи азональних ґрунтів (болотні, лугові в лісовій зоні, солоді в зоні степів). На підвищених формах рельєфу зволоженість менша, рослинний покрив не такий рясний і представлений іншими видами (мезофіти або ксерофіти). Тут утворюються різні типи зональних ґрунтів.

Особливо великий вплив рельєфу на біогенні компоненти ландшафтів *аридних* і *семігумідних* районів. Різкі відмінності в рослинному та ґрунтовому покривах нерідко пов'язані з чергуванням найдрібніших нерівностей земної поверхні (наноформ), зумовлюючи появу так званого комплексного ґрунтово-рослинного покриву. В умовах недостатнього зволоження мікрорельєф суттєво впливає на розподіл солей у ґрунтовому покриві. В семігумідному кліматі (степів) промивний режим може існувати тільки у від'ємних формах рельєфу, які отримують для цього необхідну кількість вологи. Тому в западинах (особливо замкнутих) відбувається винос солей на певну глибину з формуванням солодей. Винос мінеральних частинок із западин з низхідним потоком води призводить до поступового просідання їх дна і до поглиблення цих форм.

За межами западин на додатних формах рельєфу відбувається зворотний процес: капілярне підтягування солоних розчинів до земної поверхні через сильніше прогрівання сонячним промінням відносно підвищених безлісних ділянок, що не мають зімкнутого рослинного покриву. Тому між западинами формуються солонці та солончаки.

Завдяки рельєфу відбувається перерозподіл сонячної енергії, яку одержує земна поверхня.

Це визначає специфічність ландшафтів, розміщених на схилах різної експозиції, що виразно помітно при зіставленні схилів північної та південної експозицій. Північні схили одержують менше тепла і ліпше зберігають вологу, ніж південні, тому вони відрізняються один від одного ґрунтовим і рослинним покривами. Особливо різкі відмінності спостерігаються в умовах посушливого (аридного чи семигумідного) клімату, а також у зоні тундри і в областях поширення вічної мерзлоти.

У семігумідному кліматі схили північної експозиції нерідко є лісовими ландшафтами, які істотно відрізняються від степових ландшафтів південних схилів. В аридному кліматі на схилах північної експозиції наявні ділянки степової рослинності, а на південних схилах панує пустинна флора або спостерігаються ділянки, які не мають розвинутого рослинного покриву.

У зоні тундри картина протилежна. Тут оголені або покриті незначною рослинністю північні схили, що одержують найменше тепла, а рослинний покрив південних схилів складається з мохів, трав і кущів. У лісовій зоні ліси добре ростуть на схилах будь-якої експозиції, але у видовому складі дерев'яної та трав'яної рослинності схилів північної та південної експозицій спостерігаються суттєві відмінності. Іноді на крутих схилах південної експозиції в лісовій зоні росте степова рослинність на відповідних їй ґрунтах, які характерні для більш південних районів (сірі лісові, опідзолені чорноземи).

Рельєф не тільки впливає на решту компонентів природного ландшафту, але й сам зазнає їх дії.

Уже згадувалось про вплив на рельєф клімату, геологічної будови, поверхневих і підземних вод. Менше впливають на рельєф ґрунти та рослинність, і зовсім незначну роль у формуванні рельєфу відіграють тварини.

Вплив на рельєф ґрунтового покриву переважно проявляється у можливості розвитку процесів водної та вітрової ерозії, зсувів, просідання на різних типах ґрунтів.

Тому нерівності земної поверхні, пов'язані з цими процесами, дещо відрізняються в межах поширення різних типів ґрунтів. Однак цей вплив, з огляду на незначну потужність ґрунтового покриву, спостерігається тільки на найменших нерівностях земної поверхні (нанoформах), але не всюди. Більші денудаційні форми, що повністю прорізали ґрунтовий покрив, більше пов'язані з літологією підстилаючих гірських порід.

Густа деревна та трав'яна рослинність перешкоджає розвиткові процесів водної та вітрової ерозії, формуванню дефляційних і ерозійних форм рельєфу.

У цьому і полягає її вплив на процеси формування рельєфу. Іноді та чи інша рослинність сприяє утворенню акумулятивних форм, створених вітром чи водними потоками, швидкість яких у густих чагарниках різко падає, що призводить до осідання принесеного потоком матеріалу. В більш рідкісних випадках рослини безпосередньо формують рельєф. Такими є ями і горби, що утворюються з допомогою дерев, вивернутих буревієм, болотні купини і т. ін.

Рельєф, що є компонентом ландшафту, зумовлює багато його характерних рис і водночас певною мірою сам залежить майже від усіх його компонентів.

У зв'язку з цим виділення ландшафтів та їх окремих частин (ґрунтів, рослинності, тваринного світу, вод і т.ін.) неможливе без вивчення рельєфу. Аналогічно, глибоке вивчення рельєфу неможливе без уточнення особливостей того ландшафту, в межах якого він сформувався.

У цьому виявляється сутність геоморфології як науки не тільки геологічної, але й географічної. Очевидно, можливі *два основні підходи* до вивчення рельєфу. По-перше, геоморфологія вивчає рельєф як результат взаємодії ендогенних та екзогенних сил. Цей підхід до вивчення рельєфу споріднює геоморфологію з геологією, без глибокого знання якої вивчення цих питань неможливе. По-друге, геоморфологія вивчає рельєф як складову частину ландшафтів земної поверхні. При такому підході до вивчення рельєфу геоморфологія, безперечно, виступає як географічна наука.

Враховуючи наявність у геоморфології двох основних наукових напрямків,

можна визначити **геоморфологію як науку про рельєф земної поверхні, який вона вивчає, і як результат взаємодії ендогенних та екзогенних сил, і як складову частину ландшафтів земної поверхні.**

Це визначення ґрунтується на уявленні про безперервний розвиток земної кори в часі та в просторі, в ході якого за участю ендогенних та екзогенних сил формується рельєф земної поверхні. Він враховує тісний взаємозв'язок внутрішніх і зовнішніх сил, вплив на рельєф інших компонентів природного середовища та роль рельєфу у формуванні ландшафтів земної поверхні. З такого розуміння геоморфологічної науки випливає необхідність комплексного підходу до вивчення геоморфологічних явищ. Ця необхідність виникає з різноманіття сил, що беруть участь у геоморфологічних процесах, і з наявності складних двосторонніх зв'язків між рельєфом та іншими компонентами природного середовища.

Для землевпорядників і ґрунтознавців важливо засвоїти особливості системного підходу до вивчення рельєфу, який дозволяє встановити тісні зв'язки між ґрунтовим покривом і рельєфом. Це допомагає вивченню ґрунтового покриву в його взаємозв'язку з іншими компонентами ландшафту (кліматом, рослинністю, поверхневими та підземними водами).

Контрольні запитання та завдання

1. Дайте визначення форм рельєфу і наведіть їх класифікації.
2. Охарактеризуйте значення рельєфу як компонента ландшафту.
3. Дайте характеристику основних напрямків у вивченні рельєфу.
4. Наведіть приклади впливу ендогенних факторів на генезис рельєфу.
5. Порівняйте наслідки лінійної і площинної денудації.
6. Як виявляється вплив екзогенних факторів на утворення рельєфу?
7. Дайте порівняльну характеристику пенепленів і педиментів.
8. Наведіть приклади акумулятивних форм рельєфу і дайте їх характеристику.
9. Порівняйте вплив епейрогенічних та орогенічних рухів на генезис рельєфу.
10. Дайте характеристику висхідного і низхідного видів рельєфу.

РОЗДІЛ П'ЯТИЙ

РЕЧОВИННИЙ СКЛАД ЗЕМЛІ

5.1. Головні мінерали гірських порід

Із майже 3000 мінералів тільки 20-30 мають велике значення для гірських порід і ґрунтів, тому вони називаються *породотворними*. Чимало з них зустрічаються тільки у певних типах гірських порід. Так, *головними мінералами магматичних* порід і продуктів їх вивітрювання є: кварц, польові шпати, фельдшпатоїди, слюди, піроксени, амфіболи, олівін. *Другорядні мінерали магматичних порід* – магнетит, апатит, пірит, флюорит, гематит, рутил, ільменіт, циркон.

До *головних мінералів метаморфітів* разом з головними мінералами магматичних порід належать андалузит, кіаніт, гранат, епідот, хлорит, тальк, серпентин і графіт.

В *осадових породах* найбільш поширені мінерали-солі (калійні, магнезіальні, галоїди), карбонати (кальцит, доломіт, арагоніт, вітерит), сульфати (гіпс, ангідрит, барит, целестин) і глинисті мінерали (каолініт, монтморилоніт, гідрослюди, беміт та інші). Поряд з ними *зустрічається* низка мінералів, які утворилися спочатку у магматичних породах (кварц, слюда, польові шпати), а також рудні мінерали у вигляді уламкового матеріалу.

Основну масу первинних мінералів ґрунтів складають (у порядку приблизного збільшення стійкості до вивітрювання): карбонати – олівін – піроксени – амфіболи (у т.ч. рогова обманка) – біотит – хлорити – епідот – плагіоклази – калій-натрієві польові шпати – апатит. Серед вторинних мінералів найпоширеніші глинисті (групи каолініту, монтморилоніту, гідрослюд). Детальніше про ґрунтові мінерали – в розділі 12.

5.2. Поняття про гірські породи і руди

Під гірськими породами розуміють мінеральні суміші природного походження.

Геохімія земної кори – це наслідок кругообігу елементів, мінералів і гірських порід.

Головними породотворними мінералами (за Г.Шуманом) є:

1) польові шпати і фельдшпатоїди – 60%;
2) піроксени та амфіболи – 16%;
3) кварц – 12%;
4) слюди – 4%;
5) інші мінерали – 8%.

В основі групування гірських порід лежить спосіб їх генезису. Тому виділяють магматичні, метаморфічні й осадові гірські породи.

Геологічний цикл формування гірських порід (інакше – їх кругообіг) можна зобразити, як показано на рис. 55.

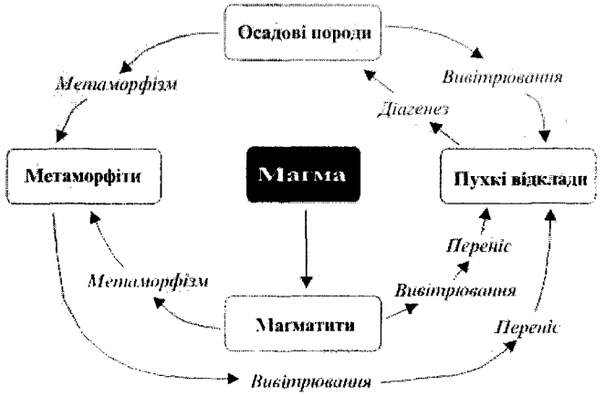


Рис. 55. Геологічний цикл (кругообіг) формування гірських порід

Магматичні гірські породи утворюються при охолодженні і затвердіванні магми на поверхні або в глибинах земної кори.

Їх також називають *виверженими* і ділять на *ефузивні* та *інтрузивні*.

Метаморфічні гірські породи утворюються шляхом перетворення гірських порід у глибинах земної кори під дією високих температур і тиску.

Іноді метаморфічні гірські породи називають *кристалічними сланцями*.

Осадові гірські породи утворюються при відкладенні шарами матеріалу зруйнованих або розчинених гірських порід будь-якого генезису як на суші, так й у морі.

У пухкому стані такі відклади називаються *осадами*.

Подібні незначні зміни порід отримали назву *діагенезу*, на відміну від *метаморфізму*, тобто інтенсивного перетворення.

Часто в геології використовується термін *руди*, під яким належить розуміти:

1) мінерали з промисловим вмістом якогось металу;
2) всі непрозорі важкі мінерали.

Руди ділять на:

– *обманки* – сульфідні мінерали із сильним напівметалевим або алмазним блиском, невисокою твердістю і досконалою спайністю (названі завдяки обманливому, порівняно з іншими рудами, зовнішньому вигляду);
– *блиски* – сульфідні мінерали із сильним металевим блиском, невисокою твердістю та досконалою спайністю; колір темний, до чорного;
– *колчедани* – сульфідні мінерали з металевим блиском, високою твердістю, без досконалої спайності та світліших кольорів.

Руди заліза: пірит, марказит, сидерит (залізний шпат), лимоніт (бурий залізняк), магнетит (магнітний залізняк), гематит, ільменіт; *міді* – халькопірит, ковелін, куприт, самородна мідь; *цинку* – сфалерит, цинкіт, смітсоніт; *свинцю* – церусит, галеніт, ванадиніт, піроморфін.

До глибини 16 км склад земної кори (за Г.Шуманом) такий: магматичні породи – 95 %, метаморфічні – 4 %, осадові – 1 %. У такому порядку характеризуватимемо гірські породи.

5.3. Характеристика магматичних гірських порід

Процеси, пов'язані з рухом магми (вулканізм і плутонізм), розглядалися в розділі 3.2.3. Тепер найбільше уваги буде приділено характеристиці порід, утворених внаслідок цих процесів.

Магматичні гірські породи утворюються із розплавленої магми, яка може мати різноманітні показники (температуру, в'язкість, склад тощо).

Якщо магма твердне, у глибинах земної кори утворюються крупнозернисті глибинні породи, які ще називають *плутонітами (інтрузиви).*
Якщо магма виливається на поверхню, – утворюються дрібнозернисті ефузивні гірські породи – *вулканіти (ефузиви).*
Породи, що знаходяться між плутонітами і вулканітами, – *жильні утворення.*

Магма, охолоджуючись на глибині поступово, утворює рівномірно-крупнозернисту породу; мінерали добре викристалізовуються; окремі зерна досягають такої величини, що стають помітними неозброєним оком. Кристали окремих мінералів розміщуються в породі без певної орієнтації; пустоти відсутні; плутоніти надзвичайно щільні.

При застиганні гранітної магми мінерали виділяються в такій послідовності:
1) рудні мінерали (магнетит, титаніт);
2) темноколірні мінерали (піроксен, рогова обманка, біотит);
3) польові шпати;
4) кварц.

До основних представників плутонітів належать: *граніт, діорит, габро, перидотит*. Їхня щільність у цьому ряді зростає, а вміст кремнезему – зменшується.

Як правило, чим кисліша порода, тим світліший її колір і навпаки.

Інтрузивні породи можуть виходити на поверхню внаслідок тектонічних рухів і наступного вивітрювання.

Діагностичні ознаки плутонітів:
– це повнокристалічні породи;
– кристали великих розмірів, помітні неозброєним оком;

– всі мінерали перемішані між собою і відсутнє просторове орієнтування окремих зерен у переважаючому напрямі;
– висока щільність і масивність, відсутність пустот;
– м'які форми вивітрювання;
– відмінність між окремими плутонітами за тоном забарвлення (темніше – світліше).

Коротка характеристика основних інтрузивних порід:

Граніт складається з плагіоклазу (36 %), калієвого польового шпату (30 %), кварцу (26 %), біотиту (7 %), мусковіту (0,5 %), апатиту (0,5 %). Хімічний склад граніту: SiO_2 – 70 %; Al_2O_3 – 15 %; K_2O – 4,5 %; Na_2O – 3,5 %; CaO і FeO – по 2 %; Fe_2O_3 – 1,5 %; MgO – 1,0 %; TiO_2 – 0,5 %.

Мінералогічний склад *сієніту* (в %): калішпат – 50; плагіоклаз – 20; біотит, авгіт, рогова обманка – 20; кварц – 5; апатит, рудні мінерали – 5.

До складу *габро* входять: плагіоклаз – 50 %; піроксен або рогова обманка – 45 %; апатит, олівін, рудні мінерали – 5 %.

Перидотит складається з олівіну (66 %); піроксену (31 %); апатиту і рудних мінералів (3 %).

Кварцовий діорит: плагіоклаз – 33 %; рогова обманка – 26 %; біотит – 20 %; кварц – 16 %; калішпат – 4 %; апатит, рудні мінерали – 1 %.

Граніт і гранітоподібні породи внаслідок вивітрювання лущаться і розсипаються на окремі частинки. Часто при цьому, особливо в горах, утворюються *кам'яні ріки (куруми)*, які складаються з колювію.

Жильні породи утворюються у верхніх зонах земної кори і просторово розміщені між плутонітами і вулканітами. Їхній генезис пов'язаний із відщепленням від основної магми (материнської породи), яка залягає глибше. Тому жильні породи характеризуються ознаками, властивими і плутонітам, і вулканітам. У назвах жильних порід відбивається їх проміжне положення (табл. 5).

Таблиця 5

Номенклатура магматичних гірських порід

Плутоніти	*Жильні породи*	*Вулканіти*
граніт	граніт-порфір	ліпарит
сієніт	сієніт-порфір	трахіт
діорит	діорит-порфірит	андезитобазальт
габро	габро-порфірит	базальт
перидотит	пікрит-порфірит	пікрит

Якщо мінералогічний склад і структура жильних порід істотно відрізняються від материнської породи та інших магматичних гірських порід, то жильні породи називаються *розщепленими* (наведені в таблиці 5 породи – нерозщеплені). Дрібнозернисті світлі розщеплені жильні породи називаються *аплітами*; крупно- і нерівномірнозернисті – *пегматити*; темноколірні – *лампрофіри*.

Ефузивні породи (вулканіти) утворюються при виливі магми на поверхню Землі.

Магма може виливатися як через тріщини, утворюючи лавові поля, так і при виверженні вулканів. Якщо лава разом із залишками інших матеріалів жер-

ла чи з уламками порід бокових відгалужень викидається в повітря, а потім осаджується, утворюються *вулканічні туфи*.

До останніх відносять *лапілі* (дрібні, розміром із біб або горох камінці); *туф* (ущільнений попіл); *вулканічні бомби* (згустки лави певної, як правило, веретеноподібної форми); *туфіт* (суміш туфів і осадових порід) і *пемза* (пористі, губчастоніздрюваті породи, легші за воду). Структура туфів *аморфна* (склувата), *дрібнозерниста* або *порфірова*.

За хімічним і мінералогічним складом вулканіти подібні до плутонітів. Істотна різниця між ними – в їх структурі. Лави, з яких утворюються вулканіти, застигають значно швидше, ніж магма, тому у вулканітів кристали дрібні (мікроскопічні) і неозброєним оком їх розрізнити важко (щільна структура). Можуть бути добре утворені окремі крупні кристали, які мають різкі контури і типову для них форму (порфірова структура, властива тільки вулканітам).

Якщо магма застигла дуже швидко (а так утворюються обсидіан, пемза, пехштейн), кристали не з'являються (структура склувата, аморфна). Часто для вулканітів характерні текстури *течії* або *флюїдальні*, коли породі властива певна орієнтація окремих компонентів, смугастий розподіл забарвлення чи сплющені і витягнені порожнини (мигдалини) овальної форми.

Вулканіти поділяють на:

– *древні* (палеозойські) – як правило, змінені (ущільнені), з характерним червоним і зеленим забарвленням різних відтінків;

– *молоді* (кайнозойські) – яким властиві численні порожнини та сіруваті кольори.

Діагностичні ознаки вулканітів:

– добре утворені кристали;

– основна маса щільна (дрібнозерниста) або аморфна (склувата);

– численні дрібні порожнини;

– текстури течії (флюїдальні);

– поділ порід за інтенсивністю забарвлення (світліше-темніше) та за мінералогічним складом.

Мінералогічний склад окремих вулканітів:

Базальт: піроксен – 50 %; плагіоклаз – 45 %; олівін, рудні мінерали – 5%.

Трахіт: калішпат – 75 %; плагіоклаз – 10 %; піроксен – 10 %; рудні мінерали – 5 %.

Пікрит: піроксен – 35 %; олівін – 30 %; рогова обманка – 25 %; апатит, рудні мінерали – 10 %.

Андезит: плагіоклаз – 60 %; піроксен, біотит – 20 %; калішпат – 15 %; рудні мінерали – 5 %.

Ріоліт (синонім – ліпарит): калішпат – 50 %; кварц – 30 %; плагіоклаз – 15 %; біотит, рудні мінерали – 5 %.

5.4. Метаморфізм і головні метаморфічні породи

Метаморфіти утворюються шляхом перетворення (метаморфізму) певних гірських порід. Ці перетворення здійснюються під впливом високих температур і тиску. При цьому вся маса породи зберігає твердий агрегатний стан. Метаморфізм буває 2-х основних типів:

1) контактний – внаслідок виливу магми і наступних змін гірських порід, що знаходяться в зоні її впливу;

2) регіональний – зумовлений тиском вищерозміщених товщ гірських порід і висхідними тепловими потоками із надр Землі.

Контактний метаморфізм проявляється в порівняно вузьких зонах. Найбільші зміни порід відбуваються в зоні безпосереднього контакту з магмою, а з віддаленням від останньої інтенсивність змін знижується. Ширина контактного ореолу, в межах якого проходить метаморфізм, складає 2-3 км. Типові породи контактного метаморфізму – плямисті сланці, роговики, мармур.

Регіональний метаморфізм охоплює великі території та багатокілометрові товщі гірських порід і проходить унаслідок тектонічного опускання і наступного перекриття потужними відкладами. За глибиною та інтенсивністю метаморфізму розрізняють 3 зони (табл. 6).

Таблиця 6

Зони метаморфізму

Зона	*Фація*	*Глибина, км*	*Температура, °С*	*Тиск, атм.*
Епізона	зеленосланцева	8-10	300-400	3000
Мезозона	амфіболітова	18-20	500-600	5000
Катазона	гранулітова	30-35	700-800	9000

Обидва види метаморфізму проявляються *в перетворенні структури гірських порід, їх перекристалізації без змін хімічного складу*. Якщо ж при цьому окремі компоненти вилучаються чи, навпаки, приєднуються до породи, то процес називають *метасоматоз*. Органічні рештки при метаморфізмі руйнуються.

У результаті одностороннього тиску в породах виникає *сланцюватість*, тобто текстура породи набуває одностороннього (зорієнтованого) напряму. Мінералогічний склад при цьому зберігається від попередньої гірської породи. Листуваті та лускуваті мінерали (тальк, слюда, хлорит) своєю довгою віссю орієнтуються по нормалі до напряму тиску.

Одночасно зі змінами структури при метаморфізмі може проходити і сукупна перекристалізація гірських порід, що робить їх масивними і щільними. Дрібні мінеральні зерна при цьому зникають, а великі – ще збільшуються за розмірами і порода при цьому стає крупнозернистою. Утворюються різноманітні нові мінерали – частково без змін загального хімізму породи, але при метасоматозі такі зміни відбуваються.

Структура метаморфічних порід зернисто-кристалічна. Вона нагадує структуру магматичних порід, але утворилися вони не в процесі кристалізації магми, а при явищах *перекристалізації (бластезу)*. Тому різні варіанти структури метаморфічних порід називають: *гранобластова* (з переважанням ізометричної форми зерен), *лепідобластова, або лускувата,* (з пластинчастою чи лускуватою

формою більшості зерен), *порфіробластова* (з виділенням крупних кристалів в основній масі породи), *фібробластова, чи волокниста,* (зерна витягнуті в одному напрямі, стовбчасті).

Характерними мінералами метаморфітів є андалузит, хлорит, дистен, епідот, серпентин, графіт, корунд, тальк, гранат та інші, які зустрічаються тільки в цих породах.

Типи метаморфічних порід ділять на 2 великі групи, у залежності від вихідної породи. Метаморфіти, в яких мало місце перетворення магматичних порід одержують префікс *орто-,* якщо осадових – то *пара-*. Проте вихідну породу не завжди вдається діагностувати однозначно. Наприклад, слюдяний сланець може утворитися і з граніту, і з пісковику, тобто може бути і орто-, і парасланцем.

Метаморфічні породи класифікуються за мінералогічним складом, структурно-текстурними ознаками, типом метаморфізму, генезисом вихідних порід, умовами формування самих метаморфітів (табл. 7).

Таблиця 7

Породи регіонального метаморфізму

Глибинні зони	*Вихідні гірські породи*					
	граніти, кварцеві порфіри	*габро, базальти*	*перидотити*	*глинисті породи*	*пісковики*	*карбонатні породи*
Епізона	філіти, серицитові гнейси	хлоритові і зелені сланці	сланці: зелені, хлоритові талькові	глинисті і серицитові сланці, філіти	кварцити і серицитові кварцити	карбонатні філіти і мармури
Мезозона	слюдяні сланці, мусковітові гнейси	амфіболіти	амфіболіти	слюдяні сланці	слюдяні сланці, кварцити	мармури, карбонатно-слюдяні сланці
Катазона	граніто-гнейси, грануліт, мігматит	еклогіти, авгітові гнейси, амфіболові гнейси	олівінова і енстатинова порода	біотитові гнейси, сіліманітові гнейси	кварцити, гранатові кварцити, грануліти	вапняково-силікатні породи, мармури

Найпоширеніша і найдоступніша класифікація за структурно-текстурними ознаками:

– *гнейси* – збагачені польовими шпатами породи, які мають чітку сланцюватість;

– *сланці* – польових шпатів мало або вони взагалі відсутні, характерна сланцювата (паралельна) текстура;

– *масивні метаморфіти* мають низький вміст кварцу і польового шпату, без сланцюватості (еклогіт, амфіболіт, серпентин і т.д.);

– *мармури* – метаморфізовані кристалічні вапняки і доломіти;

– *кварцити* – міцні метаморфіти, що утворилися з кварцового піску.

Діагностичні ознаки метаморфітів:

– повнокристалічна, зерниста (часто крупнозерниста) структура;

– шовковистий блиск (у порід, які містять слюду);

– паралельна текстура (сланцюватість);

– велика щільність, без порожнин;

– відсутність органічних решток.

5.5. Характеристика осадових гірських порід

Їхній генезис завжди пов'язаний із екзогенними процесами на поверхні Землі, зокрема з вивітрюванням, а також з утворенням кори вивітрювання. Осадові породи, які утворюються внаслідок процесів фізичного вивітрювання, належать до *кластичних* або *уламкових*. Поділ гірських порід за розмірами уламків наводиться в таблиці 8.

У геологічній літературі немає єдиної думки про розміри окремих груп кластичних гірських порід. У літології кластичні осади ділять за розмірами зерен, незалежно від їх мінералогічного складу, форми і генезису.

Таблиця 8

Залишкові продукти вивітрювання

Пеліти (d<0,02 мм)		*Псаміти (d=0,02-2,0 мм)*		*Псефіти (d>2,0 мм)*	
осади	*породи*	*осади*	*породи*	*осади*	*породи*
пил, глина, мул	лес, глинистий сланець	пісок	пісковик	щебінь, гравій, глиби, галька, валун	брекчія, конгломерат

Одночасно в процесі вивітрювання можуть проходити хімічні перетворення гірських порід і мінералів із виникненням новоутворень (табл. 9).

Вихідним матеріалом для новоутворень внаслідок вивітрювання є гірські породи, зруйновані процесами хімічного вивітрювання. Водорозчинні мінерали – розчиняються, силікати – гідролітично розкладаються, сполуки заліза – окиснюються, вапняки – вилуговуються. При повторному відкладенні компонентів порід, які зазнали таких інтенсивних змін, виникають зовсім інші породи, зовнішній вигляд яких не свідчить про вихідні гірські породи.

Характерною діагностичною ознакою більшості осадових порід є добре виражена шаруватість із рівномірними прямолінійними межами. Лускуваті мінерали і пластинчасті частинки гірських порід розміщені взаємно паралельно.

Таблиця 9

Новоутворення внаслідок процесів вивітрювання

Натічні утворення	*Соляні відклади*	*Біогенні відклади*	*Вугільні породи*
вапняковий туф, кремнистий туф, травертин	гіпс, ангідрит, галіт, солі	вапняк, доломіт, кремнисті породи	торф, буре вугілля, кам'яне вугілля, антрацит

Глинисті породи – ущільнені зв'язні накопичення дрібних частинок зруйнованих гірських порід (породна мука), які складаються переважно з глинистих мінералів.

Найважливіші їх представники: каолін, глина, суглинок, мергель, лес. За винятком останнього, всі вони утворюються шляхом осадження з води або при вивітрюванні.

Каолін – складається з каолініту (водний силікат алюмінію). Утворюється шляхом розкладу і перетворення силікатів. Чистий каолін – сніжно-білого кольору, з домішками кварцу і польових шпатів – сірувато-жовтий.

Глина – як некласифікаційна одиниця уламкових порід – це агрегат глинистих мінералів, кварцу і слюди з домішками польових шпатів і кальциту. До 10 % складають оксиди заліза, які зумовлюють червонуватий, а іноді і зеленуватий колір. Глини, збагачені монтморилонітом, називають бентонітовими (бентоніти). Суха глина – тверда, волога – з різним ступенем пластичності. Глина здатна утримувати вологу в численних тонких порах капілярними силами, тому вона стає водонепроникною.

Суглинок – глина, збіднена карбонатами та з домішками кварцевих піщинок. Якщо у складі присутній ще й лимоніт, то суглинок набуває жовтого кольору.

Мергель – глина, збагачена карбонатами (вапном), тому його ще називають глинистий вапняк. Із домішками глауконіту мергель стає зеленуватим, бітумів - темно-сірим. Під впливом вивітрювання розпадається з утворенням пухкої, крихкої маси.

Лес – має ті ж мінеральні компоненти, що й глина, але відрізняється від останньої за генезисом (еолове походження – з нагромаджень пилу, що приноситься вітром). Лес пухкий, але завдяки наявності в ньому маси найтонших трубчастих каналів, здатний пропускати воду і повітря та утворювати в природному стані стійкі вертикальні стінки. Гідрооксиди заліза надають йому жовтувато-палевого кольору. При вилуговуванні вапна інфільтрованими водами утворюються *лесоподібні суглинки.*

Пухкі уламкові (кластичні) відклади розмірами від 2,0 до 200 мм називають *щебенем, гравієм* чи *галькою.*

5.5.1. Характеристика лесів

Проблема лесових порід, або лесів, уже більше ста років обговорюється вченими і спеціалістами. Цей інтерес зумовлений поширенням лесових порід, проблемністю їхнього походження та окремими несприятливими в будівельному і гідромеліоративному відношеннях особливостями (*інтенсивне розмокання у воді* і *висока просадочність* – здатність породи до сильного ущільнення при промочуванні її водою під дією власної ваги або зовнішнього навантаження). Крім того, завдяки специфічним властивостям і наявності великих запасів поживних речовин лесові породи є добрим субстратом для генезису родючих ґрунтів.

Ця дивна порода світло-палевого кольору, що часто виходила на поверхню терасових уступів річкових долин, заповнювала численні міжгірські западини або залягала у вигляді могутніх покривів на інших відкладах, із давніх-давен досить добре відома людям. У сухому стані леси мали високу міцність і здатні були триматися у вертикальних стінках. Однак при попаданні на них води за короткий час відбувалося повне руйнування породи, здавалося, що вона розчиняється на очах. Такі явища багаторазово спостерігали, наприклад, жителі долини Рейну в Німеччині. З цієї причини, як вважає О.К.Ларіонов (1984), ці породи були названі *лесами* (від нім.*losen* – розчинятися). Існує й інша думка. Так, М.І.Крігер (1965) відзначав, що слово *"лес"* близьке за значенням до німецького слова *"lochter"* – пухкий, хиткий. Обидва наведені трактування терміна *"лес"* близькі до істини, тому що це справді пухка порода, яка легко розмокає.

5.5.2. Поширення лесів

Лесові породи зустрічаються на всіх континентах, але найширше вони розповсюджені в Європі, Азії й Америці. За підрахунками К.Кейльгака, при середній потужності лесу 10 м загальна площа, зайнята лесовими породами на земній кулі, складає 19 млн. км^2. Північна межа поширення лесів у Європі близько 60^0 пн.ш., в Азії вона проходить набагато північніше, а південна межа складає 28^0 пн.ш. У *тропічних* і *субтропічних областях леси не зустрічаються.*

На території країн СНД площа, покрита лесовими породами, складає близько 34 % їх континентальної частини. Леси лежать суцільним покривом на більшій частині України (до 80 %) і на півдні європейської частини Росії. Великі площі покриті лесовими породами в Середній Азії, Казахстані, в Сибіру. Досить часто вони зустрічаються в Білорусі, Поволжі, в Якутії й інших районах.

Леси – це молоді відклади четвертинної системи, що виникли в недавній геологічний час (не більше 1,5 млн. років тому), а у певних фізико-географічних умовах вони можуть утворюватися і в наш час, наприклад, у результаті пилових бурь.

За умовами залягання леси повсюдно розташовуються у вигляді покривів (тобто не перекриті іншими відкладами). Потужності лесових порід коливаються від декількох сантиметрів до десятків і навіть сотень метрів. У північних районах, де лесові відклади розвинуті лише на окремих ділянках, їхня товщина складає 5-10 м, а в районах суцільного поширення (на півдні України, Північному Кавказі, Китаї) вона збільшується до 30-50 м і більше. Наймогутніші розрізи лесових порід (до 100-200 м) виявлені в міжгірних западинах на території Середньої Азії.

5.5.3. Походження лесів

За всю історію вивчення лесів було запропоновано близько двадцяти різних гіпотез їхнього походження. Всі гіпотези можна об'єднати в кілька груп, що пояснюють виникнення лесів еоловим (вітровим) і водним шляхами.

Засновником *еолової гіпотези* є Ф. Ріхтгоффен (1877). Відносячи леси до еолових відкладів, він не вважав вітер єдиним фактором утворення лесових порід. Після детального вивчення лесів Китаю Ф. Ріхтгоффен прийшов до висновку, що лесовий (пилуватий) матеріал переносився і відкладався в безстічних западинах вітром і дощовою водою й утримувався там степовою рослинністю.

Еолова гіпотеза знайшла багато послідовників і серед учених інших країн, що розвинули і доповнили її. Так, В.О. Обручев (1904) пояснював формування суцільного лесового покриву на високих елементах рельєфу за рахунок пилу, принесеного з віддалених районів (екзотичний пил). На думку П.А. Тутковського (1899), вітри розвівали льодовикові відклади і несли пил далеко від льодовикового покриву, де й утворювався лес. Американські учені Ф. Леверетт (1899), Т. Чемберлін та ін. (1909) основне значення надавали утворенню пилуватих товщ за рахунок розвіювання річкових і водно-льодовикових відкладів прилеглих долин. Багато відомих

вітчизняних і закордонних учених були і дотепер залишаються прихильниками еолової гіпотези. Це зв'язано з тим, що окреслена гіпотеза добре пояснює покривне залягання лесів на великих площах і підкріплюється фактами інтенсивної акумуляції в посушливих областях досить потужних шарів пилу після проходження сильних пилових бур.

Гіпотези флювіального (водного) походження. Серед прихильників, які розглядають лес як породу, що сформувалася у водному середовищі, варто відзначити таких видатних учених: П.О.Кропоткін (1876), В.В. Докучаєв (1892), А.П.Павлов (1898), Ю.О.Скворцов (1948). На їх думку, утворення товщі пилуватих осадів відбувалося в результаті змиву і наступного перевідкладення схилових порід, переносу і нагромадження мінерального матеріалу в річкових долинах та озерах, а також переносу і нагромадження лесових відкладів водно-льодовиковими потоками.

Існував також погляд, що лес – це принесений пил, але перевідкладений водними потоками. Усі ці гіпотези розглядають лише процес нагромадження пилуватих відкладів, але не відповідають на головне запитання: як пилуватий осад перетворюється в лес з характерним набором ознак і властивостей?

Грунтово-елювіальні гіпотези стверджують, що пилуваті відклади можуть накопичуватися будь-яким шляхом, а їхнє перетворення в лес із усіма специфічними ознаками цієї породи відбувається в результаті ґрунтоутворення і вивітрювання. Прихильники цієї гіпотези: Л.С. Берг (1916), М.М. Сибірцев (1900), Б.Б. Полинов (1934), І.П. Герасимов (1939). При розгляді вищенаведених гіпотез, на жаль, доводиться констатувати, що вони можуть пояснити походження лише окремих лесових товщ.

Узагальнення й аналіз існуючих у даний час гіпотез походження лесів дозволяє сказати, що процес формування лесових порід складається з двох етапів:

– нагромадження мінерального пилуватого осаду, що може відбуватися різними шляхами;

– перетворення накопиченого осаду в типовий лес.

Безумовно, другий етап має важливіше значення. Адже саме він формує леси як унікальні та загадкові породи.

5.5.4. Структура лесових порід

Як уже зазначалося, леси – це пилуваті породи, що не менше ніж на 50 % складаються з пилуватих частинок розмірами 0,005-0,05 мм. Для більшості лесів характерний підвищений, іноді до 15-20 %, вміст карбонатів, переважно кальциту ($CaCO_3$), і присутність до 3-5 % розчинних солей (сульфати, хлориди).

Важливою особливістю структури лесових порід є її *висока агрегованість*, коли пилуваті і глинисті частинки утворюють ізометричні агрегати з розмірами 0,01-0,25 мм. Специфічну будову мають піщані та великі пилуваті зерна, названі *глобулами*. Як показали спостереження в РЕМ, у центрі глобули розміщується *ядро*, яке складається з окремих *кварцових мікроблоків*. Поверх ядра розташовується дірчаста *оболонка кальциту*, яка перекривається *глинистою «сорочкою»* (безперервною плівкою частинок глинистих мінералів), просочених оксидами заліза й аморфним кремнеземом (SiO_2).

Специфічний характер твердих структурних елементів у лесах зумовлює формування в них так званих агрегативних або зернистих мікроструктур. Пористість просадних лесів звичайно змінюється від 42 до 46 %. При цьому в поровому просторі лесових порід є три типи пор: *макропори, міжзернові та міжагрегатні мікропори, внутріагрегатні мікропори.* Найбільші – макропори, що мають трубчасту форму з діаметром 0,05-0,5 мм. Вони звичайно добре помітні неозброєним оком і пронизують лесову породу у вертикальному розрізі (рис. 56). Макропори є однією з найважливіших діагностичних ознак структури просадних лесів. Деякі вчені вважають, що макропори – сліди коренів рослин. Є також думка, що велика частина макропор – це своєрідні магістральні канали, що утворилися в результаті переважно вертикальної міграції води і газів. Про це свідчить наявність значних виділень солей на стінках макропор.

Рис. 56. Пористість просадних лесів

Найбільш важливими в структурі лесових порід є міжагрегатні і міжзернові мікропори. Вони звичайно мають ізометричну форму, а їхній розмір змінюється від 0,008 до 0,05 мм. Дослідження показують, що подібні мікропори складають основну частину порового простору і належать до категорії так званої активної пористості. Підпорядковану роль у поровому просторі відіграють дрібніші внутріагрегатні мікропори з розміром менше 0,008 мм.

Специфічний склад і умови формування лесових порід багато в чому визначають особливості їх деформування при зволоженні. Основну роль у структурному зчепленні лесових порід відіграють контакти між зернами і глинисто-пилуватими агрегатами, які здійснюються через глинисті «містки». При розгляді процесу просадочності лесів не можна не брати до уваги присутність у цих породах сил поверхневого натягу води, так званих *капілярних сил.*

В основі просідання знаходяться два взаємозалежних явища, які розвиваються при зволоженні лесів і зовнішньому навантаженні. По-перше, відбувається різке зниження енергії взаємодії структурних елементів і втрата структурної міцності. По-друге, проходить розпад глинисто-пилуватих агрегатів і виникають умови для взаємного зсуву структурних елементів. У результаті осідання здійснюється змикання частини макропор і більшості мікропор, формується більш щільна й однорідна мікроструктура. Одночасно зростає вміст дрібних міжагрегатних і внутріагрегатних мікропор.

Контрольні запитання та завдання

1. Порівняйте пухкі осади і осадові породи за генезисом і складом.

2. Поясніть причину швидкого руйнування магматичних гірських порід на поверхні Землі.

3. Як можна встановити приблизний елементний склад земної кори?
4. Дайте порівняльну характеристику плутонітів і вулканітів.
5. Розкрийте суть і наслідки процесів метаморфізму для утворення гірських порід.
6. Проаналізуйте відомі гіпотези утворення лесів.
7. Охарактеризуйте кругообіг гірських порід у земній корі.
8. Наведіть порівняльну характеристику головних мінералів магматичних і осадових порід.
9. Вкажіть діагностичні ознаки метаморфічних гірських порід.
10. Які особливості структури лесів і як вони впливають на їх властивості?

РОЗДІЛ ШОСТИЙ

ҐРУНТОУТВОРЮЮЧІ (МАТЕРИНСЬКІ ПОРОДИ), ЇХНІЙ ГЕНЕЗИС, СКЛАД І ВПЛИВ НА ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

6.1. Генезис і поширення ґрунтоутворюючих порід

Ґрунтоутворюючі породи, тобто породи, які внаслідок усіх процесів вивітрювання і переносу стали матеріальною основою утворення на них ґрунтів, ще називають материнськими. Ці два терміни тотожні.

У складі материнських порід України переважають *антропогенні відклади* і тільки зрідка зустрічаються ґрунти, утворені *на продуктах вивітрювання (елювії) більш ранніх епох*.

Саме характеристика антропогенних відкладів є нашим завданням. Їхня назва відповідає їх генезису, тому власне *види фацій – це види материнських порід різного генезису*, а отже, різного складу.

На території України найпоширеніші лесоподібні породи і леси; льодовикові і водно-льодовикові відклади; давній і сучасний алювій; озерні та болотні відклади; морські відклади; делювій і елювій у різному поєднанні. Крім того, зустрічаються окремими ареалами червоно-бурі, строкаті, балтські, тортонські, майкопські, сарматські, каолінові, карбонові та пермотріасові глини.

Антропогенні відклади залягають практично суцільним покривом на всій території України, за винятком невеликих ділянок Українського кристалічного щита, Донецької височини, Карпатських і Кримських гір (рис.57). Характеризуються вони різноманітним складом, відносно невеликою потужністю (від кількох до 20-40 м; максимум – 110-115 м у Закарпатському прогині і в пониззі Дунаю), переважно спокійним горизонтальним або близьким до нього заляганням, невеликою щільністю та доброю збереженістю.

Антропогенні відклади ділять на морські та континентальні утворення (фації). Останні поділяють на види за генезисом (табл. 10) і віком (табл. 11). Часто різні генетичні види порід утворюють комплекси, наприклад алювіально-пролювіальні, еолово-делювіальні тощо.

Ґрунтоутворюючі породи на території України не мають чіткого зонального поширення. В цілому, рухаючись з півночі на південь, спостерігається зміна відкладів льодовикового генезису на безкарбонатні та слабо-карбонатні суглинки, які далі на південь переходять у карбонатні та висококарбонатні лесоподібні суглинки і леси, що вздовж узбережжя морів змінюються морськими відкладами. Алювіальні, елювіально-делювіальні та пролювіальні відклади мають азональне поширення.

Таблиця 10

Характеристика ґрунтоутворюючих порід за генезисом

Відклади	*Склад*	*Приуроченість до форми рельєфу*
Гляціальні	Погано відсортований матеріал, несортовані уламки корінних порід, валунні глини, суглинки, супіски; червоно-бурі валунні суглинки і глини	Горбистий, грядовий, горбисто-грядовий і кінцево-моренний рельєф; у горах: троги, кари, друмліни, U-подібні долини
Флювіо-гляціальні	Сортовані безвалунні суглинки і глини; дрібнозернисті піски і супіски, галечники	Зандрові і флювіогляціальні рівнини, ками, ози, флювіогляціальні тераси
Лімно-гляціальні	Добре відсортований матеріал різного механічного складу; характерні стрічкові глини і дрібнозернисті піски	Давні прильодовикові западини і котловини в межах зледенінь
Алювіальні: а) руслові; б) заплавні; в) старичні	Шаруваті, добре відсортовані відклади: а) галечниково-піщані; б) піщано-глинисті; в) глинисті (мулисті)	Сучасні та стародавні річкові долини
Озерні	Добре відсортований матеріал: мул, глини, суглинки, супіски, піски, галька; часто сапропель, мергель	Озерні котловини різного генезису, як сучасні, так і стародавні
Леси і лесоподібні породи	Потужні (до кількох десятків метрів), пористі, різного ступеня карбонатні, водопроникні, однорідні (пилуваті) частинки з домішками органіки; для суглинків властиві менша карбонатність, однорідність і пористість	Вирівняні вододільні ділянки і плато, прилягаючі до них схили
Елювіальні та їх комплекси	Склад елювію тісно пов'язаний зі складом гірських порід, з яких він утворився, тому елювій осадових порід – однорідний, а магматичних – щебнюватий; шаруватість практично відсутня	Вирівняні припідняті ділянки – плато, плоскогір'я; на рівнинах – височини, вододільні простори
Делювіальні та їх комплекси	Характерна ознака – т.з. "коса" шаруватість (коли відклади залягають верствами, паралельними площині схилу) або її відсутність. Матеріал добре відсортований, чим далі від підніжжя схилу – тим дрібніший, за гранулометричним складом переважають суглинки. Колір відкладів, як правило, сірий	Поширені біля схилів (особливо – підніжжя схилів) у місцях височинного рельєфу (горбистий, грядовий, горбисто-грядовий)
Пролю-віальні	Грубий, погано відсортований матеріал, щебнюватий, з валунами і глиною; з віддаленням від гір – піски і суглинки	Підніжжя гірських районів; у рівнинних районах – яри, балки й улоговини
Колювіальні	Грубоуламковий, щебнюватий матеріал; за хімічним (мінералогічним) складом цілком тотожний невивітреній породі; в Карпатах і Криму – аналоги курумів ("горганів")	Переважають у гірських районах (підніжжя гір); на рівнинах – у місцях виходів кристалічних корінних порід на поверхню, що утворюють стрімкі (> 35^0) схили
Морські	За гранулометричним складом – піски, супіски, глини, галечники, вапняки-черепашники, червоно-бурі і "шоколадні" глини, конгломерати, темні шаруваті піщанисті глини	Прибережні до Чорного й Азовського морів рівнини і низовини, в тому числі тераси Чорного моря
Еолові	Піщаний матеріал збіднений елементами живлення; за мінералогічним складом, як правило, кварц, польові шпати, слюди	Рівнинні території узбережжя морів, озер, великих рік, де є значна кількість сипучого матеріалу, з утвореними акумулятивними формами рельєфу: горби, пасма, дюни, вали

Таблиця 11

Вік основних видів ґрунтотворних порід

Час утворення	*Назва відкладів*	*Райони поширення*
Голоцен	а) алювіальні заплав	долини рік
	б) морські, лиманно-морські, дельтові	узбережжя та шельф Чорного й Азовського морів
	в) озерно-болотні	Полісся
	г) солові	Полісся, Придніпров'я
Верхній плейстоцен	а) алювіальні I-II надзаплавних терас	долини рік
	б) елювіально-делювіальні	височини
	в) солово-делювіальні	територія за межею зледенінь
	г) морські і лиманно-морські	узбережжя (тераси) морів
Середній плейстоцен	а) алювіальні III-IV надзаплавних терас	долини великих річок
	б) льодовикові	окремі ареали в Поліссі та Придніпров'ї
	в) флювіогляціальні і лімногляціальні	Полісся
Нижній плейстоцен	а) алювіальні V-VI надзаплавних терас	долини великих рік
	б) морські і лиманно-морські	узбережжя морів (давні тераси)
Нерозчленовані	а) алювіальні	долини рік
	б) алювіально-пролювіальні	те ж
	в) солово-делювіально-пролювіальні	рівнинна частина Криму
	г) елювіально-делювіальні	Донецька і фрагментарно Подільська височина, Керченський півострів
	д) делювіальні	Поділля, Прут-Дністровське межиріччя
	е) елювіально-делювіальні та колювіальні	Кримські гори й Українські Карпати.

6.2. Вплив материнських порід на властивості ґрунтів

Вплив материнських порід на властивості ґрунтів проявляється в тому, що ґрунти успадковують від них мінералогічний, хімічний і гранулометричний склад. У залежності від материнської породи формується профіль ґрунту, тобто таксономічна належність ґрунтів також визначається цим фактором.

Наприклад, на піщаних породах утворюються піщані ґрунти, в яких вода швидко інфільтрується, тому повітря проникає глибоко і легко. Висхідні токи вологи відсутні через крупнозернистість субстрату. Тому складається промивний водний режим ґрунту. Солі з ґрунту вимиваються; у верхніх горизонтах ґрунтів створюється кисла реакція і, як наслідок, утворюються кислі, переважно підзолисті або опідзолені та вилуговані ґрунти.

Важкі ґрунти (утворені на суглинкових чи глинистих породах) у зоні надлишкового зволоження вбирають воду повільно. Вона застоюється на поверхні, створюються умови для заболочування; накопичуються рухомі форми алюмінію; ґрунт зберігає хімічні сполуки, що містяться в ньому.

На кислих безкарбонатних породах (переважає кремнекислота) немає основ, необхідних для нейтралізації кислот. Колоїдна фракція ґрунтів диспергується (по-

дрібнюється), стає рухомою і повільно вимивається в середні горизонти ґрунтового профілю. Верхні горизонти збіднюються на поживні елементи, стають кислими; утворюються бідні кислі підзолисті ґрунти.

Контрольні запитання та завдання

1. Для яких четвертинних відкладів і чому характерна шаруватість?
2. Вкажіть найпоширеніші материнські породи на території України.
3. Дайте характеристику ґрунтотворних порід, генезис яких пов'язаний з діяльністю льодовика.
4. Охарактеризуйте відклади, утворені в нижньому плейстоцені.
5. Наведіть порівняльну характеристику озерних і морських відкладів.
6. Охарактеризуйте делювіальні ґрунтотворні породи.
7. Дайте порівняльну характеристику колювіальних та пролювіальних відкладів.
8. Охарактеризуйте ґрунтотворні породи, сформовані протягом голоцену.
9. Як проявляється вплив ґрунтотворних порід на властивості ґрунтів?
10. Поясність, чим зумовлена географія ґрунтотворних порід України.

Рис. 57. Карта антропогенних відкладів України

РОЗДІЛ СЬОМИЙ

ОСОБЛИВОСТІ РОЗВИТКУ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА ПЕДОГЕНЕЗ У ЧЕТВЕРТИННОМУ ПЕРІОДІ

7.1. Характеристика четвертинного періоду

Четвертинний (антропогенний) період почався 1,5 – 2 млн. років тому і продовжується до сьогодні. Для цього періоду характерне панування ссавців і квіткових рослин. У четвертинний період з'явилася людина, тому його називають ще й *антропогенним.* У четвертинних відкладах збереглися кістки первинних людей і сліди їх життєдіяльності (вогнища, кам'яні знаряддя тощо). У молодших відкладах цього періоду знайдені численні знаряддя праці розумної людини і сліди первинної культури: залишки малюнків на стінах печер, вирізані з кісток фігурки різних тварин тощо.

За тривалістю *четвертинний період найкоротший в історії Землі.* Він ділиться на два нерівних відрізки часу – *льодовикові епохи плейстоцену* і післяльодовикова – *голоцен,* або сучасна епоха (табл. 12).

Для плейстоцену характерне те, що рослини і тварини у цей час були такі, як і тепер, але з невеликою кількістю вимерлих форм, а в голоцені весь органічний світ сучасний і вимерлих форм не містить.

Найголовніші події четвертинного періоду – це *льодовикові епохи.* Головними центрами зледенінь у Євразії були Скандинавський, Новоземельський і Таймирський. У горах виникали свої центри і льодовики "сходили" в області передгір'я. Площі, вкриті льодовиками, не залишалися постійними, а спостерігалася неодноразова "пульсація" льодовиків, тобто епохи льодовиків чергувалися з міжльодовиковими епохами, похолодання – із потеплінням.

З моменту зникнення покривних льодовиків на території Східної Європи пройшло близько 10-12 тис. років, на Скандинавському півострові – 5-8 тис. років.

Значна територія Східноєвропейської платформи в льодовикову епоху характеризувалася строкатістю ландшафтно-екологічних умов. У Європейській частині був сформований потужний льодовиковий щит, у Західному Сибіру – незначної товщі, а в Східному Сибіру льодовиковий покрив був відсутній.

У межах Європейської частини мали місце чотири головних покривних зледеніння – *лихвінське, дніпровське, московське* і *валдайське.* У період максимального (дніпровського) зледеніння льодовиковий покрив сягав потужності 2 км, а площа – 5,5 млн. км^2. Щодо кількості зледенінь і міжльодовикових віків погляди вчених різняться. На території Східної Європи різними дослідниками виділяється від 3 до 7 зледенінь.

Плейстоцен розділили на три відділи: *ранній (еоплейстоцен)* Q_1, *середній (мезоплейстоцен)* Q_2, і *пізній (неоплейстоцен)* Q_3. До раннього відділу належать

старі зледеніння (гюнц і міндель, лихвінське) і міжльодовиків'я гюнц-міндель, до середнього відділу – міндель, рис міжльодовиків'я і середнє (рис-Дніпровське) зледеніння; до нового (пізнього) відділу – нове міжльодовиків'я рис-вюрм і нове зледеніння (вюрмсько-валдайське).

У льодовикові епохи відбувалося різке зменшення води в річках, морях і озерах, що призводило до зниження базису ерозії, регресії моря і підсилення денудації. Формувався ряд річкових і морських терас, змінювалася гідрографічна сітка.

При таненні льодовиків з'явилася значна кількість водних потоків, які транспортували уламковий матеріал. Зростав рівень води в річках і посилювалася їх геологічна робота, а рівень води в морях підвищувався (трансгресія). Трансгресії мали місце як на півночі (в басейнах Баренцевого, Білого, Балтійського морів), так і на півдні, в басейнах Чорного та Каспійського морів. *Північні трансгресії* – бореальна, онезька, мгинська, *трансгресії півдня* – бакинська, хазарська, хвалинська.

Внаслідок неодноразових змін льодовикових і міжльодовикових епох, трансгресій та регресій, знижень і підвищень базисів ерозії сформувався рельєф у серії осадових гірських порід на суші і на морі, які одержали назву *четвертинних (антропогенних) відкладів.*

Хронологію четвертинного періоду можна виразити так:

1) поява людини – 1,5 млн. років;
2) початок льодовикових епох – 1 млн. років;
3) закінчення льодовикової епохи – 10 – 12 тис. років;
4) початок кам'яного віку – 7 тис. років;
5) початок мідного віку – 5 тис. років;
6) початок залізного віку – 3 тис. років;
7) початок атомного віку – 1945 рік;
8) початок космічного віку – 1957 рік;
9) початок ноосферного майбуття – кінець другого тисячоліття.

7.2. Палеопедогенез

Звичайно ж, в історичному аспекті землевпорядників і ґрунтознавців найбільше цікавить розвиток ґрунтів. Ґрунтовий покрив утворився досить давно (з появою і розвитком вищих рослин) і в окремі періоди був розвинутий та поширений на різних площах суші. У наш час педосфера поширена на всій планеті, за винятком областей зледеніння, окремих ареалів у пустелях і горах. Ґрунтоутворення, за висловлюванням М.Ф.Веклича, є одним із наймогутніших факторів формування гірських порід. Так, об'єм голоценових ґрунтів, ґрунтових відкладів і порід співрозмірний із голоценовими відкладами всіх генетичних типів як континентального, так і морського походження.

Давні й поховані ґрунти, а також процеси їх генезису вивчає палеопедологія.

Серед учених, які розвивали цю науку К.Д. Глінка, О.І. Набоких, В.І. Крокос, В.В. Резніченко, П.К. Заморій, Н.М.Турло, Д.К. Біленко, І.П. Герасимов,

Таблиця 12

Геохронологія четвертинного (антропогенового) періоду

Період (система)	Епоха	Відділ	Вік (ярус)
Четвертинний - Q (антропоген)	Голоцен	Сучасний відділ Q_{IV}	Післяльодовиковий ярус - Q_{IV}
	Плейстоцен	Неоплейстоцен верхній (пізній) відділ Q_{III}	Валдайське (вюрм) зледеніння Q_{III}^{v} Микулінське рис-вюрмське міжльодовиків'я Q_{III}^{m}
		Мезоплейстоцен середній відділ Q_{II}	Московське зледеніння Q_{II}^{m} Одинцовське міжльодовиків'я Q_{II}^{od} Дніпровське зледеніння Q_{II}^{dn} Лихвінське (мінделськое) міжльодовиків'я Q_{II}^{l}
		Еоплейстоцен нижній (ранній) відділ Q_{I}	Окське (мінделськое) зледеніння Q_{I}^{ok}

Таблиця 13

Палеогеографічні етапи пізнього кайнозою України

Період	Основні підрозділи	Палеогеографічний етап	Відклади
Антропоген	Голоцен	Голоценовий	Сучасні ґрунти
	Пізній (верхній)	Причорноморський Дофіновський Бузький Вітачівський Удайський	леси ґрунти леси ґрунти леси
	Середній	Прилуцький Тясминський Кайдацький Дніпровський	ґрунти леси ґрунти леси
	Ранній (нижній	Завадівський Тилігульський Лубенський Сульський Мартоноський Приазовський	ґрунти леси ґрунти леси ґрунти леси
Неоген (Пліоцен)	Пізній (верхній)	Широкинський Іллічівський Крижанівський Березанський Берегівський Сіверський	ґрунти глини ґрунти глини ґрунти глини
	Середній	Богданівський Кизилярський Ярківський Айдарський Севастопольський Оскільський	ґрунти глини ґрунти глини ґрунти глини
	Ранній (нижній)	Любимівський Салгирський Іванківський Бельбецький Понтичний ярус	ґрунти глини ґрунти глини вапняки

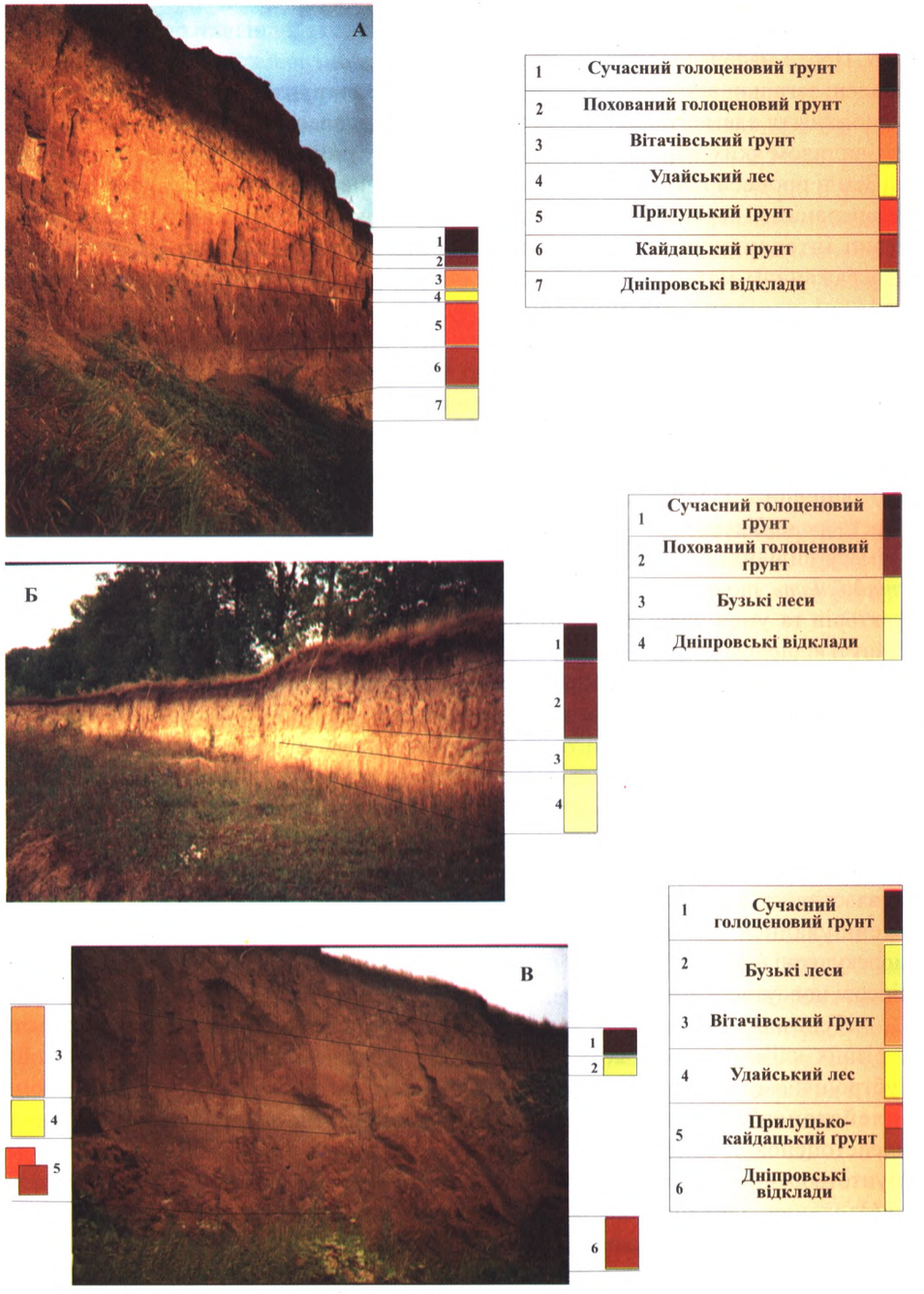


Рис. 58. Поховані ґрунти та відклади:
А - м.Заставна; Б - с.Киселів; В - с.Брусниця

М.Ф. Веклич, Н.О.Сіренко, М.О.Куниця, Ж.М.Матвіїшина.

На сьогодні виявлені *викопні ґрунти* більшості геологічних систем фанерозою. Проте максимум уваги звертають на *плейстоценові* ґрунти (рис. 58). Встановлені загальні закономірності розвитку процесів ґрунтотворення в часі, велике різноманіття елементарних ґрунтових процесів, палеогеографічних обстановок, під впливом яких вони формувалися. З моменту виникнення органічного життя на Землі процеси ґрунтотворення проходили безперервно, змінювалися тільки їх інтенсивність і характер. У кожному віковому інтервалі існувала чітка ритмічність: етапи інтенсивного ґрунтотворення (під час теплих періодів) змінювалися переважанням механічної акумуляції осадового матеріалу (холодні й помірно холодні періоди). Це привело до утворення ритмів, тобто чергування різногенетичних ґрунтів із горизонтами лесів, лесоподібних суглинків, бурих пліоценових та інших глин.

Максимально *ритмічність* проявилася в *неогені* та *антропогені*. Зокрема в континентальній товщі пліоценових відкладів України виділяють 16 етапів: 8 із них відносять до інтенсивного ґрунтотворення, близького за характером до субтропічного. Пліоценові глини мають сліди глибоких хімічних і біологічних перетворень. У пліоцені та, особливо, в плейстоцені внаслідок більшої контрастності клімату виділилася ще одна загальна закономірність процесів ґрунтотворення – *стадійність*, що проявилася в існуванні *ґрунтових свит*. Останні відбивають зміни факторів та умов давнього ґрунтотворення протягом одного палеогеографічного етапу й відповідають початковій, оптимальній і кінцевій (перед похованням) стадіям розвитку процесів ґрунтотворення. Найінформативніші з палеогеографічного і педологічного поглядів ґрунти оптимальних стадій, кількість яких може змінюватися від двох до шести в пліоцені та до трьох у плейстоцені (табл. 13).

Аналіз будови і властивостей пліоценових та плейстоценових свит в Україні свідчить про *існування чіткої спрямованості в часі розвитку процесів ґрунтотворення*. У ранньому пліоцені – пізньому плейстоцені – на генезис ґрунтів впливали сильніша аридизація й похолодання. При цьому змінювалися деякі ознаки та властивості ґрунтів (забарвлення; ступінь оглинення; гранулометричний склад; зменшувалися вміст оксидів заліза, алюмінію, титану; розширювалися їх молекулярні відношення із кремнеземом; накопичувалися карбонати, а на півдні – гіпсові новоутворення).

Генезис різноманітних за складом і властивостями лісових ґрунтів проходив у різних кліматичних поясах – тропічному (карбон), субтропічному (мезозой), субтропічному середземноморському (пліоцен), суббореальному й бореальному (плейстоцен). Усі нижні ґрунти кліматичних оптимумів пліоценових і плейстоценових свит, на відміну від верхніх, мають наявні сліди гуміднішого ґрунтотворення. *У допліоценових і пліоценових ґрунтах України не виявлено слідів опідзолення*. Останнє зафіксовано тільки на 2-х етапах плейстоцену – в ранньолубенський і ранньокайдацький час. Розвиток ґрунтів чорноземного типу в Україні простежується з раннього плейстоцену, особливо в лубенський час. Чорноземи, подібні до сучасних, утворювалися в Україні в середньому плейстоцені після дніпровського зледеніння.

Група каштанових і бурих напівпустельних ґрунтів з'явилася в пізньому

плейстоцені в Приазов'ї та Криму. Широке розповсюдження в пліоцені (особливо ранньому) мали ґрунти з ознаками ґрунтового перезволоження (гідроморфні). Дуже давніми є процеси засолення, осолонцювання, осолодіння. Ґрунти з такими ознаками зустрічаються в Україні в пермських відкладах і до верхнього пліоцену.

Голоцен поділяється на *3 наноетапи*: ранній (нижній) тривалістю 5,5 тис. років; середній – 5,7 тис. років; пізній (верхній), незавершений – 2,1 тис. років. Голоценові ґрунтові утворення (ґрунти, ґрунтові відклади та ґрунтотворні породи) України мають найповніші розрізи лише місцями на заплавах, у балках та інших пониженнях, на схилах і дюнах. На межиріччях ґрунт звичайно один, *полігенетичний*, тоді як ґрунти в згаданих формах рельєфу іноді численні, різновікові, *моногенетичні* або близькі до них.

Полігенетичні ґрунти – це сучасні ґрунти, які почали утворюватися близько 10000 років тому і пережили без поховання та денудації весь голоцен.

У їхньому профілі послідовно *накладені та інтегровані результати багатьох періодів* еволюції, які відповідають змінам природних умов протягом голоцену.

Найменші етапи природи, протягом яких виникали моногенстичні ґрунти, від 100 до 700 років. На сьогодні в Україні, зокрема в Лісостепу, виявлено понад 30 етапів голоценового ґрунтотворення (М.Ф.Веклич), які відрізняються один від одного умовами зволоження й температури.

Викопним ґрунтам, як і сучасним, властиві зональні зміни.

Система географічних зон на різних етапах розвитку то ускладнювалася, то згладжувалася, то проходили зміщення меж зон. У пліоцені зональність характеризувалася меншою диференціацією.

Найкраще виражена зональність ґрунтового покриву, близька до сучасної, встановилася у кайдакський час.

Проте межа між лісовою і лісостеповою зонами проходила на 200-300 км південніше й південно-східніше від сучасної. У пізньому плейстоцені (вітачівський і дофіновський етап) внаслідок посилення аридизації зональна контрастність ґрунтового покриву знову зменшилася. Ґрунтові зони розширювалися та переміщувалися на північ. Крім біокліматичних умов, на характер ґрунтотворення в цей час впливали й геолого-геоморфологічні фактори.

7.3. Фаціальний аналіз

В один час у різних умовах можуть утворюватися різні відклади. Наприклад, в умовах вологих субтропіків з великою кількістю тепла та вологи і при пишній рослинності формуються латерити – своєрідні продукти вивітрювання, в складі яких переважають гідрооксиди заліза, алюмінію і кремнію. Водночас у пустельних умовах елювій представлений переважно уламковим матеріалом.

В екосистемах існує тісний і багатосторонній зв'язок між осадонакопиченням та умовами середовища.

Цей факт має величезне значення для аналізу відкладів минулих періодів та відновлення історії розвитку земної кори.

Ще в 19 столітті А.Греслі (Швейцарія) ввів поняття "фація", вкладаючи в нього те, що відклади одного віку, але утворені в різних частинах земної кори, істотно відрізняються.

Отже, фація – це гірська порода з притаманними їй певними генетичними ознаками, які утворилися в певних умовах.

Таке розуміння фації розкриває сутність *фаціального аналізу* – це відновлення фізико-географічних умов за складом відкладів. Отже, головним завданням фаціального аналізу є відновлення географії минулих періодів. Близько з ним стоїть *генетичний аналіз* – відновлення генезису осадових порід. При цьому обидва види аналізів взаємопоєднуються і доповнюють один одного.

Умови, в яких утворилися осадові породи, відбиваються в *генетичних ознаках:* текстурі (особливості просторової орієнтації і шаруватості), структурі (розміри та форма зерен, з яких складається порода), хімічному та мінералогічному складі.

Шар осадової породи – це осадова одиниця, яка утворилася в однакових умовах при надходженні близького за складом матеріалу. Його потужність змінюється від кількох міліметрів до кількох метрів. Найчастіше зустрічаються в природі такі типи шаруватості: коса, лінзоподібна, хвиляста, горизонтальна.

До хімічних і мінералогічних параметрів відносять pH та Eh середовища, елементний і мінералогічний склад. Наприклад, гематит указує на цілком аеровані чи окисні умови, сульфіди заліза – на відновні (безкисневі). Високий вміст органічної речовини також підтверджує анаеробні умови. Мінералами-індикаторами середовища вважають кальцит, глауконіт, фосфорит, глинисті мінерали.

Власне фаціальний аналіз складається з таких етапів:

1) літологічне вивчення порід комплексом макроскопічних, мікроскопічних, фізичних і хімічних методів;

2) виділення "реперних" фацій, тобто тих відкладів, інтерпретація яких однозначна і на основі яких здійснюється "розпізнавання" проблемних фацій;

3) діагностика інших фацій на основі аналізу взаємовідносин літотипів порід за розміром і площею;

4) побудова седиментологічних моделей та фаціальних схем і карт.

У цілому встановлено певні загальні особливості *континентального осадонакопичення*: нестійкість (утворені осади зразу ж зазнають розмиву), мінливість, переважання уламкового матеріалу, найтісніший зв'язок із материнськими породами, складом органічних решток і кліматичною зональністю.

Всі умови континентального осадонакопичення можна розділити на 3 найголовніші типи: *льодовиковий, гумідний* та *аридний*. Перший властивий для територій зі сталим льодовиковим покривом (у високих широтах або в горах вище сніго-

вої лінії). Умови тут характеризуються низькими температурами, відсутністю активної діяльності рідкої води і біоти. Основним джерелом осадового матеріалу є фізичне (механічне) вивітрювання. Перенос здійснюється також механічним шляхом за допомогою льоду, вітру чи талої води.

Гумідним вважається осадонакопичення в умовах вологого клімату, де кількість опадів переважає випаровування (тропіки, субтропіки, помірний і холодний вологий клімати). В умовах гумідного осадонакопичення проявляються хімічне, фізичне та біологічне вивітрювання. Основний перенос осадового матеріалу проводиться ріками і тимчасовими водними потоками. Осадження відбувається або на шляху переносу, або у водоприймальних басейнах: озерах і морях. Серед континентальних осадів переважають уламкові породи, хоча зустрічаються карбонатні і торфові. *Гумідному літогенезу* властиві високі концентрації заліза, марганцю, алюмінію.

Для аридного типу літогенезу характерне переважання випаровування над кількістю опадів за рік. Такі умови є в пустелях, які зустрічаються на всіх континентах. Для процесів, що тут відбуваються, характерне ослаблення міграції елементів у корі вивітрювання. Зменшується роль біотичного фактору в генезисі осадів. Переважає фізичне вивітрювання та утворення елювію. Одночасно зростає і роль еолового переносу.

Серед сучасних і викопних фацій виділяють 3 групи: *морські, перехідні та континентальні*. Кожна з цих груп ділиться на види (табл. 14).

Таблиця 14

Групи і види фацій

Морські	*Перехідні*	*Континентальні*
Літоральна Нерітова Помірноглибоководна Батіальна Абісальна	Дельтова Естуарна Лагунна Лиманна	Елювіальна Делювіальна Пролювіальна Алювіальна Колювіальна Гляціальна Озерна Еолова Болотна

Поняття фації тлумачать і зовсім по-іншому. З точки зору ландшафтознавства, – *це ділянка земної поверхні з одним мезорельєфом або окремою формою мікрорельєфу, яка характеризується відносною однорідністю поверхневих відкладів, умов зволоження, мікроклімату, ґрунтового та рослинного покривів, своєрідністю тваринного світу та мікроорганізмів.*

Фація – це елементарний ландшафт або найменша його структурна складова частина в ряду: фація – урочище – ландшафт.

У межах однієї фації ґрунтовий покрив одного типу. Такий системний підхід дозволяє вдосконалювати землекористування й землевпорядкування.

Контрольні запитання та завдання

1. Охарактеризуйте процеси, що відбувалися під час найважливіших подій антропогенового періоду.

2. Дайте аналіз геохронології четвертинного періоду.

3. Які наслідки зледенінь пізнього кайнозою?

4. Розкрийте сутність стадійності і ритмічності педогенезу.
5. Вкажіть ознаки та властивості ґрунтів, які підтверджують похолодання.
6. Охарактеризуйте полігенетичні ґрунти.
7. Розкрийте сутність поняття "фація" в геологічному та географічному розумінні.
8. Дайте порівняльну характеристику фаціального і генетичного аналізів.
9. Порівняйте аридний і гумідний типи літогенезу.
10. Вкажіть групи і види континентальних фацій.

2 ЧАСТИНА

ЗАГАЛЬНЕ ҐРУНТОЗНАВСТВО

РОЗДІЛ ВОСЬМИЙ

ҐРУНТОЗНАВСТВО ЯК НАУКА

8.1. Ґрунтознавство та його основні розділи

Ґрунтознавство – це наука про ґрунти, їх походження, розвиток, еволюцію, функціонування, склад, будову, властивості, взаємозв'язок із живими організмами та навколишнім середовищем, закономірності географічного поширення, родючість, шляхи раціонального використання та охорони.

Ґрунт є компонентом біосфери, областю поширення життя на Землі. З ним пов'язані питання власності, земельного законодавства, земельного права, економічної та грошової оцінки землі.

Про тісний зв'язок ґрунту з життям і діяльністю людини свідчить те, що розміщення житла, господарських і виробничих будівель, доріг і, нарешті, вирощування культурних рослин здійснюється на ґрунті або за його допомогою. Тобто беззаперечною істиною є універсальність використання ґрунту, однак його головна властивість – родючість, що не притаманна ніяким іншим об'єктам природи, зумовлює першочерговість землеробського використання ґрунту. Отже, ґрунт виступає основним засобом виробництва в сільському господарстві. Його раціональне використання сприятиме розв'язанню продовольчої, екологічної та аграрної проблем.

Завдання ґрунтознавства – раціональне освоєння та облаштування території, розробка ефективних методів і технологій вирощування сільськогосподарських культур, підвищення їх продуктивності, отримання екологічно чистих продуктів, в цілому ж – розв'язання проблем аграрного виробництва. Людина використовує ґрунт як засіб виробництва, і він є не тільки предметом праці, а також й продуктом праці.

Отже, ґрунтознавча наука вивчає ґрунт як особливе природне тіло, як засіб виробництва, як предмет докладання праці, а також, до певної міри, як продукт цієї праці.

Ґрунтознавство – одна з фундаментальних наук про Землю і біосферу, органічно пов'язане з такими важливими для людства прикладними дисциплінами, як екологія, агрономія, лісівництво, з фундаментальними науками (фізикою, хімією, математикою); природничими (геологією, мінералогією, петрографією, фізичною географією, геоботанікою, гідрологією, біологією, мікробіологією, біохімією); сільськогосподарськими (агрохімією, фізіологією рослин, рослинництвом, землеробством, луківництвом, лісівництвом, економікою сільського господарства, землеустроєм та ін.).

До найбільш важливих розділів ґрунтознавства відносять вчення про генезис (формування) ґрунтів, географію ґрунтів, родючість і принципи її регулювання. За властивостями ґрунтів виділяють фундаментальні розділи ґрунтознавства: фізика, хімія та біологія ґрунтів, а за формами використання ґрунту – агрономічне, лісове та меліоративне ґрунтознавство. Особливий розділ, який використовує матеріали інших розділів ґрунтознавства, це класифікація ґрунтів – одна з найдискусійніших проблем генетичного ґрунтознавства. Вона служить таксономічною системою для картографії ґрунтів, характеристики й оцінки їх родючості, створення єдиного державного земельного кадастру.

Класиками ґрунтознавства розроблено низку головних положень генетичного ґрунтознавства, які складають теоретичний фундамент сучасних методологічних підходів. З-поміж них варто виділити такі:

– ґрунти – це самостійні природно-історичні тіла, які формуються в часі на поверхні землі з гірських порід під дією факторів ґрунтотворення;
– єдність природного ґрунтового тіла і зв'язаного з ним ґрунтового профілю (профільний метод ґрунтових досліджень);
– фактори ґрунтотворення – комплекс природних і антропогенних явищ;
– ґрунтотворний процес – складний комплекс елементарних ґрунтових процесів, які є результатом взаємодії, трансформації та міграції органічних та мінеральних речовин;
– історизму ґрунтотворення і послідовності його стадій та еволюції ґрунтів;
– типів ґрунтів і типів ґрунтоутворення;
– ґрунтових режимів;
– ґрунтових зон і зональних типів ґрунтів як основних форм організації ґрунтового покриву землі;
– систематики та класифікації ґрунтів;
– родючості ґрунтів.

Як компонент ландшафту та його віддзеркалення, ґрунт займає граничне положення на межі літосфери та біосфери і має свої неповторні риси в кожній зоні. Це зумовлює необхідність вивчення ґрунтів як у польових, так і в лабораторних умовах.

Методологічною основою даної науки є діалектичний метод пізнання, що розглядає процеси і системи в постійній динаміці, розвитку та взаємозв'язку. Ґрунтознавство як наука використовує два основні методичні принципи:

– *історико-географічний*, який зобов'язує враховувати умови, шляхи утворення і вік тих елементів рельєфу, на яких формуються ті чи інші види ґрунтів. Різним елементам геоморфології відповідають відмінні за віком і властивостями типи ґрунтів. Подібні геоморфологічні поверхні мають близькі чи однотипові ґрунти;
– *ґрунтово-геохімічний* підхід вивчає хімічні процеси ґрунтоутворення в часі та просторі, відтворюючи картину руху, диференціації й акумуляції продуктів ґрунтоутворення в ландшафтах.

Для вивчення процесів формування, розвитку ґрунтів, їх складу та властивостей ґрунтознавство використовує досягнення хімії, фізики й інших наук, а також послуговується власними методами, серед яких:

– профільний метод, суть якого в тому, що ґрунт розглядається і вивчається як сукупність взаємозв'язаних генетичних горизонтів;
– морфологічний метод – найпростіший, вседоступний і найпопулярніший серед дослідників, він лежить в основі польової діагностики ґрунтів;
– порівняльно-географічний, в основі якого вивчення ґрунтів, їх властивостей та складу в нерозривному зв'язку з факторами ґрунтоутворення;
– порівняльно-аналітичний метод передбачає на основі хімічних, фізико-хімічних, фізичних та інших методів аналізу ґрунтових зразків установлення складу та властивостей ґрунтів;
– метод моделювання ґрунтових процесів та режимів (метод ґрунтових монолітів);
– широкого розповсюдження останнім часом набули аерокосмічний та радіоізотопний методи.

8.2. Поняття про ґрунт, його місце та роль у природі й діяльності людини

З появою землеробства диференціювались поняття "ґрунт" і "земля". Під ґрунтом розуміли – землянистий, розпушений шар, в якому вкорінюються рослини та який виступає предметом обробітку. Земля – це ділянка поверхні суші, на якій проживає людина. Таке уявлення існувало до появи низки проблем, розв'язання яких неможливе без знання про ґрунт, – голод, малоземелля, катастрофічна ерозія, опустелювання, падіння родючості ґрунтів, зниження урожайності сільськогосподарських рослин. У сучасний період ставлення людини до ґрунту троїсте, як до:

1) природного тіла;
2) предмета праці;
3) продукту праці.

Перше визначення ґрунту дав В.В.Докучаєв у науковій праці "Лекції з ґрунтознавства" (1901). У ній він писав, що... *ґрунт є функцією (результатом) від материнської породи, клімату, організмів, рельєфу, помножених на час*. Головне, що він ставив ґрунт у ряд *самостійних, природних тіл*, які якісно відрізняються від інших (наприклад, мінералів). Це *тіло історичне*, має свій вік, історію утворення, а також зв'язок з іншими явищами і природними тілами.

Зазначимо, що *ґрунт – особливе тіло природи*, тобто він поєднує живі організми і косні компоненти – гірські породи, мінерали, магму. До його складу входять мінерали, живі організми, ґрунтовий гумус. Він складається з твердої, рідкої, газової та живої фаз. Ґрунт утворений з послідовних шарів – генетичних горизонтів, які змінюються з глибиною. Вони утворилися з вихідної гірської породи в процесі ґрунтотворення. Вертикальна послідовність горизонтів формує ґрунтовий профіль. В основу вчення про ґрунт В.В.Докучаєв поклав генезис: походження, розвиток і еволюцію ґрунту – самостійного, природно-історичного тіла.

Елементарною одиницею ґрунту є ґрунтовий індивідуум (рис. 59), який відрізняється від інших навколишніх тіл. Він має визначений простір у трьох вимірах, об'єм і межі. Це *найменший об'єм ґрунту, який відповідає мінімальній горизонтальній неоднорідності ґрунту за діагностичними ознаками.* Він має розмір від декількох сантиметрів до сотень квадратних метрів. Форма залежить від мікрорельєфу, будови і характеру гірських порід, гідрогеологічних умов.

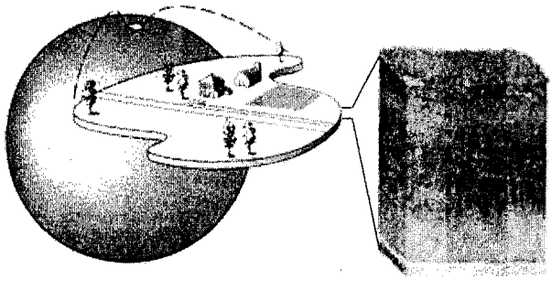


Рис. 59. Ґрунтовий індивідуум

Ряд однакових за площею ґрунтових індивідуумів утворюють елементарний ґрунтовий ареал. Це компонент ґрунтового покриву, який належить до однієї класифікаційної одиниці найнижчого таксономічного рангу.

Ґрунт розміщується між літосферою, атмосферою і гідросферою. Він формує особливу геосферу – *педосферу,* або ґрунтовий покрив Землі. Ґрунт є компонентом біосфери, областю поширення життя на Землі. Це зумовлює необхідність його раціонального використання, охорони.

Ґрунт, поряд з рослинами, тваринами, мікроорганізмами, ґрунтовими водами й атмосферним повітрям, є компонентом екосистеми. Він сформувався в результаті взаємодії всіх цих компонентів через активну (при житті) і пасивну (після відмирання) діяльність живих організмів.

Глобальні функції ґрунту багатогранні:

1. Забезпечення існування життя на Землі. З ґрунту рослини (а через них тварини і людина) отримують елементи мінерального живлення і воду для створення біомаси. В ґрунті акумулюються необхідні організмам біофільні елементи в доступних для них формах хімічних сполук. Без ґрунту існування природних асоціацій живих організмів на Землі неможливе. Важливо підкреслити єдність біосферних процесів. Ґрунт – це наслідок життя і водночас умова його існування.

2. Забезпечення постійної взаємодії великого геологічного і малого біологічного кругообігів (циклів) речовин на земній поверхні. На поверхні землі первинні гірські породи піддаються вивітрюванню. Поверх кори вивітрювання формується ґрунт, в якому акумулюються елементи живлення живих організмів. Ці елементи захоплюються з ґрунту рослинами і через ряд проміжних трофічних циклів (рослини – тварини – мікроорганізми) повертаються назад до ґрунту, що й складає малий біологічний кругообіг речовин. З ґрунту елементи частково виносяться атмосферними опадами до гідрографічної сітки, до зон акумуляції і, нарешті, до Світового Океану. Тут вони дають початок утворенню осадових гірських порід. Це великий геологічний кругообіг речовин. Ґрунт є зв'язуючою ланкою і регулятором взаємодії цих двох циклів речовин на Земній поверхні.

3.Регулювання хімічного складу атмосфери і гідросфери. "Ґрунтове дихання" разом із фотосинтезом і диханням живих організмів відіграє вирішальну роль у

створенні та підтримці складу приземного шару атмосферного повітря, а через нього – й атмосфери в цілому. З іншого боку, ґрунтовий покрив визначає склад тих речовин, які надходять до гідросфери на континентальній гілці глобального кругообігу води в природі.

4. Регулювання біосферних процесів. Щільність життя на землі регулюється рівнем родючості ґрунту. Розподіл живих організмів на суші планети, їх щільність, умови розвитку та життєві процеси великою мірою визначаються географічною неоднорідністю ґрунту та його родючістю разом із кліматичними умовами.

5. Акумуляція активної органічної речовини і зв'язаної з нею хімічної енергії на земній поверхні. Ґрунтовий покрив є важливою умовою фотосинтетичної діяльності рослин, які акумулюють колосальну кількість сонячної енергії, зв'язаної в рослинній органічній речовині. Рослинність наземних ґрунтів акумулює за рік ~ $0,5\text{-}10^{15}$кВт енергії шляхом фотосинтезу (В.А.Ковда, 1973). Система "ґрунт – рослина – тварина" в житті людства є, і ще тривалий час буде, головним постачальником трансформованої енергії Сонця.

Виконуючи соціально-економічну функцію, визначне місце і роль займає ґрунт у житті й діяльності людини. Ґрунт (земля) в сільському господарстві виступає як основний засіб виробництва. Даний засіб відрізняється від промислових (трактори, машини, комбайни, плуги, сівалки, споруди, будівлі тощо), по-перше, своєю обмеженістю, що зобов'язує селянина зберігати і постійно поліпшувати його як засіб сільськогосподарського виробництва. Останнє досягається завдяки другій особливості ґрунту (землі) – його незношуваності. Всі промислові засоби виробництва в міру їх використання спрацьовуються і замінюються новими, на відміну від ґрунту, який за умови правильного використання поліпшується, тобто систематично відтворює та підвищує свою родючість, а отже, є вічним і незамінним засобом виробництва.

8.3. Історія розвитку ґрунтознавства

Корені наукових знань про ґрунти сягають глибокої давнини і зв'язані із зародженням і поступовим становленням землеробства. Багато тисяч років розвитку людства були лише періодом накопичення розрізнених фактів, спостережень, гіпотез, які передавались із покоління в покоління. Ґрунт завжди був важливою природною виробничою силою людського суспільства і давно став предметом праці. Не дивно, що історією науки про ґрунт займалися багато видатних учених. Нею цікавилися персдові люди кожної епохи.

Як ми вже зауважували, існує беззапсрсчний взаємозв'язок між ґрунтознавством та екологією, агрономією, лісівництвом, гігієною. Можна вважати, що ґрунтознавство в емпіричній стадії свого розвитку з'явилося 2-2,5 тис. років тому. Це була наука з гіпотезами і практичними висновками, які мали для свого часу ранг законів науки.

Знання про ґрунти інтенсивно використовувалися в рослинницькій практиці, при оцінці земельних угідь, створенні систем зрошення і осушення. Так було у Месопотамії й Єгипті, Елладі та Римі, Китаї й Індії, Європі та на Русі. Тому ми й знаходимо так багато відомостей про ґрунти в агрономічних і навіть у політичних творах, і дуже важливо періодизувати історію ґрунтознавства.

Ми виділяємо вісім періодів в історичному процесі накопичення і систематизації знань про ґрунти.

1. Первинне накопичення розрізнених фактів про властивості ґрунтів, їх родючість, способи обробітку та зародження первинного земельного кадастру. Перший період займає проміжок часу 10-11 тисяч років до н.е. і 300 років н.е. Для зручності вивчення і засвоєння окремих відомостей про розвиток ґрунтознавства ми умовно поділили цей період на три етапи.

Перший етап охоплює часи неоліту і бронзового віку (від 10-11 до кількох тисяч років до н.е.), який характеризується переходом людини від збирання і мисливства до землеробства. Почали з'являтися краплини знань про ґрунти. Людина переходить до землеробства в пошуках хліба щоденного. Це зв'язано з тим, що зменшилися резерви мисливської фауни і збільшився приріст населення. Необхідно було шукати нові площі під землеробство. Їх шукали раціонально з примітивними оцінками якості ґрунтів.

Другий етап першого періоду історії розвитку ґрунтознавства характеризується відокремленням знань про ґрунти і запровадженням первинного земельного кадастру. Він займає проміжок часу: декілька тисяч років до н.е. – VIII ст. до н.е.

З'ясувавши окремі особливості ґрунтів, клімату і ландшафтів територій, люди з передгір'їв переселилися в долини рік з їх родючими заплавними ґрунтами, сприятливим водним режимом й отримали можливість поєднувати землеробство з рибним промислом. Це, зокрема, мало місце у Стародавньому Єгипті, країнах Межиріччя, Індії, Середній Азії.

Знання про заплавні ґрунти були передумовою для переходу до зрошуваного землеробства, особливо в долинах Нілу, Тигру, Євфрату, Інду (6 тис. років до н.е.). Тут, за деякими відомостями, існували іригаційні системи, почали формуватися зародки науково-практичного землеробства, зокрема, пов'язаних з обслуговуванням поливного господарства. Людина почала диференційовано підходити до використання ґрунтів і оцінки якості земельних ділянок, вводити земельно-водне законодавство і земельний кадастр.

Третій етап першого періоду історії розвитку ґрунтознавства характеризується первинною систематикою знань про ґрунти (VIII ст. до н.е. – III ст. н. е.).

Цей етап зв'язаний із греко-римською імперією. Греки, які населяли Балканський півострів, побережжя Малої Азії та сусідні острови, презентували світові за дві тисячі років до нашої ери довершену філософію і передову науку, де розуміння ґрунту було яскравим і образним. Уже в епоху егейської культури (2 тис. років до н.е.) їм були відомі відмінності між ґрунтами, вони освоїли способи їх обробітку в межах "сухого" землеробства.

Цьому етапу властиве узагальнення накопичених знань, створення як філософських, так і науково-практичних концепцій, в яких подані перші класифікації ґрунтів, рекомендації землеробського їх використання, опис ґрунтового покриву тощо (праці Аристотеля, Феофраста, Катона, Колумелли та інших стародавньо-грецьких і римських філософів і вчених). Особливо необхідно відзначити трактати Катона "Про землеробство" (II ст. до н.е.) і Колумелли " Про сільське господарство" (I ст. н.е.). Останній трактат складається із 12 томів і є першою сільськогосподарською енциклопедією, яка містить найбільш повні для

свого часу відомості про ґрунти й узагальнений досвід агрономії.

2. Земельно-кадастрові роботи епохи феодалізму (другий період). Цей період охоплює VI-XVII ст. н.е. і зв'язаний з розвитком ґрунтово-оціночних робіт із метою феодального оподаткування. В цілому, на цьому етапі було зроблено дещо менше в порівнянні з попереднім періодом для пізнання ґрунтів та їх властивостей, проте зібрано чимало описів ґрунтів різних територій і проведена їх порівняльна якісна оцінка. Був уведений офіційний земельний кадастр у більшості країн (Німеччина, Франція, Англія тощо).

Зародження знань про ґрунти в Україні, Білорусі та Росії дуже добре показано в "Писцевих книгах", які велися за наказом царя. В них наводилися площі земель та їх якість (добрі, середні, худі); угіддя (ліс, луки, рілля); категорії (земля мокра, болотна, борове місце, вимочки, уражок, витопки) і т.ін. Починаючи з епохи Відродження, почали відновлюватися знання про ґрунти і рекомендації із землеробства (агрономічні трактати Альберта Великого, Петра Кресценція), з'явилися нові ідеї про ґрунти (Авіценна), з водного і сольового живлення рослин (Ф.Бекон, Б.Паліссі).

3. Інтенсивне експериментальне й географічне вивчення ґрунтів та їх родючості (третій період). Цей період історії розвитку ґрунтознавства охоплює XVIII ст. Він характеризується зародженням сучасних поглядів на родючість ґрунтів і їх зв'язок з гірськими породами та зумовлений розвитком екстенсивного землеробства.

Значний вплив на розвиток агроґрунтових знань у цей період мала праця А.Кюльбеля "Книга про родючість ґрунтів" (1740), в якій він висвітлював цю унікальну властивість ґрунту й експериментально довів значення води в живленні рослин. Н.Валеріус (Швеція, 1761) заклав хімічні основи землеробства і дав перше визначення поняття "гумус"; А.Тюрго (Франція, 1776) висунув закон "спадаючої родючості ґрунтів". У Росії нові ідеї про формування ґрунтів, їх використання та родючість були сформульовані М.В.Ломоносовим (1763), А.Т.Болотовим (1766), П.С.Палласом (1773), І.М.Комовим (1778) та іншими вченими.

4. Становлення і розвиток агрикультурхімії, агрогеології та ґрунтової картографії (четвертий період). Цей період охоплює XIX ст. і передує виникненню сучасного генетичного ґрунтознавства.

Теорії живлення рослин солями, водою, "поживним соком", які панували у XVIII ст. (Б.Паліссі, Ф.Бекон, Ван-Гельмонт, А.Кюльбель), були замінені на початку XIX ст. так званою гумусовою теорією живлення рослин. Її запропонував А.Теєр. Згідно з цією теорією, рослини безпосередньо засвоюють органічну речовину з ґрунту. Але ця теорія була розкритикована Ю.Лібіхом (1840), який довів, що рослини живляться солями, які містяться у ґрунті. Водночас теорія Теєра стимулювала дослідження органічної речовини ґрунту (праці Й.Я.Берцеліуса, К.Шпренгеля, Т.Мульдера та ін.). Дослідження цього періоду і наукові публікації Г.Деві ("Елементи агрикультурної хімії", 1825), М.Г.Павлова ("Землеробська хімія", 1825), Ю.Лібіха ("Хімія в додатку до землеробства і фізіології рослин", 1840), Т.Мульдера ("Хімія орного шару", 1861-1862), Ж.Б.Бусенго ("Агрономія, агрономічна хімія і фізіологія", 1860-1891) та інших учених привели до створення нового наукового напрямку – агрикультурхімії.

Агрикультурхіміки заклали основи сучасної агрохімії, але не змогли зрозуміти процесів взаємодії між ґрунтом і рослинами. Вони розглядали ґрунт як ємність

необхідних для рослин поживних речовин і місце для закріплення кореневих систем. Паралельно з цим напрямком із використання хімічних методів у землеробстві розвивався й інший науковий напрямок – агрогеологія. Першим геологом, який досліджував ґрунти, став В.М.Севергін. У 1809 р. він опублікував працю "Досвід мінералогічного землеопису російської держави", у якому дається детальний опис окремих ґрунтів (орних земель) із геолого-мінералогічних позицій. У подальшому дослідженнями ґрунтів займались багато геологів, переважно німецьких: Г.Берендт, Ф.Фаллу, А.Майєр та ін. Вони вважали ґрунтознавство розділом геології, а ґрунт – новою розпушеною геологічною породою, яка лежить на поверхні і використовується в землеробстві. Тому вивчали в основному його мінералогічні та фізичні характеристики. Агрогеологи категорично відокремлювали ґрунт від рослинних і тваринних організмів.

Третім напрямком даного періоду розвитку науки стала ґрунтова картографія, яка, узагальнюючи знання про ґрунти, відображала закономірності їх просторового поширення. Перша ґрунтова карта в Росії складена у 1851 році під керівництвом К.С.Веселовського. На карті виділялися тільки основні види ґрунтів, які переважали в тій чи іншій місцевості: чорнозем, глини всіх кольорів; суглинок, супісок, мул, солончак; тундри, болота; кам'янисті місця.

Певною мірою ґрунтовою можна вважати карту територій від Пруту до Інгулу, складену 1856 р. А.І.Гроссу-Толстим. На ній виділялися чотири широтні смуги: 1) "дійсна чорноземна смуга", 2) "супіщано-чорноземна смуга", 3) "суглинкова смуга з більш значними домішками чорнозему", 4) "глинисто-вапнякова смуга з незначною домішкою чорнозему".

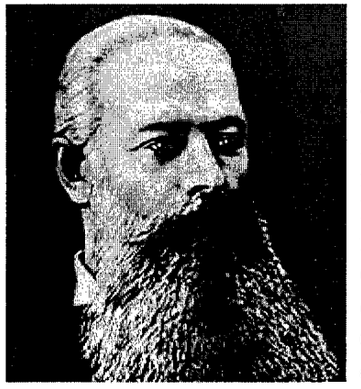
У 1879 р. ґрунтову карту видав В.І.Чаславський, якому на завершальному етапі роботи допомагав В.В.Докучаєв. На цій карті нанесено 32 умовні знаки для позначення ґрунтів. Чорноземи поділені на піщані, супіщані, суглинкові і глинисті. Вперше виділено: підзол, сірозем і чорнозем (тучний, вапняковий, солончаковий).

Ґрунтова картографія стала активно розвиватися у Франції, Німеччині, Австрії, Бельгії та Нідерландах у 50-60 рр. XIX ст., причому методична основа була агрогеологічною.

Отже, в цей період проведені оригінальні дослідження й отримані ґрунтовні наукові дані з хімії та фізики ґрунтів, закладені основи ґрунтової картографії. Водночас науковий погляд на ґрунт як самостійне природне тіло та його походження так і не був сформульованим. Для агрогеологів ґрунт залишався розпушеною поверхневою породою, для агрикультурхіміків – місткістю з поживними речовинами, для агрономів – орним шаром, де рослини знаходять поживні речовини й опору для коренів.

5. Виникнення сучасного генетичного ґрунтознавства (п'ятий період). Цей період охоплює кінець XIX - початок XX ст. Він пов'язаний з ім'ям російського природодослідника В.В.Докучаєва (1846-1903) – засновника нової науки. Але не менша заслуга в цьому великої групи вчених, які допомагали йому, жили й працювали в цей період.

Для виникнення теоретичного ґрунтознавства важливим були не тільки і не стільки успіхи ґрунтознавства в Західній Європі, скільки розробка проблеми чорноземів. Е.А.Еверсман (1840) дійшов висновку, що "чорноземи утворилися протягом віків від щорічно вимираючої і відростаючої рослинності". Англійський геолог Р. Мурчісон (1841) заперечував "народний погляд" на утворення чорнозему в результаті розкладу рослинних решток, стверджуючи, що чорнозем – темнозабарвлений осад льодовикового моря. Але наявність великих просторів, зайнятих чорноземними ґрунтами, не узгоджувалася з цією теорією. Е.І.Ейхвальд у праці "Палеонтологія Росії" (1850) висунув болотну теорію походження чорноземів (з боліт, тундр). Його підтримав геолог М.Д.Борисяк (1852), але додав, що після усунення води чорний болотний мул під впливом повітря та неболотної рослинності став пухкішим, перетворився в сучасний чорнозем. Але Ф.І.Рупрехт (1866) розглядав чорнозем як утворення рослинно-наземне і відкинув морську та болотну теорії утворення чорнозему через відсутність у ньому черепашок.



В.В. Докучаєв (1846-1903)

Подальше дослідження проблеми виникнення, розвитку і становлення чорноземів пов'язане з ім'ям В.В.Докучаєва.

У науковій творчості В.В.Докучаєва можна виділити такі основні етапи:

– геолого-геоморфологічні дослідження моренної області північно-західної Росії;

– участь у завершенні складання карти ґрунтів Чаславського;

– експедиція по Чорноземній смузі, створення нової наукової концепції про чорнозем;

– обґрунтування положення "ґрунт – особливе тіло природи" і практична перевірка цього положення при детальному вивченні ґрунтів Нижньоновгородської та Полтавської губерній;

– обґрунтування методів польового дослідження ґрунтів та їх картування;

– вивчення причин посухи і складання першого комплексного плану підвищення родючості ґрунтів;

– створення генетичної класифікації ґрунтів та розробка принципів їх бонітування;

– обґрунтування вчення про горизонтальні та вертикальні природні й сільськогосподарські зони;

– передбачення майбутнього розвитку ландшафтознавства й екології, центральне місце у яких належить вченню про ґрунт.

У 1883 р. В.В.Докучаєв опублікував книгу "Русский чернозём". Основні положення цієї праці зводяться до такого:

– головним вихідним матеріалом для утворення чорноземних та інших надземних ґрунтів є органи надземної рослинності й елементи материнської породи;

– основну частку біоти чорноземних ґрунтів формує трав'яниста рослинність степів, особливо її коренева система;

– важливим для всіх видів ґрунтів є виникнення з рослинних та інших органічних решток перегною (гумусу), тобто продуктів неповного розкладу, що забарвлюють ґрунт у чорний колір;

– специфічні процеси при утворенні чорноземів – це накопичення великої кількості перегною нейтральної реакції (солодкого гумусу), розподіл його серед мінеральної маси і глибоке проникнення по профілю;
– профіль чорнозему має горизонти А, В, С;
– особливості різних видів чорнозему є наслідком кліматичних умов, властивостей ґрунтоутворюючої рослинності, діяльності населяючих ґрунт мікроорганізмів, рельєфу і материнської породи;
– сукупність вищезазначених факторів зумовлює розміщення чорноземів, їх межі і характер контрастів з іншими ґрунтами;
– тільки таке розуміння чорноземів дасть можливість практично їх використовувати.

У 1892 р. він опублікував книгу "Наши степи прежде и теперь", де запропонував план охорони ґрунтового покриву, боротьби з посухою, оздоровлення степового сільського господарства; окреслив заходи щодо захисту ґрунтів від змиву, регулювання ярів і балок, створення захисних лісових смуг; детально зупинився на питаннях будівництва ставків і водоймищ, правильного співвідношення між ріллею, луками і лісами, дотримання екологічної рівноваги.

У 1899 р. вийшла з друку праця "О зонах природы", в якій автором сформульований закон зональності ґрунтів і природи взагалі. Грунти він поділив за способом залягання на нормальні, перехідні й анормальні; за походженням – на шість класів: від рослинно-надземних до нанесених. Серед перших за кліматичними смугами і за гумусованістю виділив ґрунти: світло-сірі північні, сірі перехідні, чорноземи, каштанові, південно-бурі солонцюваті. Тундрові і торф'яні потрапили до класу болотних ґрунтів.

У В.В.Докучаєва було багато учнів і однодумців, які доповнювали його ідеї, активно розвиваючи "молоду" науку, – М.М. Сибірцев, П.А. Костичев, П.С.Коссович, В.Р. Вільямс, К.Д.Глінка та інші.

М.М. Сібірцев (1860-1900) – написав перший підручник із ґрунтознавства, систематизував і розвинув учення про ґрунти, конкретизував визначення ґрунту, розділив фактори ґрунтоутворення на біотичні й абіотичні, розробив уточнення до класифікації ґрунтів і принципи поділу ґрунтів на зональні, інтразональні й азональні, ввів поняття "ґрунтовий рід", продовжив роботи з розробки заходів боротьби з посухою. П.А.Костичев (1845-1895) заклав наукові основи агрономічного ґрунтознавства. Вивчав розкладання рослинних залишків у ґрунті та роль мікроорганізмів при цьому, роль водостійкості структури в родючості ґрунтів і значення гумусу в її утворенні. П.С.Коссович (1862-1915) – один із основоположників вивчення фізичних, хімічних і агрохімічних властивостей ґрунтів, систематизував хімічні дані про ґрунти.

У 1899 р. у Росії вийшов перший номер журналу "Почвоведение", а у 1916 р. в Америці – "Soil Science".

6. Розвиток докучаєвського ґрунтознавства і становлення нової науки (шостий період). Шостий період охоплює час між двома світовими війнами (1916-1941) і відзначається завоюванням докучаєвським ґрунтознавством домінуючого положення у світі; виникненням нових класифікацій ґрунтів у різних країнах; диференціацією ґрунтознавства на низку дисциплін; появою перших світових ґрунтових карт.

На той час зібраний великий фактичний матеріал із хімічної, фізичної та мінералогічної характеристики ґрунтів різних країн; сформовані основні положення з фізики, хімії, біології ґрунтів; відбулася подальша диференціація науки і формування спеціалізованих напрямків, зокрема інтенсивно розвивався картографічний напрямок.

Було утворене Міжнародне товариство ґрунтознавців (у 1924 р. на 4-й Міжнародній педологічній конференції в Римі), проведені три Міжнародні конгреси ґрунтознавців (1-й – у Вашингтоні у 1927 р., 2-й – у Ленінграді – Москві у 1930 р., 3-й – в Оксфорді у 1935 р.).

У ґрунтознавстві виділилися розділи: вивітрювання і ґрунтоутворення; географія і картографія ґрунтів; загальна і колоїдна хімія ґрунтів; фізика і гідрологія ґрунтів; біологія ґрунтів; агрономічне ґрунтознавство. Звичайно, різких меж між цими напрямками не було.

У той час важливий внесок у розвиток ґрунтознавства зробили російські, а потім і радянські вчені: В.І.Вернадський (1863-1945), засновник біогеохімії та сучасного вчення про біосферу і ноосферу; К.Д.Глінка (1867-1927), автор фундаментального підручника з ґрунтознавства, завідувач кафедрами ґрунтознавства у Ново-Олександрівському, Харківському, Воронезькому й Ленінградському сільськогосподарських інститутах; Г.М. Висоцький (1865-1940) розробив основи вчення про водні властивості, водний режим ґрунтів, глеєутворення; К.К.Гедройц (1872-1932) дав глибокий аналіз колоїдних властивостей ґрунтів, розробив учення про поглинальну здатність ґрунтів та основи їх хімічної меліорації; В.Р.Вільямс (1863-1939) об'єднав генетичні концепції В.В.Докучаєва з агрономічними поглядами П.А.Костичева, розвивав біологічний напрямок у ґрунтознавстві, вивчав гумус ґрунту, розвинув теорію ґрунтотворного процесу і родючості ґрунтів.

У цей період створені науково-дослідні організації з ґрунтознавства, зокрема ґрунтовий інститут імені В.В.Докучаєва (Москва, 1925), розширюються ґрунтові дослідження, розвиваються всі напрямки ґрунтознавства.

7. Інтенсивна інвентаризація ґрунтового покриву і розвиток міжнародного співробітництва у ґрунтознавстві (сьомий період). Цей період охоплює тридцятиріччя після закінчення другої світової війни (з 1945 до 1974 рр.) і відзначається інтенсивним дослідженням ґрунтового покриву колоній Азії, Африки та Латинської Америки; створенням національних кадрів ґрунтознавців у слаборозвинутих країнах, а також накопиченням нового фактичного матеріалу для більш детального аналізу світової географії і систематики ґрунтів. Були проведені десятки міжнародних конференцій і координаційних нарад-екскурсій з різних проблем ґрунтознавства; створений Міжнародний ґрунтовий музей в Амстердамі з багатою колекцією еталонів ґрунтів світу; опублікована велика кількість перекладених праць з різних аспектів ґрунтознавства. Усе це стало основою для нових уявлень про генезис і географію ґрунтів світу, їх класифікацію, процеси ґрунтотворення.

Протягом цього періоду були проведені шість Міжнародних конгресів ґрунтознавців: п'ятий – перший повоєнний – у Кіншасі (1952 р.), шостий – у Парижі (1956 р.), сьомий у Медісоні (1960 р.), восьмий – у Бухаресті (1964 р.), дев'ятий – у Аделаїді (Австралія, 1968 р.) і десятий – у Москві (1974 р.), присвячений 50-річчю Міжнародного товариства ґрунтознавців.

На цих конгресах обговорювалися нові досягнення ґрунтознавства в рамках семи комісій: 1) фізика, 2) хімія, 3) біологія, 4) родючість, 5) генезис, класифікація і картографія, 6) технологія, 7) мінералогія ґрунтів. Практично на всіх конгресах була дискусія щодо програми світової ґрунтової карти (класифікація, номенклатура, техніка оформлення).

Після війни були складені великомасштабні ґрунтові карти практично всієї сільськогосподарської території колишнього Радянського Союзу. Для кожного господарства вони супроводжувалися нарисом із картограмами з вмісту гумусу, обмінного калію, рухомого фосфору, лужногідролізованого азоту та кислотності.

Численні та багатогранні дослідження ґрунтів у різних країнах і, передусім, у колишньому Радянському Союзі, підтвердили основні положення вчення В.В.Докучаєва, поглибили і розширили його та утвердили як всесвітньо відому сучасну науку про ґрунт. Найбільш важливі досягнення цього періоду: розробка загального ґрунтово-географічного вчення про ґрунтово-біокліматичні зони (Л.І.Прасолов, І.П.Герасимов, О.М.Іванова, М.М.Розов та ін.); розробка вчення про кори вивітрювання і геохімію ландшафтів на основі ідей В.І.Вернадського (Б.Б.Полинов, В.А.Ковда, М.А.Глазовська); розвиток вчення про органічну речовину (І.В.Тюрін, Л.М.Александрова, В.В.Пономарьова, Д.С.Орлов, М.І.Лактіонов та ін.); вивчення ґрунтових процесів та режимів (О.А.Родє, І.М.Скриннікова, І.П. Герасимов, І.С.Каурічев); розробка шляхів підвищення родючості та меліорації ґрунтів (І.М.Антипов-Каратаєв, О.Н.Соколовський, О.М.Можейко, О.М.Грінченко, М.К.Крупський) та багатьох інших питань фундаментального й прикладного ґрунтознавства.

Зміцнювались міжнародні зв'язки ґрунтознавців, які дозволили не тільки утвердити позиції генетичного ґрунтознавства, але й розвинути нові напрямки. У цей період помітний внесок у розвиток генетичного ґрунтознавства зробили зарубіжні вчені (К.Ф.Марбут, Д.Камбелл, С.Матссон, Г.Геррасовітц, Д.Рассел, А.Демолон, С.Ваксман, А.Джоел, Дж.Прескотт, Т.Секі та ін.).

8. Інтенсифікація робіт з охорони та раціонального використання ґрунтового покриву (восьмий період). Цей період охоплює останнє тридцятиріччя. Головна його риса – інтенсифікація робіт з охорони і раціонального використання ґрунтового покриву. Протягом цього періоду були проведені чергові Міжнародні конгреси ґрунтознавців: 11-й в Едмонтоні (Канада, 1978 р.), 12-й в Індії (1982 р.), 13-й у Японії (1986 р.), 14-й у Гамбурзі (Німеччина, 1990 р.), 15-й у Акапулько (Мексика, 1994 р.), 16-й у Монпельє (Франція, 1998 р.).

Останній час знаменний прагненням застосування системного підходу до проблем науки, зокрема і до ґрунтознавства. Хоча ще докучаєвська концепція ґрунту як самостійного тіла природи і дзеркала ландшафту передбачала системний підхід до його вивчення.

Відзначаючи роль інформації та моделей у вивченні "ґрунтових систем", В.А. Ковда (1985) стверджує, що ґрунт у цілому – відкрита система, яка поділяється на ряд підсистем. Водночас він є підсистемою біосфери. Гумусна оболонка Землі – загальнопланетарний акумулятор і розподілювач енергії, ємність більшої частини біомаси рослин і тварин, екран, який утримує найважливіші для життя елементи від геохімічного стоку до Світового Океану, пу-

дифікатор забруднення атмосфери. Ґрунт є незамінним регулятором гідрологічного режиму суші і незамінною продуктивною силою.

Енергетика ґрунтоутворення була в центрі уваги В.Р. Волобуєва (1973-1976), яку він розрахував для різних ґрунтів, серед яких чорноземи займають чільне місце. І.Сабольч (1979) показав, що енергія, яка накопичується у ґрунтах Угорщини, розрахована у калоріях, складає більше 60 % енергетичних ресурсів країни, включаючи вугілля, нафту і газ. Головним носієм енергії у ґрунті є гумус.

Для сучасного трактування органічної речовини ґрунту (походження, склад, будова, специфіка, взаємодія з мінеральною частиною, роль у родючості) дуже важливі експериментальні дослідження, проведені М.М.Кононовою (1963), В.Фляйгом (1964), В.В. Пономарьовою (1964), Ф.Дюшофуром (1977), Д.С.Орловим (1977), Л.М.Александровою (1980).

Ґрунт – біокосне тіло (за Вернадським), не тільки народжене життям, але і його джерело. Роль ґрунту в житті рослин загальновідома. Вона добре показана в монографії Е. Рассела "Ґрунтові умови і ріст рослин" (1953).

У різних регіонах були проведені дослідження біологічної продуктивності ґрунтів і фітоценозів суші; запропоновано ряд моделей процесу біологічного кругообігу речовин; установлено, що агроценози не завжди переважають за продуктивністю природні ценози.

Виникла така наука, як ґрунтова зоологія, розширилися уявлення про мікробний ґрунтовий ценоз, роль і значення ґрунтових водоростей у фіксації атмосферного азоту і в процесах вивітрювання.

Системний підхід, застосований до вивчення ґрунтів, дозволив І.П. Герасимову (1973) розробити вчення про елементарні ґрунтові процеси. Він підкреслив необхідність покласти в основу класифікації ґрунтів докучаєвську формулу: фактори ґрунтотворення – процеси – властивості ґрунтів.

Основним завданням ґрунтознавства на перспективу є мобілізація зусиль для підвищення родючості ґрунтів, з'ясування їхньої екології та забезпечення їх охорони. Це буде досягнуто в результаті розв'язання енергетичної проблеми, а також шляхом опріснення морської води, зрошення великих площ тепер "безплідних" ґрунтів, виведення нових сортів сільськогосподарських культур і виробництва нових видів добрив.

8.4. Розвиток ґрунтознавства в Україні

Перші відомості про ґрунтовий покрив України належать початку XIX ст., коли на основі кадастрових даних були складені ґрунтові карти Європейської Росії. Розвиток географії й картографії ґрунтів України пов'язаний із дослідженнями В.В.Докучаєва в Полтавській губернії в 1888–1894 рр. Вони дали можливість установити географічні й топографічні закономірності ґрунтового покриву лівобережного Лісостепу. Знання про ґрунти України значно розширились у результаті польових обстежень у Чернігівській (Б.Б.Полинов, К.Г.Білоусов), Таврійській (М.К.Клєпінін, М.С.Федоровський), Київській (М.І.Фролов), Волинській (Ф.І.Левченко), Катеринославській (В.В.Курилов), Подільській, Херсонській та Харківській (А.І.Набоких, М.Ф.Колоколов) губерніях. У 1926–1928 рр. у республі-

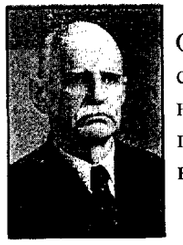
ці обстежені ґрунти на значній території лісостепової й степової зон (В.І.Крокос, Д.К.Біленко, Н.Б.Вернандер та ін.). Отримані дані послужили основою для складання в 1928 р. Науковим комітетом Наркомзему УРСР першої оглядової ґрунтової карти республіки в масштабі 1:1000000. Необхідність детальних знань про ґрунтовий покрив і агровиробничу характеристику ґрунтів кожного господарства зумовила в 1931–1932 рр. проведення агроінвентаризації ґрунтів, а в 1934–1935 рр. – обстеження орних угідь буряківничих господарств республіки, в результаті чого були складені великомасштабні ґрунтові карти господарств, а також ґрунтово-агрохімічна карта буряківничих районів України в масштабі 1:420000 (П.А.Власюк, І.І.Канівець та ін.). У 1935 р. була складена нова оглядова карта України (О.М.Грінченко, Г.С.Гринь, М.К.Крупський та інші).

В Україні, починаючи з 1957 р., розгорнулися великі ґрунтово-картографічні роботи з дослідження ґрунтів і складання ґрунтових карт у кожному господарстві. Ці роботи, в яких брало участь близько 1900 спеціалістів, проведені на площі 30 млн. га в 7000 господарств. У "Методиці крупномасштабного обстеження ґрунтів колгоспів і радгоспів Української РСР" (1958) на високому науковому рівні подані організаційна структура ґрунтових досліджень, номенклатура й діагностика, агровиробниче ґрупування ґрунтів. Кожне господарство країни отримало ґрунтову карту в масштабі 1:10000 або 1:25000 із комплектом картограм і пояснювальним текстом до них. У результаті узагальнення матеріалів великомасштабних ґрунтових досліджень складені карти районів, областей і республіки в цілому. Великомасштабні ґрунтові дослідження землекористувань колгоспів і радгоспів на території УРСР у той час вважалися практично закінченими. Але вони все ж таки продовжились і в наступні роки з метою уточнення та коректування великомасштабних ґрунтових карт, на основі яких створюють зведені середньомасштабні районні ґрунтові карти. Ці карти необхідні при складанні генеральних схем використання земельних ресурсів районів і області, при розробці і здійсненні заходів з охорони ґрунтів від ерозії, при проектуванні меліорації, розміщенні сільськогосподарських культур, для диференціації системи землеволодінь. Складено ґрунтову карту України, для сільськогосподарських підприємств розроблені ґрунтові плани господарств, що вплинуло на підвищення врожайності сільськогосподарських культур. Складені й передані господарствам також картограми: а) вмісту гумусу; б) кислотності й лужності; в) вмісту доступного рослинам калію; г) вмісту доступного рослинам фосфору.

На базі ґрунтових і агрохімічних досліджень розроблені заходи з підвищення родючості ґрунтів, переглянуті й нарізані сівозміни з урахуванням ґрунтового покриву та розвитку ерозійних процесів, проведені меліоративні роботи: зрошення, осушення, вапнування, гіпсування; розроблені системи удобрення сільськогосподарських культур.

Поряд з успішними картографічними роботами в Україні проводились дослідження ґрунтів у різноманітних теоретичних і прикладних аспектах. Ґрунти ряду районів республіки і всієї її території описав Г.Г.Махов ("Ґрунти України", 1930). Глава українських ґрунтознавців О.Н.Соколовський (1884–1959) відомий як автор оригінальної системи індексації генетичних горизонтів, досліджень колоїдних властивостей ґрунту, його структури, засолених ґрунтів; він запропонував метод штучного осолонцювання дна і стінок каналів для зменшення фільтрації води.

Фундатори української школи ґрунтознавства



О.Н. Соколовський (1884-1959)
створив учення про активний і пасивний мул, гумус; колоїдно-хімічну технологію ґрунтів; абсорбтивну насиченість лесів кальцієм; походження й окультурювання солонцюватих ґрунтів каштанового комплексу; основоположник сільськогосподарського ґрунтознавства.

О.М. Грінченко (1904-1998)
установив походження й шляхи окультурювання ґрунтів Придніпров'я та внесення вапна і гіпсу на чорноземних ґрунтах України; обґрунтував культурний (антропогенний) процес ґрунтотворення.

М.К. Крупський (1903-1986)
обґрунтував колоїдно-хімічну технологію ґрунтів; воднево-алюмінієву природу ґрунтової кислотності, методику великомасштабного обстеження ґрунтів України.

О.М. Можейко (1902-1986)
установив походження й окультурювання солонцюватих ґрунтів Придніпров'я і ґрунтів каштанового комплексу; використання шахтних, артезіанських і промислових стічних вод для підвищення урожайності польових культур на каштанових ґрунтах Сухого Степу та чорноземах Лісостепу.

Г.С. Грінь (1904-1975)
установив генезис засолених ґрунтів України та провів сільськогосподарську їх типологію; розробив методику великомасштабного обстеження ґрунтів України, номенклатурний список та агровиробниче їх ґрупування.

Уже в 30-х роках XX ст. значну діяльність розгорнула науково-дослідна лабораторія ґрунтознавства АН УРСР, якою керував О.Н. Соколовський. В 1934 р. видрукувано його перше видання "Курсу сільськогосподарського ґрунтознавства". У 1935 р. розпочинаються дослідження галогенних ґрунтів України (О.Н. Соколовський, Г.С. Гринь, О.М. Грінченко, О.М. Можейко, А.Ф. Яровенко, М.С. Литовченко та інші). У 1951 р. опублікована монографія "Ґрунти України" (Н.Б. Вернандер, М.М. Годлін, Г.Н. Самбур, С.А. Скорина), де підведені підсумки основних даних про ґрунти республіки. В 1956 р. лабораторія ґрунтознавства трансформована в Український науково-дослідний інститут ґрунтознавства (УНДІГ). Зараз це Національний науковий центр "Інститут ґрунтознавства і агрохімії ім.О.Н.Соколовського".

У 1960–1970 рр. при вивченні ґрунтового покриву значну увагу було приділено вивченню генезису і властивостей солонців і солонцюватих (О.М. Грінченко, О.М. Можейко, Г.С. Грінь, Б.С. Носко), бурих лісових (І.М. Гоголєв, Г.О. Андрущенко, В.І. Канівець та ін.), галоморфних ґрунтів (М.І. Полупан), солодей (Д.І. Ковалишин), дерново-карбонатних ґрунтів (М.В.Лісовий), ґрунтів Передкарпаття (П.А. Кучинський, І.І. Назаренко), легких (Д.Г. Тихоненко) й органогенних ґрунтів (С.Т. Вознюк, Р.С. Трускавецький та ін.). Поглиблено вивчались проблеми антропогенезу при зрошенні (Г.С. Гринь, О.М. Можейко, Г.В. Новикова, М.І. Полупан, В.В. Медведєв та ін.), при різних рівнях інтенсифікації землеробства (В.Д. Кисіль, М.І. Полупан, Г.Я. Чесняк та ін.). Вивченням колоїдно-хімічної характеристики гумусу займався М.І. Лактіонов, розробкою колоїдно-хімічних методів боротьби з фільтрацією – М.К. Крупський, О.Я. Демидієнко, ерозійними процесами – М.К. Шикула, екологією ґрунту – А.П.Травлєєв. В останні роки все більше уваги надається вивченню еволюції ґрунтового покриву, класифікації ґрунтів, спрямованості ґрунтотворних процесів під впливом окультурення, розробці і створенню математичних моделей родючості ґрунтів тощо (М.І. Полупан, Н.М. Бреус, Д.Г.Тихоненко, В.Д. Муха, І.І. Назаренко, Т.О. Грінченко, М.В. Лісовий, С.А. Балюк та ряд інших дослідників).

Дані про ґрунти країни підсумовані в таких виданнях: "Атлас почв Украинской ССР" (1979), "Черноземы СССР (Украина)" (1981), "Полевой определитель почв" (1981), "Почвы Украины и повышение их плодородия" (1988), "Визначник еколого-генетичного статусу та родючості ґрунтів України" (2005) тощо.

Наприкінці минулого століття в аграрному секторі економіки виникли проблеми, які необхідно було нагально розв'язувати:

1) посилення антропогенної ерозії ґрунтів і втрата ґрунтової родючості у зв'язку з інтенсивним сільськогосподарським використанням ґрунтів: а) переосушення заболочених земель, втрата поживних речовин і гумусу; б) вторинне засолення ґрунтів і руйнування ґрунтової структури; в) переущільнення ґрунтів у зв'язку із застосуванням на полях важкої техніки;
2) неправильна структура посівних площ і негативний вплив обробітку на ґрунт;
3) негативна дія мінеральних добрив, пестицидів.

Над вирішенням цих та інших питань, що постали перед сучасним ґрунтознавством, працює багато дослідників, прізвища яких навіть перелічити досить проблематично. Крім загальновідомих центрів розвитку ґрунтознавчої науки в Україні (Київ, Харків), все більшої ваги набувають регіональні школи: Дніпропетровська (А.П. Травлєєв), Рівненська (С.Т. Вознюк), Чернівецька (І.І. Назаренко), Львівська (С.П. Позняк) тощо.

Перспектива розвитку сучасного ґрунтознавства зводиться до пошуку шляхів і методів: а) підвищення ефективності використання заходів меліорації; б) раціонального використання добрив; в) мінімалізації обробітку ґрунту; г) оптимізації структури посівних площ, сільськогосподарських угідь та екосистем.

8.5. Ґрунтовий покрив як об'єкт землекористування

Земля існує незалежно від волі людини, є місцем та умовою її життя, виконує політичні, економічні та екологічні функції.

Для підприємств промисловості, транспорту, будівництва, низки інших галузей виробництва вона слугує просторовим операційним базисом, місцем для розміщення будинків, споруд, устрою шляхів сполучень тощо. У сільськогосподарському виробництві вона є не тільки матеріальною основою, але й активним учасником виробництва. Завдяки визначеним природним властивостям у цій галузі вона являє собою загальну умову праці і водночас *основний засіб виробництва, предмет праці.* Обробляючи ґрунт як предмет праці, людина перетворює його в продукт праці.

Найважливішою рисою землі, яка зумовлює її роль як основного засобу виробництва, *є родючість*, якою володіє її верхній шар – ґрунт, що забезпечує земні фактори життя рослин. Родючість великою мірою визначає споживчу вартість землі, її корисність і спроможність у поєднанні з працею бути джерелом одержання сільськогосподарської та лісової продукції.

До характерних рис землі порівняно з іншими засобами виробництва належить її *просторова обмеженість, сталість місцезнаходження і незамінність.* Поверхня землі не може бути розширена, на відміну від інших засобів виробництва, які можуть бути створені в необхідних кількостях і розмірах. Просторова обмеженість землі як об'єктивна властивість визначає необхідність використання землі у визначених природою просторових межах.

Принцип непереміщення земельної ділянки має значення для вирішення питань територіального розміщення та спеціалізації народного господарства, впливає на витрати виробництва і собівартість сільськогосподарської продукції.

Істотною особливістю землі є її *незамінність*, тобто неможливість використовувати замість неї які-небудь інші засоби виробництва. Це створює об'єктивну необхідність підвищення рівня інтенсивності використання земельних ділянок шляхом вкладення додаткових коштів із метою одержання більшої кількості продукції з одиниці земельної площі. Показники урожайності сільськогосподарських культур залежать не тільки від природних властивостей ґрунтів, але й від природо-кліматичних умов, місцезнаходження земельної ділянки та інших факторів. Існує закономірний зв'язок між землею як економічною категорією, її оцінкою, родючістю ґрунту та урожайністю вирощуваних культур. Якісні характеристики ґрунтів значно впливають на оціночну вартість земель-

ної ділянки, тому їх обов'язково враховують при здійсненні грошової оцінки земель сільськогосподарського призначення.

Природні властивості ґрунтів залежать як від їх генетичних особливостей, так і від умов сільськогосподарського використання. Останнім часом посилився вплив людини на ґрунт, а разом з тим і на спрямованість процесів ґрунтотворення та еволюцію ґрунтової родючості, так званий культурний ґрунтотворний процес. Його розвиток може проходити по-різному і неоднаково впливати на склад і властивості ґрунту. Тому культурний, орний ґрунт іноді називають ще й *дзеркалом господарської діяльності людини.*

Результатом культурного ґрунтотворного процесу може бути як поліпшення властивостей природних ґрунтів, так і їх погіршення. Зокрема, природоперетворюваний підхід до землекористування (невдалі меліорації, розорані луки та схили, затоплені заплави та інші безгосподарні акції) зумовив розвиток таких загрозливих явищ, як водна ерозія, дефляція, дегуміфікація, переущільнення, хемогенне, радіогенне та біогенне забруднення ґрунтів і навіть їх повне знищення.

Культурний ґрунтотворний процес, який цілеспрямовано розвивається під впливом діяльності людини, *зумовлює формування високопродуктивного культурного ґрунту*. Він має кілька найважливіших особливостей:

1) знищення природного трав'янистого покриву, яке призводить до змін мікроклімату ділянки;

2) систематичне розпушування та перемішування верхнього шару ґрунту формує орний горизонт, в якому змінюються фізико-механічні властивості та водно-повітряний режим;

3) зміна едафону, фізико-хімічних та біологічних властивостей ґрунту, посилення мікробіологічної та ферментативної активності, процесів мінералізації та гуміфікації органічної речовини;

4) збільшення інтенсивності процесу ґрунтотворення в цілому.

Застосування комплексу агротехнічних, агрохімічних, меліоративних та інших заходів пом'якшує негативний вплив несприятливих погодних умов, підвищує урожайність сільськогосподарських культур, ефективність застосовуваних технологічних прийомів та продуктивність праці в землеробстві. Нагальною необхідністю часу є впровадження у виробництво нових нетрадиційних біосфероцентричних систем адаптивного землекористування, що неминуче пов'язане з екологізацією та біотехнологізацією аграрного виробництва. Завдання трансформації сільськогосподарських угідь повинно виконуватися через зменшення площі ріллі, реставрацію степів і лук, створення національних парків, виявлення запасів земель, що раніше використовувались не раціонально. Все це має проводитись на основі даних екологічної, економічної (грошової) та позаекономічної (національне багатство) оцінки земель у системі державного земельного кадастру та ґрунтово-екологічного моніторингу згідно з Конституцією України та Земельним кодексом.

Контрольні запитання та завдання

1. Дайте визначення ґрунтознавства як науки та назвіть його основі розділи.
2. Назвіть основні положення генетичного ґрунтознавства та основні методи досліджень.
3. Дайте визначення ґрунту.
4. Назвіть глобальні функції ґрунту.
5. Обґрунтуйте роль ґрунту в природі та житті людини.
6. Назвіть основні етапи розвитку ґрунтознавства.
7. Назвіть вчених – засновників сучасної науки про ґрунт.
8. Охарактеризуйте основні досягнення українських ґрунтознавців.
9. Укажіть особливості використання ґрунту як основного засобу виробництва та розкрийте суть культурного ґрунтотворного процесу.
10. Які особливості ґрунтового покриву як об'єкта землекористування?

РОЗДІЛ ДЕВ'ЯТИЙ

ФАЗОВИЙ СКЛАД І МОРФОЛОГІЧНА БУДОВА ҐРУНТУ

9.1. Фазовий склад ґрунту

Ґрунт – багатофазне полідисперсне природне тіло. Але що ж таке фаза? Дисперсна природа ґрунтів зумовлює наявність між "каркасними" частинками пустот або пор, заповнених водою чи повітрям, або одночасно тим і іншим. У ґрунтознавстві ці компоненти прийнято називати фазами.

Система, що складається з однієї речовини, може бути одночасно і фазою, якщо її фізичні властивості повсюди будуть однорідними (водне тіло, що повністю замерзло). Така система – гомогенна (однорідна). Але система, що складається з однієї хімічної речовини, може бути і гетерогенною (неоднорідною), якщо її фізичні властивості в різних частинах будуть різними (суміш води та льоду: хімічно – однорідна, але фізично – гетерогенна). Однофазною може бути і система, що складається з декількох речовин (розчини солей у воді: фізично – гомогенна, але хімічно – неоднорідна). Тому можна стверджувати, що ґрунтова вода з розчиненими в ній речовинами є рідкою фазою. Ґрунтове повітря буде називатись газовою фазою. Тверді частинки об'єднуються за своїми подібними властивостями щодо густини та твердості у тверду фазу.

Тверда фаза ґрунту – це його основа (матриця), яка формується в процесі ґрунтоутворення з материнської гірської породи, значною мірою зберігає її склад та властивості. Це полідисперсна й полікомпонентна система, що утворює твердий каркас ґрунту. Вона складається з первинних і вторинних мінералів, органічних залишків, частково розкладених і перетворених у гумус. Показниками, які характеризують тверду фазу, а як наслідок, і ґрунт, є гранулометричний (механічний), хімічний і мінералогічний склад, складення, структура й пористість.

Рідка фаза ґрунту (ґрунтовий розчин) – це вода в ґрунті з розчиненими мінеральними й органічними речовинами. Це динамічна фаза, яка має дуже важливе значення для ґрунтоутворення. Під її впливом відбуваються майже всі елементарні ґрунтові процеси. Г.М.Висоцький назвав ґрунтовий розчин "кров'ю землі". Вона заповнює весь поровий простір. Уміст і властивості ґрунтового розчину залежать від водно-фізичних властивостей ґрунту та його стану в даний момент згідно з умовами ґрунтового та атмосферного зволоження при даній погоді. Рідка фаза є основним фактором диференціації ґрунтового профілю, оскільки саме з вертикальними та горизонтальними водними потоками відбувається пересування по ґрунтовій товщі продуктів локального педогенезу (у вигляді суспензій та істинних чи колоїдних розчинів).

Газова фаза ґрунту – це ґрунтове повітря, яке заповнює вільні від води пори. У зв'язку з біологічними процесами склад ґрунтового повітря відрізняється від атмосферного. Рідка й газова фази ґрунту – антагоністи, тому перебувають у динамічній рівновазі. Чим вологіший ґрунт, тим він менш аерований, і навпаки (рис. 60).

Жива фаза ґрунту – це сукупність організмів, які населяють ґрунт і беруть безпосередню участь у ґрунтоутворенні. До складу ґрунтової біоти входять бактерії, актиноміцети, гриби, водорості, тварини-геобіонти (найпростіші, комахи, черви та інші представники фауни, що постійно живуть у ґрунті), а також кореневі системи живих рослин. Проте об'єднання всіх цих організмів у "живу" фазу умовне, оскільки всі вони теж складаються з твердої, рідкої та газової фаз.

Завдяки тісному взаємозв'язку між фазами ґрунт функціонує як єдина система. Співвідношення між об'ємами та масами твердої, рідкої та газоподібної фаз визначає умови прояву ґрунтової родючості та залежить від ґрунтових і кліматичних умов, характеру рослинного покриву й впливу антропогенного фактору. Ідеальні екологічні умови створюються, коли об'єм твердої фази ґрунту складає 50%, а рідкої й газової – по 25%.

9.2. Морфологічна будова ґрунту

Ґрунт являє собою ієрархічно побудовану природну систему, яка складається з морфологічних елементів різного рівня. Це природні тіла всередині ґрунту, які мають чіткі або дифузні границі, а також свої специфічні форму та властивості.

Морфологічними елементами ґрунту є генетичні горизонти, структурні агрегати, новоутворення, включення і пори. Різняться вони між собою за формою і зовнішніми властивостями – *морфологічними ознаками*. Як ми здатні відрізняти своїх друзів із натовпу за певними морфологічними ознаками, так і ґрунти мають різний зовнішній вигляд, що дає унікальну можливість діагностувати напрямок ґрунтоутворення на рівні типу чи підтипу та класифікувати ґрунти без проведення лабораторних досліджень.

Морфологічними ознаками ґрунтів є форма елементів, характер їх меж, забарвлення, гранулометричний склад, взаємне розташування й співвідношення в просторі твердих частинок і зв'язаних із ними пор, характер поверхні, щільність, твердість, деякі фізичні властивості (липкість, пластичність) тощо. Головною рисою, що їх об'єднує, є легкість у візуальному визначенні.

Розділ ґрунтознавства, який вивчає морфологічні ознаки ґрунту, називається *морфологією ґрунтів*.

Морфологічна будова профілю ґрунтів – це сконцентроване відображення генезису, історії розвитку ґрунту.

Оскільки ґрунт знаходиться в процесі розвитку, в ньому постійно проходять зміни, в тому числі й у морфологічних ознаках. Зауважимо, що морфологічні ознаки *консервативні* і повільно змінюються в часі.

Морфологічна організація ґрунту складається з п'яти рівнів (рис. 61). І рівень – ґрунтовий профіль, тобто вертикальна послідовність горизонтів.

ІІ рівень – *ґрунтові горизонти* – шари, на які диференціюється вихідна материнська гірська порода (ґрунтоутворююча порода) у процесі педогенезу.

Ґрунтовий горизонт також не є однорідним. Він складається з морфологічних елементів ІІІ рівня – *морфонів*. Це внутрішньогоризонтні морфологічні елементи, відокремлені тріщинами або натічними патьоками верхнього матеріалу, який складається зі структурних відокремлень. Крім того, в ролі морфонів виступають включення й новоутворення. Однорідний ґрунтовий горизонт може являти собою єдиний морфон, який не поділяється на структурні відокремлення. Наприклад, суцільний глейовий горизонт (Gl) не поділяється на морфони, оскільки він виступає фактично одним морфоном. Отже, виділення морфонів у межах генетичного горизонту можливе не в усіх ґрунтах і не в усіх горизонтах.

На IV рівні морфологічної організації виділяються *ґрунтові агрегати* (педи, структурні відокремлення), на які ґрунт розпадається в межах генетичних горизонтів або їх морфонів. Ґрунтові агрегати можуть бути різних порядків (наприклад брили, які складаються з крупних призм, що поділяються на горіхуваті відокремлення), проте всі вони складають один морфологічний рівень.

Будова педів теж дуже складна. Вони сформовані з мікроагрегатів (мінеральних, органічних та органо-мінеральних), первинних "механічних елементів", включаючи мінеральні зерна, мікроконкреції, та з інших мікроскопічних новоутворень.

V рівень морфологічної організації ґрунтів – їх *мікробудова*, яку можна виявити та дослідити лише за допомогою мікроскопа на надтонких зрізах, шліфах. Його вивченням займається мікроморфологія ґрунтів. Основна особливість мікроморфології в тому, що дослідник у роботі завжди має справу з ґрунтом у непорушеному стані, тобто едафотоп розглядається як єдине ціле, в якому в деталях проглядаються всі складові в їх характерних формах і взаємному розташуванні. У мікроморфологічній будові немає нічого випадкового, тому мікроморфолог має змогу діагностувати початкові стадії будь-яких процесів, прояв яких на макроморфологічному рівні ще не спостерігається. За мікроморфологією майбутнє в питаннях діагностики ґрунтоутворення.

Розглядаючи ґрунт як природне тіло, необхідно розмежовувати такі поняття:

Будова ґрунту **– специфічне для кожного ґрунтового типу сполучення генетичних горизонтів, які складають ґрунтовий профіль.**
Складення ґрунту **– фізичний стан ґрунтового матеріалу, який зумовлює взаємне розміщення та співвідношення в просторі твердих частинок.**
Структурність ґрунту **– здатність його розпадатись у природному стані при механічній дії на агрегати визначеного розміру й форми.**
Структура ґрунту **– взаємне розміщення в ґрунтовому тілі структурних відокремлень (агрегатів) визначеної форми та розмірів.**
Склад ґрунту **– співвідношення (масове або об'ємне) компонентів ґрунтового матеріалу, яке виражається у відсотках від його загальної маси чи об'єму. Розрізняють фазовий, агрегатний, мікроагрегатний, гранулометричний, мінералогічний та хімічний склад ґрунту.**

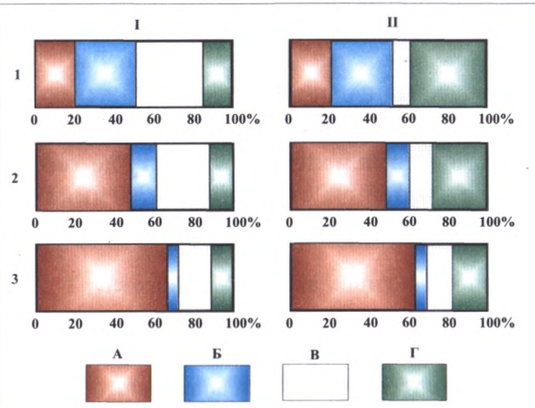


Рис. 60. Об'ємне співвідношення між твердою (А), рідкою (Б), газовою (В) і живою (Г) фазами: в дерновому горизонті лучного ґрунту (1), в гумусовому горизонті чорнозему (2) і в солонцьовому горизонті солонцю (3) у вологому стані при найменшій вологоємності (І) і в повітряно-сухому стані (ІІ)

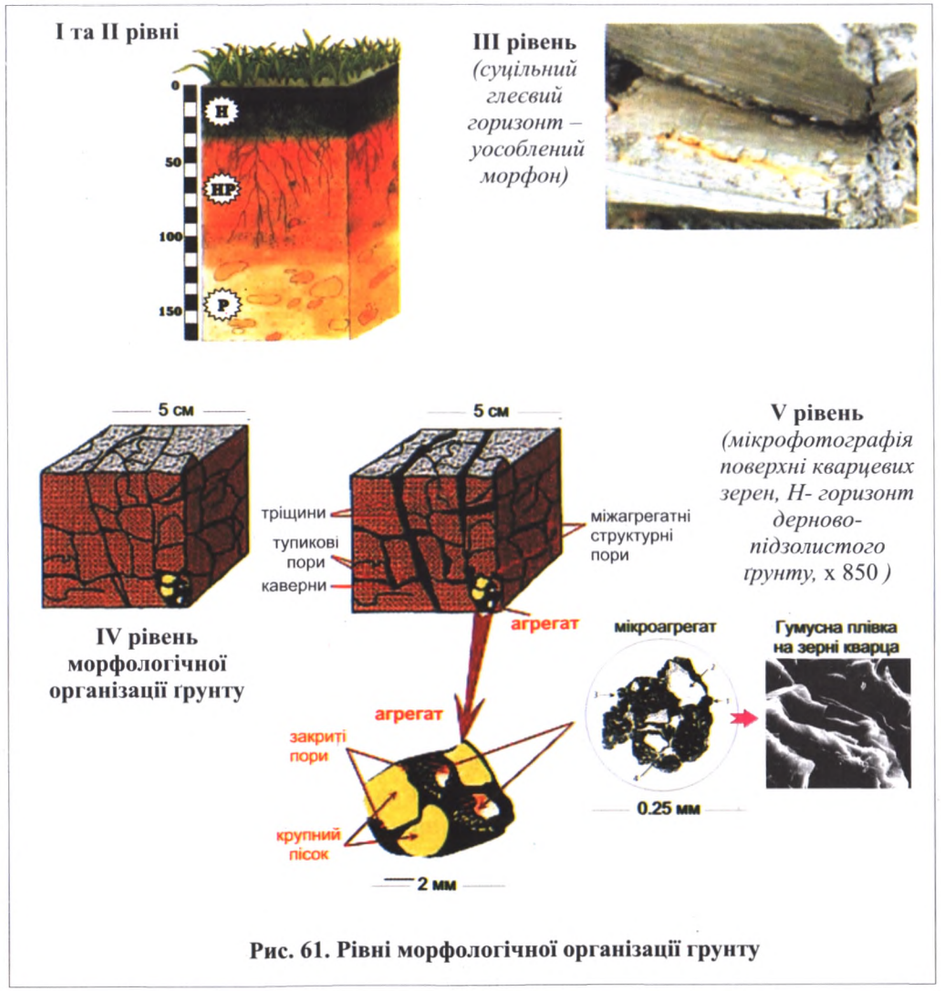


Рис. 61. Рівні морфологічної організації ґрунту

9.3. Основні морфологічні ознаки генетичних горизонтів

9.3.1 . Забарвлення ґрунту

Забарвлення ґрунту – це найбільш доступна і, перш за все, помітна морфологічна ознака, суттєвий показник належності ґрунту до того чи іншого типу, що визначається кольором тих речовин, з яких він складається, а також гранулометричним складом, фізичним станом і ступенем зволоження.

Багато ґрунтів одержали назву відповідно до свого забарвлення – підзол, чорнозем, бурозем, сірозем, червонозем, каштановий, коричневий тощо. Ці назви відомі науковцям усього світу. Вони увійшли в термінологічний апарат світового ґрунтознавства і ми особливо горді з того, що дослідники всіх країн постійно вживають наші, *слов'янські* терміни. Не кожен український науковець з інших галузей науки має змогу похвалитися подібним.

Забарвлення ґрунту та його окремих горизонтів може дати багато для розуміння суті процесів, що проходять у ґрунті, його генезису (походження), оскільки воно відображає хімічний склад твердої фази. Ця морфологічна ознака має велике агрономічне значення. Практики-землероби знають, що родючість ґрунту залежить від збагаченості його гумусом, а отже, – від наявності та інтенсивності чорного або темно-сірого кольору.

За С.О. Захаровим (рис. 62), найбільш важливими для забарвлення ґрунту є такі три групи сполук:

1) гумус;
2) сполуки заліза;
3) кремнієва кислота, $CaCO_3$ та каолін.

Гумусові речовини в більшості випадків зумовлюють чорне, темно-сіре та сіре забарвлення ґрунту. Іноді чорне забарвлення може бути зумовлене й іншими причинами: невеликими плямами (пунктуаціями) оксидів і гідроксидів марганцю (підзолисті ґрунти), сірчистого заліза (болотні ґрунти), материнської породи (юрські глини, вуглисті сланці).

Окисне залізо надає ґрунтові червоного, брудно-помаранчевого та жовтого кольору. Зі сполук Fe^{3+} найбільшу роль у забарвленні відіграють його безводні та водні оксиди.

Сполуки закисного заліза надають ґрунтові сизуватих, зеленуватих, голубуватих відтінків (вівіаніт $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ у болотних ґрунтах). Кремнезем (SiO_2), вуглекислий кальцій ($CaCO_3$), каолініт ($H_2Al_2Si_2O_8 \cdot H_2O$) зумовлюють білий та біляcтий колір. У деяких випадках помітну роль у білястих відтінках відіграють гіпс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), легкорозчинні солі (NaCl, Na_2SO_4 та інші).

Різне співвідношення вказаних груп речовин визначає велику різноманітність ґрунтових відтінків, зведених С.О.Захаровим в одну схему.

На забарвлення впливає структурний стан ґрунту. Агрегати, що знаходяться в грудкуватому, зернистому або глинистому стані, здаються темнішими, ніж

безструктурні. Великий вплив на забарвлення має вологість ґрунту, оскільки вологі ґрунти здаються темніщими.

Забарвлення ґрунтів важко охарактеризувати одним кольором, тому треба вказувати ступінь та інтенсивність кольору (наприклад, світло-бурий, темно-бурий), відзначати відтінки (білястий із жовтуватим відтінком), називати проміжні тони (коричнево-сірий, сіро-бурий). У ґрунтознавстві прийнято домінуючу ознаку вказувати останньою. При неоднорідному забарвленні горизонтів їх характеризують як пістряві, або плямисті. При цьому визначають основний тон забарвлення й колір плям.

Ґрунтознавці США та інших країн при визначенні забарвлення ґрунту використовують шкалу фіксованих кольорів та відтінків Манселла (рис. 63).

9.3.2. Структура ґрунту

Структура - це відокремлення (агрегати), на які може розпадатися ґрунт.

Агрегати складаються зі з'єднаних між собою механічних елементів. Форми, розміри і якісний склад структурних відокремлень у різних ґрунтах і горизонтах неоднаковий. Розрізняють, за С.О.Захаровим, три основні типи структури, кожен з яких ділиться на дрібніші одиниці (рис. 64). Ґрунт може бути структурним і безструктурним. При структурному стані маса ґрунту розділена на відокремлення тієї чи іншої форми та величини. При безструктурному стані окремі механічні елементи, що складають ґрунт, не з'єднані між собою, а існують окремо або залягають суцільною зцементованою масою.

Структурні відокремлення в горизонті не бувають одного розміру і форми. Частіше структура буває змішаною, тому при описі це зазначають двома або трьома словами в послідовності зростання кількості відповідних агрегатів: грудкувато-зерниста, грудкувато-пластинчато-пилувата і т. ін.

Для різних генетичних горизонтів ґрунтів характерні певні форми структури: грудкувата, зерниста – для дернових, гумусових горизонтів, пластинчасто-лускувата – для слювіальних, горіхувата – для ілювіальних у сірих лісових ґрунтів тощо.

При оцінці ґрунтової структури потрібно відрізняти морфологічне поняття структури від агрономічного. В агрономічному розумінні оптимальна тільки грудкувато-зерниста структура розміром від 0,25 до 10 мм.

9.3.3. Гранулометричний склад ґрунту

Первинні ґрунтові часточки, представлені мінеральними зернами, органічними та органо-мінеральними гранулами, що вільно суспендуються у воді після руйнування клейких матеріалів, називаються механічними (гранулометричними) елементами або елементарними ґрунтовими частинками (ЕҐЧ).

Гранулометричний склад переважної більшості ґрунтів приблизно на 90% представлений ЕГЧ мінеральної природи. ЕГЧ можуть мати будь-яку геомет-

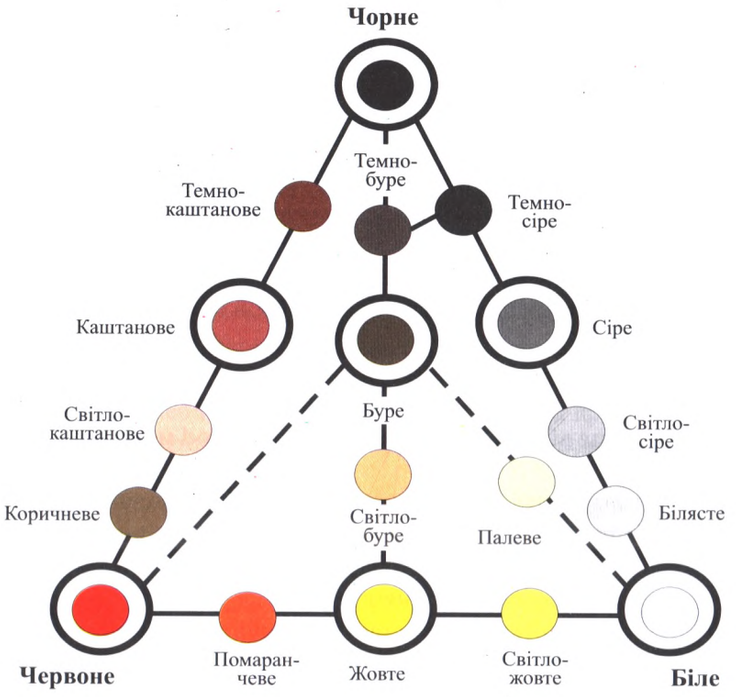


Рис. 62. Типи забарвлення ґрунтів (трикутник Захарова)

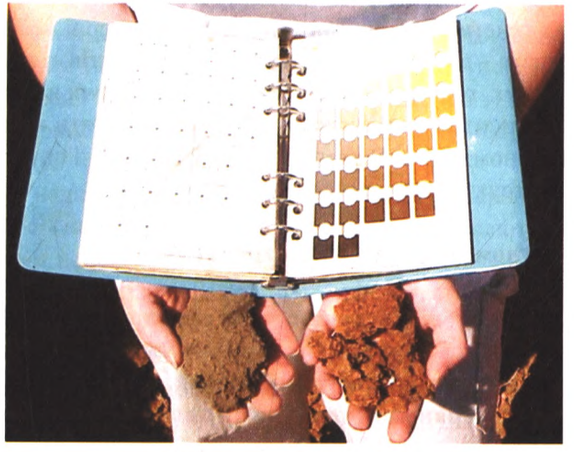


Рис. 63. Визначення забарвлення ґрунтів за шкалою Манселла

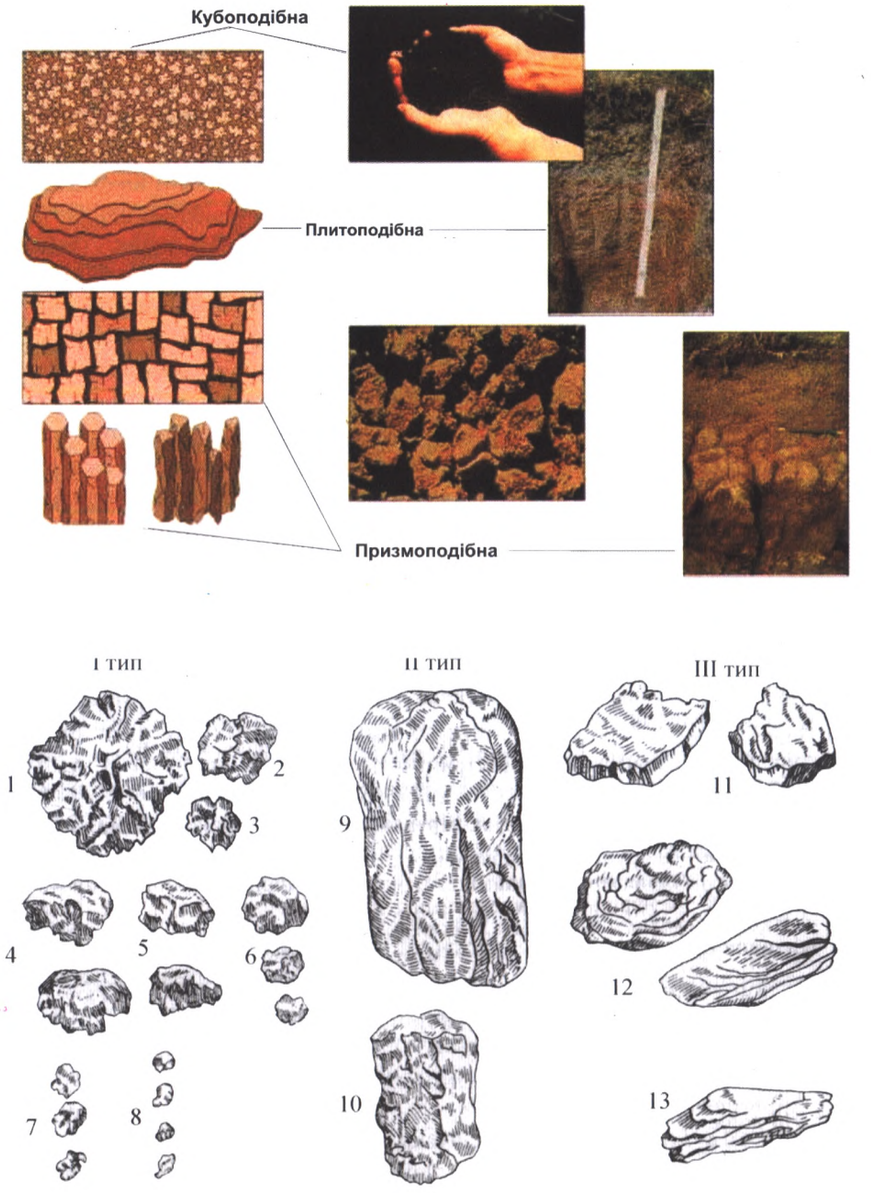


Рис. 64. Найголовніші види структури ґрунту (за С.О.Захаровим):
I тип: 1 – крупногрудкувата; 2 – грудкувата; 3 – дрібногрудкувата; 4 – крупногоріхувата; 5 – горіхувата; 6 – дрібногоріхувата; 7 – крупнозерниста; 8 – зерниста; II тип: 9 – стовпчаста; 10 – призматична; III тип: 11 – сланцювата; 12 – пластинчата; 13 – листова

ричну форму: куля, куб, призма тощо. Умовно їх форму вважають кулеподібною, враховуючи так званий *ефективний діаметр*. Механічні частинки приблизно однакового діаметра об'єднують у фракції, оскільки вони володіють подібними властивостями.

Гранулометричний склад ґрунту має важливе значення в педогенезі, у формуванні родючості ґрунту. Від нього залежать водні, теплові, повітряні, загальні фізичні й фізико-механічні властивості ґрунту. Механічний склад ґрунту зумовлює окисно-відновні умови, величину ємності вбирання, перерозподіл у ґрунті зольних елементів, накопичення гумусу тощо. Інтенсивність багатьох ґрунтотворних процесів залежить від гранскладу: на піщаних породах вона незначна, на суглинкових – досить висока. Від гранскладу залежать умови укорінення фітоценозу та чисельність риючої фауни, а також спосіб обробітку ґрунту, строки польових робіт, норми добрив, розміщення сільськогосподарських культур. Наприклад, легкі (піщані та супіщані) ґрунти легко піддаються обробітку, швидко прогріваються, мають добру водопроникність та повітряний режим. Але володіють низькою вологоємністю, збіднені гумусом і елементами живлення, мають незначну поглинальну здатність, піддаються вітровій ерозії. Важкі (важкосуглинкові й глинисті) ґрунти володіють високою зв'язністю й вологоємністю, краще забезпечені поживними речовинами та гумусом. Безструктурні важкі ґрунти мають несприятливі фізичні й фізико-хімічні властивості: слабку водопроникність, здатність запливати й утворювати кірку, високу щільність і т.ін. Найкращі з цього погляду суглинкові ґрунти.

У польових умовах гранулометричний склад визначають приблизно, за зовнішніми ознаками і на дотик (органолептичний метод). Для точного визначення гранскладу застосовують лабораторні методи (наприклад, метод Качинського).

Мокрий органолептичний метод. Зразок розтертого ґрунту зволожують і перемішують до тістоподібного стану. З підготовленого ґрунту на долоні роблять кульку і пробують зробити з неї шнур товщиною близько 3 мм, а потім звернути кільце діамстром 2-3 см. Залежно від гранулометричного складу результати будуть різні:

– пісок – не утворює ні кульки, ні шнура;

– супісок – утворює кульку, розкачати шнур не вдається, утворюються тільки зачатки шнура;

– легкий суглинок – розкачується в шнур, але дуже нестійкий, легко розпадається на частини при розкачуванні або знятті з долоні;

– середній суглинок – утворює суцільний шнур, який можна звернути в кільце з тріщинами й переломами;

– важкий суглинок – легко розкачується в шнур, утворює кільце з тріщинами;

– глина – утворює довгий тонкий шнур, котрий потім легко утворює кільце без тріщин.

9.3.4. Складення ґрунту

Складення – це зовнішнє вираження щільності та пористості ґрунту. Воно залежить від гранулометричного складу, структури, а також діяльності ґрунтової фауни, розвитку кореневих систем рослин і т. ін.

За *ступенем щільності* ґрунти поділяються на *злиті* (дуже щільні), *щільні, пухкі* та *розсипчасті*. Злитий стан характеризується дуже щільним приляганням частинок, які утворюють здебільшого зцементовану масу; ніж у неї входить важко, його можна тільки увігнати. Характерний для ілювіальних горизонтів солонців і зцементованих озалізнених горизонтів підзолистих ґрунтів. Щільний стан (консистенція) потребує значних зусиль для вдавлювання ножа в ґрунт. Вона типова для ілювіальних горизонтів суглинкових і глинистих ґрунтів. Пухка консистенція спостерігається в добре оструктурених гумусових горизонтах, а також в орних, якщо ґрунт обробляли в стиглому стані. Розсипчаста консистенція характерна для орних горизонтів, піщаних і супіщаних ґрунтів, у яких частинки ґрунту не зв'язані між собою.

Пористість (шпаруватість) характеризується формою та величиною пор усередині структурних відмін та між ними. За розташуванням пор усередині структурних відмін розрізняють такі стани ґрунту:

– *тонкопористий* – ґрунт пронизаний порами діаметром менше 1 мм;

– *пористий* – ґрунт містить пори діаметром 1 – 3 мм;

– *губчастий* – зустрічаються пустоти розміром від 3 до 4 мм;

– *ніздрюватий* – є пустоти діаметром 5 – 10 мм;

– *комірчастий* – пустоти перевищують 10 мм;

– *трубчастий* – пустоти у вигляді каналів, проритих землерийками.

Залежно від геометрії порового простору, одні й ті ж типи ґрунтів можуть мати дещо неоднакові водно-повітряні властивості. Це пов'язано з тим, що в більших за розміром порах зосереджується повітря, а в дрібних, які ще називаються капілярами, – вода. Оптимальні умови складаються, коли в едафотопі поровий простір гармонійно розподілений за розміром: і крупних, і дрібних пустот удосталь.

Складення – важливий показник при агрономічній оцінці ґрунту, від якого залежить можливість обробітку сільськогосподарськими знаряддями, а також проникнення води й коренів рослин на потрібну глибину.

9.3.5. Новоутворення і включення

Новоутворення – це нагромадження речовин різної форми й хімічного складу, які формуються і відкладаються в горизонтах ґрунту в процесі ґрунтоутворення.

Хімічні новоутворення за формою поділяються на такі групи:

– *вицвіти та нальоти* – хімічні речовини виступають на поверхні ґрунту або на стінці розрізу у вигляді тонесенької плівки;

– *кірки, примазки, патьоки* – виступають на поверхні ґрунту або на стінках тріщин і утворюють шар невеликої товщини;

– *прожилки та трубочки* – речовини, які займають ходи черв'яків або коренів, пори та тріщини ґрунту;

– *конкреції та стяжіння* – скупчення різних речовин більш-менш округлої форми;

– *прошарки* – речовини, що накопичуються у великих кількостях, насичуючи окремі шари ґрунту.

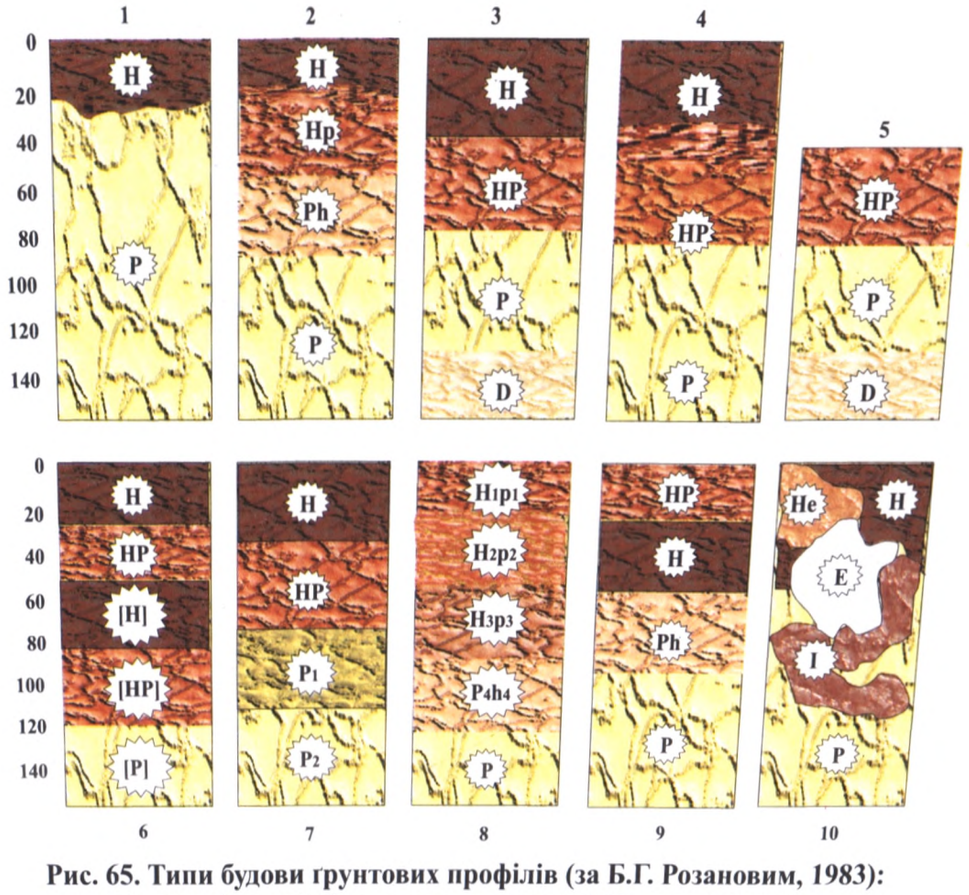


Рис. 65. Типи будови ґрунтових профілів (за Б.Г. Розановим, 1983):
1– примітивний; 2– неповнорозвинений; 3 – нормальний,
4 – слабкодиференційований; 5 – порушений (еродований); 6 – реліктовий;
7 – багаточленний; 8 – поліциклічний; 9 – порушений (перевернутий); 10 – мозаїчний

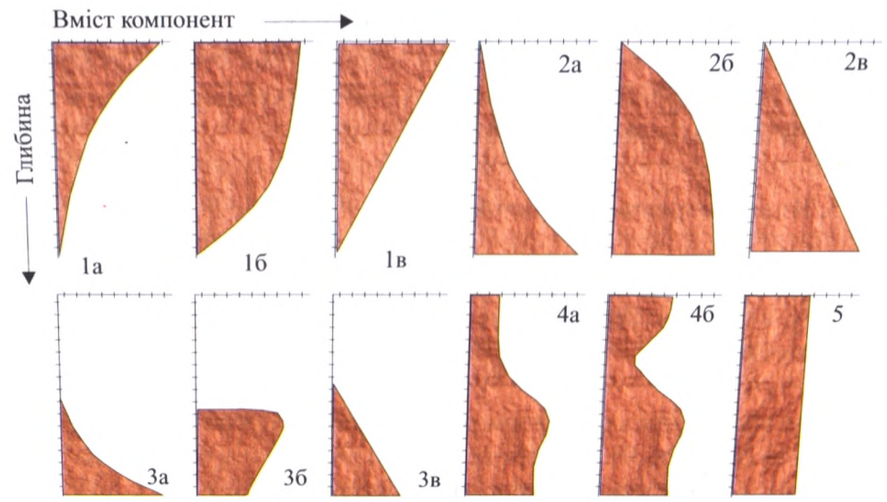


Рис. 66. Типи розподілу речовин у ґрунтовому профілі:
1а – регресивно-акумулятивний; 1б – прогресивно-акумулятивний;
1в – рівномірно-акумулятивний; 2а – регресивно-елювіальний;
2б – прогресивно-елювіальний; 2в – рівномірно-елювіальний;
3а – регресивно-ґрунтово-акумулятивний; 3б – прогресивно-ґрунтово-акумулятивний;
3в – рівномірно-ґрунтово-акумулятивний; 4а – елювіально-ілювіальний;
4б – акумулятивно-елювіально-ілювіальний; 5 – недиференційований

За складом хімічні новоутворення бувають:

– легкорозчинні солі ($NaCl$, $CaCl_2$, Na_2SO_4 та інші). Вони трапля
засолених ґрунтах в умовах степу, пустелі. Найбільш характерні їх ф
нальоти, вицвіти, білі кірки та примазки, крупинки та окремі кристалики со
– гіпс ($CaSO_4.2H_2O$). Також зустрічається в засолених ґрунтах. Біл
жовтуватого кольору, у вигляді окремих прожилок, псевдоміцелію (г
сітки, утвореної дуже тоненькими прожилками), конкрецій, іноді – шкори
або вицвіту на поверхні ґрунту. Характерний для каштанових, бур
напівпустельних, засолених ґрунтів, сіроземів;

– вапно ($CaCO_3$) – білого кольору, зустрічається в дуже різноманітних форма
у товщі профілю. До найбільш розповсюджених відносять плями й вицвіт
розпливчастої форми; плісняву зі скупчень дуже тонких кристалів; білоочки –
яскраві, компактні, різко окреслені плями; прошарки й псевдоміцелій по
тонких порах ґрунту; трубочки з маси кристалічного або борошнистого вапна
по ходах коренів; конкреції; прошарки лугового мергелю, що можуть
досягати декілька десятків сантиметрів у товщину. Розрізняються за
скипанням з 10%-м розчином HCl. Характерні для чорноземів, каштанових,
бурих напівпустельних, засолених та низки інших ґрунтів;

– гідроксиди заліза (Fe^{3+}), алюмінію, марганцю в комплексі з органічними
речовинами й сполуками фосфору – іржаво-бурого, вохристого, кавового або
чорного кольору. Основні форми – натікання (плівки, примазки), плями
розпливчастої форми, конкреції, трубочки, ортзанди (тонкі ниткоподібні
прошарки) у піщаних ґрунтах; ортштейни (більш потужні прошарки, які
цементують масу ґрунту). Характерні для підзолистих, дерново-підзолистих,
заболочених і болотних ґрунтів;

– сполуки двовалентного заліза ($FeCO_3$, $Fe_3(PO_4)_2.8H_2O$) – блакитного, сизуватого
або зеленкуватого кольору. Форми – розпливчасті плями та вицвіти в болотних і
заболочених ґрунтах. На свіжих зразках вирізняються легко, а на висушених
зникають, тому що окиснюються на повітрі до бурого кольору;

– кремнезем (SiO_2) – білястого кольору, утворює присипку на поверхні
структурних відмін. Характерний для ґрунтів підзолистого типу, сірих
лісових, опідзолених чорноземів, солодей. Розпізнається важко,
рекомендується розламати структурну відміну і порівняти колір її поверхні
та внутрішньої маси;

– гумусові речовини – чорного або темно-бурого кольору, утворюють патьоки,
надаючи агрегатам глянцюватого вигляду. Зустрічаються в середній частині
профілю підзолистих і солонцюватих ґрунтів, солонців, солодей та інших
ілювійованих ґрунтів.

Серед біологічних новоутворень у ґрунтах зустрічаються:

– копроліти – екскременти червів і личинок комах, частинки ґрунту, що
пройшли через їх органи травлення. Мають вигляд добре склеєних
водостійких однорідних грудочок ґрунту, зустрічаються в пустотах,
прооблених тваринами, і на поверхні ґрунту, характерні для багатих на
фауну ґрунтів;

– *кротовини* – ходи землерийок, засипані масою ґрунту, являють собою великі плями округлої або овальної форми, що за кольором і станом різко відрізняються від іншої маси горизонту, типові для чорноземів;
– *кореневини* – сліди зігнилих великих коренів дерев, характерні для лісових ґрунтів;
– *червоточини* – хвилясті ходи-канальці дощових червів, зустрічаються в багатьох ґрунтах;
– *дендрити* – відбитки дрібних коренів на поверхні структурних відмін, часто забарвлені в темний колір за рахунок гумусу, утвореного при розкладі коренів, зустрічаються в різних ґрунтах.

На відміну від новоутворень, включення – це сторонні тіла в профілі ґрунту, присутність яких не пов'язана з процесом ґрунтоутворення.

До включень належать:
– *літогенні* (кам'янисті) включення – уламки гірських порід;
– *біогенні* – залишки тварин і рослин у вигляді раковин, кісток, коренів, обривків листя, хвої;
– *антропогенні* – уламки цегли, черепки посуду і т. ін, зумовлені діяльністю людини.

У промерзаючих ґрунтах можливе виділення *кріогенних* (великі кристали льоду) включень.

9.4. Ґрунтовий профіль, ґрунтові горизонти та їх індексація

Поняття про ґрунтовий профіль і профільний метод вивчення ґрунтів у кінці XIX століття в науку ввів В.В.Докучаєв.

Ґрунтовий профіль – це певне вертикальне чергування генетичних горизонтів у межах ґрунтового індивідуума.

Основними складовими частинами профілю є генетичні горизонти.

У сучасному ґрунтознавстві **під генетичними горизонтами розуміють однорідні, зазвичай паралельні поверхні шари ґрунту, які сформувались у процесі ґрунтоутворення та різняться між собою морфологічними ознаками, складом і властивостями.**

Профіль ґрунту характеризує зміну його властивостей по вертикалі. Залежно від напрямку ґрунтоутворення спостерігається закономірний розподіл і зміна гранулометричного, мінералогічного та хімічного складу, фізичних, хімічних і біологічних властивостей ґрунтового тіла від поверхні до підстилаючої породи. Ці зміни можуть бути поступовими, що відображаються плавним ходом профільної кривої, а також різкими, з декількома максимумами та мінімумами.

З чим пов'язане явище диференціації вихідної ґрунтотворної породи на генетичні горизонти, тобто формування профілю ґрунту? Головними чинниками цього процесу є вертикальні потоки речовин та енергії (причому як висхідні, так і низхідні), а також відповідний розподіл живої речовини (кореневих систем, тварин і мікроорганізмів).

Будова ґрунтового профілю специфічна для кожного типу ґрунту, тому служить його основною діагностичною ознакою. Генетична цілісність, єдність ґрунтового профілю – основна властивість ґрунтового тіла, що формується в процесі педогенезу з ґрунтотворної породи як єдине ціле, що розвивається у часі й полягає в єдності його генетичних горизонтів.

Залежно від особливостей педогенезу та віку ґрунту, ґрунтові профілі бувають *складними* та *простими*. Проста будова профілю має п'ять типів: *примітивний, неповнорозвинений, нормальний, слабкодиференційований і порушений.*

Примітивний профіль формується малопотужним гумусо-акумулятивним горизонтом (Н) або перехідним до материнської породи (НР), що залягають безпосередньо на ґрунтотворній породі Р (рис. 65–1).

Неповнорозвинений має повний набір генетичних горизонтів, що характерний для даного типу ґрунту, але вони малопотужні (профіль укорочений) (рис. 65–2).

Нормальний володіє повним набором генетичних горизонтів, характерним для даного типу ґрунтів, із типовою для неєродованих плакорних ґрунтів потужністю (рис. 65–3).

Слабкодиференційований – дуже розтягнутий монотонний профіль, в якому генетичні горизонти поступово змінюють один одного без чітко помітних переходів (рис. 65–4).

Порушений (еродований) – профіль, в якому частина верхніх горизонтів знищена ерозією (рис. 65–5).

Складної будови ґрунтовий профіль може бути: *реліктовим, багаточленним, поліциклічним, порушеним (перевернутим) і мозаїчним.*

Реліктовий профіль характеризується наявністю похованих горизонтів або похованих профілів палеоґрунтів. З іншого боку, в такому профілі можуть бути не поховані, а реліктові горизонти – результат стародавнього ґрунтоутворення, що на даний час проходить за іншим типом (рис. 65–6).

Багаточленний профіль формується у випадках літологічних змін у межах ґрунтової товщі (наприклад, на двочленних материнських породах) (рис. 65–7).

Поліциклічний профіль утворюється в умовах періодичного перевідкладення ґрунтотворного матеріалу (річковий алювій, вулканічний попіл, солові наноси) (рис. 65–8).

Порушений (перевернутий) профіль формується при вивертанні нижніх горизонтів на поверхню. Розрізняють штучний (діяльність людини) та природний (при буревіях) порушений профіль (рис. 65–9).

Мозаїчний профіль – профіль, в якому генетичні горизонти утворюють не послідовну за глибиною серію горизонтальних шарів, а непередбачувану строкату мозаїку, плямистість (рис. 65–10).

Систематика типів будови профілю може бути побудована і за іншими прин-

ципами. Зокрема, досить розповсюджена систематика за характером розподілу речовинного складу ґрунту по вертикальній товщі (наприклад, вмісту гумусу, карбонатів, глинистих мінералів і т.п.). Такий розподіл відображається і на морфологічних ознаках: забарвленні генетичних горизонтів, щільності, характері та розподілі новоутворень.

Спираючись на цей тип систематики, виділяють *акумулятивний, елювіальний, ґрунтово-акумулятивний, елювіально-ілювіальний та недиференційований* ґрунтові профілі (рис. 66).

– *акумулятивний* профіль із максимумом накопичення тих чи інших речовин у поверхневих горизонтах при поступовому зменшенні їх умісту з глибиною. Поділяється на регресивно-акумулятивний (увігнута крива перерозподілу), прогресивно-акумулятивний (опукла) та рівномірно–акумулятивний;

– *елювіальний* профіль із мінімумом речовин на поверхні (поверхневому горизонті) та поступовим зростанням їх вмісту з глибиною. Поділяється на регресивно-елювіальний (увігнута крива перерозподілу), прогресивно-елювіальний (опукла), рівномірно-елювіальний;

– *ґрунтово-акумулятивнний* профіль характеризує накопичення речовин із ґрунтових вод у нижній та середній частині товщі ґрунту;

– *елювіально-ілювіальний* профіль із мінімумом речовин у верхній частині та максимумом у середній або нижній частині;

– *недиференційований* профіль характеризується рівномірним умістом речовини по всій товщі ґрунту.

Будь-який ґрунт може бути охарактеризований із деяким наближенням одним із наведених генетичних типів профілю, що має безпосереднє діагностичне значення. Для кожного природного типу ґрунтоутворення характерна своя сукупність генетичних горизонтів. Усі горизонти в профілі взаємно пов'язані і взаємно зумовлені. Вони формуються в процесі генезису ґрунту з материнської породи одночасно як єдине ціле. Отже, профіль ґрунту – це генетична цілісність усіх його горизонтів.

В.В.Докучаєв виділив у ґрунті всього три генетичних горизонти і позначив їх першими літерами латинського алфавіту (А – поверхневий гумусо-акумулятивний, В – перехідний до материнської породи, С – материнська порода, підґрунтя). З накопиченням знань про ґрунти ця індексація горизонтів стала недостатньою. Виникла необхідність створення більш повної й раціональної системи позначення горизонтів. Над її доповненням і вдосконаленням працювали Г.М.Висоцький, К.Д.Глінка, С.О.Захаров, Д.Г.Віленський, Б.Б.Полинов та ін. Розглянути всі існуючі індексації важко, тому зупинимося лише на тих, які являють найбільший інтерес.

У 1936 р. український ґрунтознавець О.Н.Соколовський запропонував принципово нову систему індексів. Детальніше її розробили його учні М.К.Крупський, Г.С.Гринь та інші. Систему індексів О.Н. Соколовського в наш час з успіхом використовують ґрунтознавці України. Розвиток ґрунтознавства привів до виділення великої різноманітності генетичних горизонтів різних типів ґрунтів.

На жаль, до сьогодні в ґрунтознавстві різних наукових шкіл немає єдиного підходу до діагностики й символіки різних ґрунтових горизонтів. Усі відомі генетичні горизонти ґрунту у вітчизняній науці ділять на ряд типів, тобто груп горизонтів, які мають подібну генетичну основу через єдиний ґрунтотворний процес, але відрізняються в різних типах ґрунтів, що пов'язано з інтенсивністю прояву цього процесу, його віком, сполученнями з іншими процесами (табл. 14).

Таблиця 14

Порівняльна таблиця різних систем індексації горизонтів
(Ґрунтового інституту ім. В.В.Докучаєва (1959, система I), В.А.Ковди та інших (1988, система II), сучасна російська індексація згідно з новою класифікацією ґрунтів Росії (2000, система III), система українських ґрунтознавців (1980, система IV)

Системи				Назва	Діагностика
I	II	III	IV		
1	2	3	4	5	6
I група – поверхневі органогенні горизонти					
Ат	Т	Т, J	Т	торф'яний	Формується на поверхні, але зустрічається іноді і в товщі профілю, характеризується консервацією органічної речовини без перетворення в гумус або без мінералізації, містить більше 70% рослинних решток (деревинних, мохових, трав'яних), видимих неозброєним оком, різного кольору – бурого, коричневого, жовтого залежно від типу рослинності й ступеня її розкладу
–	ТА	–	ТН	торф'яно-перегній-ний	Складається із сильно розкладених гуміфікованих (невидимих оком) рослинних решток, чорний, маститься, нестійкої пилувато-зернистої або грудкуватої структури, постійно або періодично насичений водою
–	АТ	Н	НТ	перегній-ний	Поверхневий горизонт чорного кольору з умістом органічної речовини 30-70%, складається з добре розкладених органічних залишків і гумусу з домішками мінеральних компонентів, безструктурний, маститься, м'який, пухкий
–	ТА	TR	ТС	торф'яно-мінералізований	Складається з інтенсивно роздроблених мінералізованих і обвуглених рослинних залишків (найдрібніші залишки видимі), попелоподібний, гідрофобний, легко розвіюваний, трапляється на переосушених торф'яниках
Ао	О	О	Но	органічний акумулятивний	Малопотужний, до 15 см, поверхневий шар органічної речовини, що розкладається, нерозкладені й напівроскладені залишки видимі оком, у нижній частині частково перемішаний із мінеральними компонентами, розділяється на:
Ао	–	–	Нл	лісову підстилку	– суцільний килим, що покриває поверхню ґрунту в лісі;
–	–	–	Нс	степову повсть	– формується в степах;
–	Ао	–	Нд	дернину	– мінеральний гумусово-акумулятивний поверхневий горизонт, що формується під трав'яною рослинністю, складається на 0.5 і більше об'єму з живих коренів, сірий, пухкий

1	2	3	4	5	6
				II група – поверхневі мінеральні горизонти	
A_1	A	AY, AU	H	гумусовий	Мінеральний горизонт акумуляції гуміфікованої органічної речовини (гумусу), рівномірно розміщеної й тісно зв'язаної із мінеральною частиною, найтемніше забарвлений в профілі (сірий, темно-сірий, інколи – коричневий або бурий колір), з великим (до 15-20%) вмістом гумусу, звичайно розташований у верхній частині профілю, найчастіше добре оструктурений грудкувато-зернистий, грудкуватий, зернистий, інколи – домішки інших типів структур, пухкий
Ап	Ар	PY, PU	Норн	орний	Змінений тривалим обробітком у землеробстві поверхневий горизонт орних ґрунтів, сформований з одного або декількох різних ґрунтових горизонтів, від нижніх завжди відділяється ясною рівною границею, пилуватий, зернисто-пилуватий; пухкий
A	Aal	–	–	водо-ростева кірочка	Поверхнева добре відшаровувана кірочка водоростей і їх залишків, чорна в сухому стані й зелена при зволоженні, з великою домішкою мінеральних частинок, потужністю декілька міліметрів, характерна для пустельних ґрунтів
–	K	–	–	кірковий	Світла крихка кірочка потужністю до 5 см, розтріскана, легко відділяється від ґрунту, що лежить під нею
–	Q	–	–	підкірковий	Лежить звичайно під кіркою, світло-забарвлений, сильно пористий, шаруватий або лускуватий, у пустельних ґрунтах
–	S	–	–	сольова кірка	Біла кірка солей або значні їх вицвіти на поверхні ґрунту
				III група – підповерхневі горизонти	
A_2	E	EL	E	елювіальний	Збіднений внаслідок вимивання органічних і мінеральних речовин, білястий, світло-сірий або палевий, пластинчастий або плитчастий, пухкий. Поділяється на:
A_2	E	E	E	підзолистий	– освітлений, білястий; залягає у верхній частині профілю під T, Но, H або Норн.; формується під впливом опідзолення, тобто кислотного розкладу мінеральної частини, продукти якого виносяться з цього горизонту; пухкий, плитчастий, лускуватий або безструктурний
–	–	AEL	He	опідзолений	– сірий, білястий, грудкувато-горіхуватий або із зачатками пластинчастої структури, із присипкою SiO_2, характеризується слабо вираженим процесом опідзолення
A_2	E	–	E	осолоділий	– освітлений, білястий, знаходиться у верхній частині профілю з поверхні або під H, формується під впливом осолодіння, тобто лужного розкладу мінеральної частини в результаті входження Na в ГПК (ґрунтово-поглинальний комплекс) і дальшого його заміщення воднем, виносу вниз продуктів розкладу й мулу; плитчастий, лускуватий або безструктурний, пухкий

1	2	3	4	5	6
B	B	–	I	ілювіальний	Збагачений глинистими частинками, бурувато-коричневий, темно-сірий, щільний, призматичний, горіхуватий, стовпчастий або безструктурний, розташований під E в середній частині профілю, характеризується накопиченням глини, аморфних продуктів, півтораоксидів. Виділяють з інтенсивно пептизованою ґрунтовою масою, збагачений рухомими глинами, кремнеземом, органічною рухомою речовиною, сірого або чорного кольору, стовбчастої або призмоподібної структури, в сухому стані дуже твердий, щільний, у вологому – безструктурний, в'язкий
–	B_I	BI	–	глинисто-ілювіальний	
–	B_{Fe}	BF	–	залізисто-ілювіальний	
–	B_h	BH	–	гумусово-ілювіальний	
–	B_{na}	BSN	Sl	солонцевий	
–	B_{Ca}	BSA	–	карбонатно-ілювіальний	
–	B_{Sa}	S	–	сольовий	
–	B_{cs}	–	–	гіпсовий	
B	B	BM	–	метаморфічний	Збагачений глинистими частинками, з буруватим відтінком, утворений при трансформації мінералів ґрунту на місці. Поділяється на метаморфічний та сіалітно-метаморфічний
–	Bm	–	–	сіалітно-метаморфічний	
G	G	G, Q	Gl	глейовий	мінеральний або органо-мінеральний суцільний або строкатий горизонт яскраво-синього, голубого, сизого або оливкового кольору, безструктурний, формується при заболоченні ґрунтів, постійному перенасиченні водою
–	–	g, q, ox	gl	глеюватий	будь-який горизонт, в якому є окремі сизі або сизуваті плями
				IV група – підґрунтові горизонти	
C	C	C	P	материнська порода	Гірська порода, з якої сформувався ґрунт, горизонт подібний на ґрунт літологічно, але не має його ознак; P – материнська порода, тобто порода, з якої сформувався даний ґрунт
D	D	D	D	підстилаюча порода	Порода, що залягає нижче ґрунтотворної; D – підстилаюча порода, яка залягає нижче материнської

Ґрунтознавці України виділяють також такі горизонти:

Pf – псевдофіброві, складаються з тонких бурих або червонувато-бурих ущільнених прошарків (псевдофібрів) товщиною 1–3 см, що чергуються з прошарками палевого або білястого піску;

R – ортзандові, складаються зі зцементованого оксидами заліза піску. Залізо в них переважно гідрогенного й мікробного походження, вони червоного кольору, як правило, щільні, безструктурні;

Rg – ортштейнові, збагачені глиною, півтораоксидами, гелями кремнію, тверді, червонувато-коричневі;

M – мергелисті, складаються з карбонатних новоутворень гідрогенного походження (луговий мергель). Містять від 25 до 50% карбонатів кальцію і магнію, білого або сірувато-білого кольору, часто з бурими плямами.

Перехідні горизонти сполучають в однаковій мірі ознаки двох сусідніх горизонтів. У ґрунтах із поступовим ослабленням будь-якої ознаки від поверхні до породи (чорноземах, лугових, дернових та інших) ці горизонти так і називаються –

перехідні; у ґрунтах із диференційованим профілем – за назвою двох суміжних горизонтів. Позначаються символами суміжних горизонтів. Наприклад, перехідний між гумусовим і материнською породою в чорноземах – **НР**; гумусовим та елювіальним в дерново-підзолистих ґрунтах – **НЕ** (гумусово–елювіальний).

Майже всі ознаки, виділені в основних горизонтах, можуть проявлятись нерівномірно: в одних випадках бути головними, в інших – накладатись, виражатись нечітко. У цих випадках вони позначаються такою ж, але малою буквою. Наприклад, верхній перехідний горизонт у чорноземах між гумусовим і материнською породою характеризується значною гумусованістю та невеликою домішкою породи (**Нр**), а нижній перехідний – навпаки (**Ph**).

До додаткових належать відокремлені морфологічні елементи ґрунту, уламки порід, а також ознаки, пов'язані з діяльністю людини. Нижче наводяться їх назви та символи (за системою IV – українською):

k – наявність карбонатів;
s – наявність легкорозчинних солей;
r – наявність м'яких залізисто-марганцевих стягнень і пунктуацій;
n – наявність твердих залізисто-марганцевих конкрецій;
kn – наявність карбонатних конкрецій;
q – наявність уламків твердих безкарбонатних порід;
qk – наявність уламків твердих карбонатних порід;
F – наявність вохри;
z – наявність копролітів, червоточин, кротовин;
dn – наявність ерозії (денудації);
dl – делювіальні наносні горизонти на поверхні ґрунту;
de – еолові наносні горизонти на поверхні ґрунту;
al – алювіальні наносні горизонти на поверхні ґрунту;
a – орні горизонти (від лат. arvum – поле);
ag – насипні рекультивовані горизонти (agger – насип);
pl – плантажовані горизонти;
mo – ознаки, пов'язані зі зрошенням;
m – ознаки, пов'язані з осушенням.

Якщо засолення, карбонати чи літогенні включення відкриті в нижній частині горизонту, то цей спеціальний символ пишеться через косу риску (наприклад, **P/k, Hp/gl**). У випадку, коли має місце локальна концентрація (не по всій товщі горизонту) тих чи інших новоутворень і включень чи ознака дуже слабо виражена, – символ беруть у дужки (наприклад, **P(h), H(e)**). Поховані горизонти записують у квадратних дужках **[H], [HT]**.

Горизонти, які виникають за рахунок діяльності людини, але за своїми властивостями не відрізняються від природних, позначаються такими ж символами, що й природні, але перед ними ставиться ще символ ознак, пов'язаних з антропогенезом. Наприклад, вторинно-осолонцьований, внаслідок зрошення (іригації) мінералізованими водами горизонт – **moSl**; вторинно оглеєний за рахунок підняття ґрунтових вод при зрошенні – **moHPgl**; торф'яно-мінеральний, утворений внаслідок пересушення торф'яників – mTC і т. ін.

Символ має повністю відображати назву, наприклад, **Ehgl** – елювіально-гумусований оглеєний, **Рks** – карбонатна засолена материнська порода, **Нр** – верхній перехідний; **Ph** – нижній перехідний; **НРm** – перехідний метаморфізований. З цієї позиції, українська індексація об'єктивно більш досконала, а отже, більш інформативно відображає характерні ознаки горизонтів.

9.5. Переходи між горизонтами в профілі

Характер переходів між горизонтами в ґрунтовому профілі, форма границь горизонтів і ступінь їх виразності мають важливе генетичне значення й служать суттєвою морфологічною ознакою ґрунту, оскільки це один із критеріїв визначення інтенсивності ґрунтоутворення і його загальної спрямованості. Часто характер переходів має й діагностичне значення. Різним ґрунтам притаманні неоднакові характери переходів у профілі, що визначається типом, віком та інтенсивністю ґрунтоутворення відповідно до комплексу факторів навколишнього середовища.

За формою виділяються вісім основних типів границь між ґрунтовими горизонтами (рис. 67).

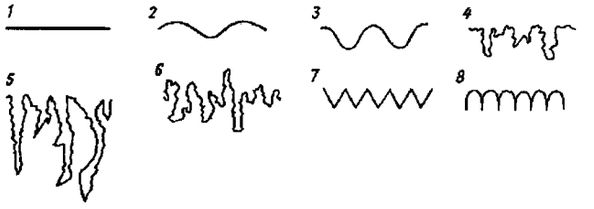


Рис. 67. Форми границь між горизонтами в профілі:
1 – рівна; 2 – хвиляста; 3 – кишеноподібна; 4 – язикоподібна; 5 – затічна; 6 – розмита; 7 – пильчаста; 8 – палісадна

Рівна границя характерна для більшості ґрунтів, особливо для нижніх слабко диференційованих горизонтів, звичайно – при поступових переходах. *Хвиляста* властива нижній частині гумусових горизонтів лісових ґрунтів, а також часто характерна для переходу між підгоризонтами. *Кишеноподібна* притаманна нижній частині гумусованих горизонтів степових ґрунтів. *Язикоподібна* найтиповіша для нижньої частини Е-горизонту підзолистих ґрунтів. *Затічна* – характерна для ґрунтів із потічним характером гумусу або тих, які розтріскуються, *розмита* границя – для ґрунтів із сильним розвитком елювіально-ілювіальних процесів. *Пильчаста* – зустрічається досить рідко, в підзолистих ґрунтах на структурних глинах. *Палісадна* також дуже рідко зустрічається в солонцях при переході до солонцьового горизонту. За ступенем вираження виділяють такі види *переходів: різкий, ясний, помітний, поступовий.*

Контрольні запитання та завдання

1. Дайте коротку характеристику фазового складу ґрунту.
2. Оцініть поняття "морфологічна будова ґрунту", опишіть рівні морфологічної організації ґрунту. Основні поняття ґрунтової морфології.
3. Визначте поняття "ґрунтовий профіль", причини його утворення.

4. Охарактеризуйте основні типи будови профілів і границь між генетичними горизонтами.
5. Визначте поняття "генетичні горизонти", охарактеризуйте основні принципи та напрямки їх індексації.
6. Оцініть забарвлення як важливу морфологічну ознаку ґрунту.
7. Оцініть структуру ґрунту як важливу морфологічну ознаку.
8. Визначте поняття "гранулометричні фракції", дайте їх коротку характеристику.
9. Визначте поняття "гранулометричний склад ґрунтів", розкрийте принципи класифікації ґрунтів за гранулометричним складом.
10. Наведіть класифікацію та характеристику властивостей фракцій механічних елементів ґрунтів.
11. Як впливає гранулометричний склад порід на ґрунтоутворення?
12. Як впливає гранулометричний склад ґрунтів на їх властивості?
13. Оцініть новоутворення та включення як важливу морфологічну ознаку ґрунту.
14. Опишіть принципи української індексації генетичних горизонтів.
15. Охарактеризуйте діагностичні ознаки поверхневих генетичних горизонтів.
16. Охарактеризуйте діагностичні ознаки підповерхневих генетичних горизонтів.
17. Обґрунтуйте переваги та недоліки української індексації генетичних горизонтів.
18. Оцініть характер переходів між генетичними горизонтами як морфологічну ознаку.

РОЗДІЛ ДЕСЯТИЙ

ФАКТОРИ ТА УМОВИ ҐРУНТОТВОРЕННЯ

10.1. Загальні положення

Під факторами та умовами ґрунтотворення розуміються зовнішні по відношенню до ґрунту компоненти природного середовища, під дією і за участю яких формується ґрунтовий покрив земної поверхні.

Фактори ґрунтотворення – це об'єкти навколишнього середовища (клімат, організми), які безпосередньо діють на материнські гірські породи. До умов ґрунтотворення належать географічне розташування місцевості, рельєф та ін. Географічне розташування місцевості впливає на інтенсивність ґрунтотворення через зміну клімату, рельєф – через перерозподіл атмосферних опадів, тепла на поверхні землі, час – через нагромадження кількісних змін факторів.

Початок вченню про фактори та умови ґрунтотворення поклав В.В.Докучаєв. Ним було встановлено, що формування ґрунтового покриву пов'язано з фізико-географічним середовищем та історією його розвитку. Він дав визначення поняття ґрунтів як поверхневих мінерально-органічних утворень, які мають власне походження і є результатом сукупної дії: 1) материнської гірської породи; 2) живих та відмерлих організмів; 3) клімату; 4) рельєфу місцевості; 5) віку країни. В.В.Докучаєв все це виразив за допомогою формули.

Г = *f*(ГП,О,К,Р) · В

Г - ґрунт,
ГП - гірські породи,
О - організми,
К - клімат,
Р - рельєф,
В - вік

Поряд із названими п'ятьма природними факторами та умовами ґрунтотворення виділяється ще шостий – виробнича діяльність людини, яка має як прямий, так і опосередкований вплив на ґрунтотворення і ґрунтовий покрив. Комбінації факторів та умов ґрунтотворення на земній кулі сформували багато типів ґрунтів.

У 1899 році В.В.Докучаєв опублікував наукову працю "К учению о зонах природы", в якій сформулював взаємозв'язки і співвідношення між факторами ґрунтотворення – *всі фактори рівнозначні і незамінні*. Водночас він допускав можливість існування провідного фактору ґрунтотворення у визначених умовах.

Після В.В.Докучаєва намітилися різні підходи до оцінки ролі факторів у процесах ґрунтотворення. Наприклад, К.Д. Глінка серед факторів ґрунтотворення виділяв провідну роль *клімату і рослинності*. Хоча формування найродючіших ґрунтів тайгово-лісової зони (рендзин) він пояснював впливом переваги *материнських порід*. С.О.Захаров (1928) поділяв усі фактори на *активні* та *пасивні*. До активних

він відносив біосферу, атмосферу і гідросферу, а до пасивних – материнську породу і рельєф місцевості.

У кінці 30-х років XX ст. серед ґрунтознавців почалася дискусія про головний, або провідний, фактор педогенезу. В.Р.Вільямс, зокрема, віддавав перевагу біологічному факторові.

10.2. Ґрунтотворні породи та їх категорії

Ґрунтотворними, або материнськими, породами називають поверхневі горизонти гірських порід, з яких утворюються ґрунти.

Гірські породи поділяють на магматичні, осадові й метаморфічні.

1. *Магматичні породи* утворюються при охолодженні розтопленої рідкої маси. Вона може бути всередині земної кори (глибинна або інтрузивна), або ж у вигляді витоків лави на земній поверхні (ефузивна). Магматичні породи мають кристалічну будову. На великій глибині породи утворюються з великих кристалів (граніт). На поверхні породи формують закриті кристалічні структури із включенням окремих великих кристалів. Магматичні породи складають 96% літосфери, іноді вони зустрічаються як ґрунтоутворюючі породи (Крим, Кавказ).

2. *Осадові породи* утворились на земній поверхні шляхом вивітрювання й перевідкладення продуктів вивітрювання магматичних і метаморфічних порід або з відкладень різних організмів. Вони поділяються на три групи: уламкові, хімічні та біогенні.

Уламкові, або кристалічні, породи являють собою продукти механічного руйнування різних порід. За розмірами та формою уламків і ступенем цементації вони поділяються на: грубоуламкові, піщані та алевритові. Серед осадових порід хімічного та біогенного походження важливу роль у ґрунтоутворенні відіграють карбонатні відклади: вапняки, мергелі, доломіти.

Давні осадові породи, які утворились у дочетвертинний період, із часом утратили пухкість, шпаруватість і є переважно щільними породами. Молоді осадові породи сформувалися у четвертинний період унаслідок вивітрювання корінних порід і перевідкладення продуктів їх руйнування водою, вітром, льодом. Їх утворення продовжується також і в теперішній час. На відміну від щільних корінних порід, вони характеризуються сприятливими для ґрунтотворення властивостями: пухким складенням, пористістю, водопроникністю, повітроємністю і поглинальною здатністю.

3. *Метаморфічні* породи утворюються з осадових у глибоких шарах земної кори під впливом високих температур і високого тиску. До них належать гнейси, різні сланці (глинисті, слюдяні, кремнієві), мармури (утворені з вапняків), кварцити (утворені з піщаників).

Усі гірські породи за віком можна поділити на дві великі групи: *давні* (дочетвертинні) та *четвертинні*, або сучасні пухкі осадові породи континентального й морського походження.

За генезисом ґрунтоутворюючі породи поділяються на такі категорії: *елювіальні, делювіальні, пролювіальні, алювіальні, озерні, льодовикові, леси й лесоподібні суглинки, еолові й морські.*

Елювіальними породами, або елювієм, називаються продукти вивітрювання вихідних гірських порід, які залягають на місці їх утворення. Сучасний елювіальний покрив часто називають *корою вивітрювання.* Елювій і кора вивітрювання є синонімами. Ці породи найбільш розвинуті на площинних вододільних просторах. На схилах елювій відсутній. На пухких породах він мало відрізняється за складом і властивостями від вихідної породи. Колір його залежить від вихідної породи й характеру вивітрювання. Характерними ознаками елювію є: тісний зв'язок із вихідною породою; поступовий перехід до неї при спостереженні на вертикальному розрізі.

Делювіальними відкладами, або делювієм, називаються наноси, які утворилися в нижніх частинах схилів унаслідок змиву дощовими й сніговими водами продуктів руйнування порід із верхніх частин цих схилів і, частково, – вододілів. Ознаки: шаруватість і деяка сортованість механічних частинок, які входять до його складу: більші осідають вище по схилу, найдрібніші – біля підніжжя схилу. Зустрічається делювій нешаруватий. Механічний склад – піщаний, супіщаний, суглинковий, глинистий – залежить від механічного складу вихідних порід. У місцях, де важко провести межу між делювієм та елювієм, їх об'єднують загальною назвою: елювіально–делювіальне утворення.

Пролювіальні відклади утворюються в гірських областях тимчасовими потоками (селями), які володіють такою силою, що разом із дрібноземом виносять значну кількість несортованого великоуламкового матеріалу, відкладають його біля підніжжя гір, у міжгірних долинах, в устях річкових долин, утворюючи характерні конуси. Делювій і пролювій широко розповсюджені в гірських і передгірних областях і служать материнськими породами для різних типів ґрунтів.

Алювіальні відклади – це осад проточних вод або заплавні наноси, відкладені при розливах рік. До них належать відклади на дні проточних озер і дельтові відклади. Відрізняються доброю сортованістю матеріалу за величиною частинок. Нерідко серед цих відкладів зустрічаються лінзи торфу, включення залишків рослинних і тваринних організмів, прісноводних і наземних молюсків, деколи кістки хордових. Відрізняються шаруватістю, є прожилки оглеєних і оруднених горизонтів. Типи алювію: русловий, заплавний, старичний. Алювіальні наноси служать материнською породою для різних заплавних ґрунтів, які володіють високою родючістю.

Озерні відклади заповнюють пониження давнього рельєфу й відрізняються оглиненням і шаруватістю, важким гранулометричним складом із великим умістом мулистої фракції. Спостерігаються прошарки сапропеліту, торфу, оглеєння, засолення.

Льодовикові відклади представлені моренами, флювіогляціальними та льодовиково-озерними відкладами.

Моренами називаються відклади пухкого уламкового матеріалу, який утворився льодовиком, що рухався. Морена складається із суміші глинистих частинок, піску, гравію, щебеню й валунів різного розміру. Виділяють основні, бокові або кінцеві морени. Серед основної розрізняють поверхневу, внутрішню й донну.

Флювіогляціальні, або водно-льодовикові, відклади зв'язані з діяльністю потужних льодовикових потоків. Витікаючи з-під льодовика, потоки води перемішували моренний матеріал, перевідкладали його за краєм льодовика. Вони характеризуються сортованістю, шаруватістю, безкарбонатністю, не містять валунів, пе-

реважно піщані й піщано-галечникові. Ці породи широко розповсюджені на Поліссі. Ґрунти, які сформувалися на цих відкладах, відрізняються низькою родючістю. Вони бідні гумусом, поживними речовинами, володіють низькою вологоємністю. У замкнутих улоговинах, коли флювіогляціальні відклади підстелені глинами, виникає заболочення, формуються болотно-підзолисті ґрунти.

Покривні суглинки поширені в зоні льодовикових відкладів і розглядаються як відклади прильодовикових розливів талих вод. Вони значно розповсюджені в центральних областях Нечорноземної зони Російської Федерації. Для них властиве залягання на морені. Характеризуються жовто-бурим кольором, добре вираженою сортованістю, великим умістом пилуватої фракції, не містять валунів. Переважно безкарбонатні. На цих материнських породах утворилися, зокрема, підзолисті, дерново-підзолисті, а також деякі сірі лісові ґрунти.

Леси і лесоподібні суглинки мають різний генезис. Їх загальними рисами є: палевий або бурувато-палевий колір, карбонатність, пилувато-суглинковий гранулометричний склад із перевагою крупнопилуватої (0,05–0,01 мм) фракції, борошнистість, шпаруватість, пухке складення, мікроагрегованість, добра водопроникність. За хімічними й фізико-хімічними властивостям ці породи найбільш сприятливі для розвитку рослин. На них формуються високородючі чорноземні ґрунти, а також сіроземи, каштанові, сірі лісові. Леси найбільш поширені в Україні й у Середній Азії. Лесоподібні суглинки розташовуються в льодовикових і зовнішньольодовикових областях, серед покривних суглинків, переважно в лісостепових і степових районах. Вони менш карбонатні, зустрічаються також і безкарбонатні.

Еолові відклади утворюються внаслідок акумулятивної дії вітру, яка особливо інтенсивно проявляється в пустелі. До еолових відкладів належать сортовані піщані наноси, які утворюють горби, дюни, бархани.

Морські відклади формуються внаслідок переміщення берегової лінії морів, явищ трансгресії й регресії. Ці явища нерідко спостерігалися в четвертинний період. Відклади характеризуються шаруватістю, сортованістю та значною акумуляцією солей. Зустрічаються у Прикаспійській та інших приморських низинах. На них утворюються засолені ґрунти.

10.3. Клімат

Під кліматом розуміють середній стан атмосфери в певній точці земної кулі, що характеризується середніми і крайніми величинами метеорологічних елементів (температура, опади, вологість повітря і т.ін.).

Головний фактор клімату – сонячна радіація. Її кількість змінюється в залежності від місцезнаходження даної території (широти, висоти над рівнем моря). Загальний приток тепла до земної поверхні вимірюється радіаційним балансом R, кДж/(см^2 · рік).

Радіаційний баланс – це різниця між радіацією, поглинутою земною поверхнею, і ефективним випромінюванням. Сонячна постійна складає 8,4 кДж/(см^2·хв). Проте поверхні землі досягає близько 50% сонячної енергії, 30% відбивається від атмосфери у Космос, 20% поглинається парами води і пилом у атмосфері. Він

$$R = (Q+q) \cdot (1-A)-E$$

Q - пряма радіація;
q - розсіяна радіація;
A - альбедо;
E - ефективне випромінювання з поверхні

залежить від широти місцевості, характеру поверхні, ступеня зволоження території. У центральній Арктиці річний радіаційний баланс від'ємний: – 11 кДж/(см^2· рік), максимальний на материку, де сягає 336-339 кДж/(см^2· рік). У відповідності з надходженням тепла формуються термічні пояси (табл.15).

Найважливіший компонент земної атмосфери – вода. Вона є неодмінною умовою формування усіх природних екосистем. До світового кругообігу щорічно залучається 577 тис.км^3 води; 505 тис.км^3 випаровується з поверхні океану і 72 тис.км^3 – із поверхні суші, з яких десь біля 119 тис.км^3 щорічно випадає на сушу у вигляді опадів.

Таблиця 15

Планетарні термічні пояси

Пояс	*Середньорічна температура, ^{0}C*	*Радіаційний баланс, кДж/(см^2· рік)*	*Сума активних температур за рік на південній границі поясів, ^{0}C*
Полярний	-23-15	21-42	400-500
Бореальний	-4+4	42-84	2400
Суббореальний	+10	84-210	4000
Субтропічний	+15	210-252	6000-8000
Тропічний	+32	252-336	8000-10000

Надходження атмосферних опадів нарощується від полюса до екватора. Всередині континенту спостерігається відхилення від цієї загальної закономірності, яке залежить від розмірів материка, відстані від моря, наявності холодних і теплих течій.

Уперше спосіб характеристики клімату як фактору водного режиму ґрунтів застосований у ґрунтознавстві Г.М. Висоцьким у вигляді коефіцієнта зволоження (К) території (табл.16).

$$K = \frac{\sum o}{\sum в}$$

$\sum o$ – *сума річних опадів, мм*
$\sum в$ – *річне випаровування з вільної водної поверхні,мм*

Поєднання температурних умов і зволоження визначає характер біоценозу, швидкість і тип вивітрювання (алітний, сіалітний) і спрямованість ґрунтотворного процесу.

Дія клімату на педогенез може бути прямою та побічною. Безпосередньо на ґрунт діють сонячна радіація, опади, атмосферні гази (O_2, N_2, CO_2, пари H_2O і ін.), а опосередкований вплив здійснюється через живі організми (макро-, мікроорганізми та рослинні асоціації).

Основна дія клімату на ґрунтотворення пов'язана з водним і тепловим режимами, які взаємопов'язані. Тому наведене ґрупування клімату на групи за показниками цих режимів має велике практичне значення. Термічні групи клімату, що охоплюють земну кулю у вигляді широтних поясів визначають основні типи рослин-

ності й ґрунтів. Їх називають ґрунтово-біотермічними, чи ґрунтово-біокліматичними, поясами. Для кожного з них характерні певна біологічна продуктивність, швидкість хімічних та біохімічних процесів, тепловий режим ґрунтів. Різні умови зволоження в цих поясах впливають на ступінь вивітреності та вилугуваності, водний та окисно-відновний режим ґрунтів.

Таблиця 16

За умовами зволоження виділяють такі кліматичні області

Кліматичні області	*Коефіцієнт зволоження*
Виключно сухі (суперарідні)	0,2-0,1
Посушливі (арідні)	0,5-0,3
Помірно сухі (семіарідні)	0,7-0,5
Вологі (гумідні)	~ 1,0
Надлишково вологі	1,2-1,5
Дуже вологі (супергумідні)	1,5-2,0-3,0

Отже, роль клімату як фактору ґрунтотворення полягає в тому, що:

– клімат – важливий фактор розвитку біологічних і біохімічних процесів. Він зумовлює тип рослинності, темпи утворення та руйнування органічної речовини, склад та інтенсивність діяльності ґрунтової мікрофлори і фауни;

– атмосферний клімат істотно впливає на водно-повітряний, температурний і окисно-відновний режими ґрунтів;

– з кліматичними умовами тісно пов'язані процеси перетворення мінеральних сполук у ґрунті (напрямок і темпи вивітрювання, акумуляція продуктів ґрунтотворення);

– клімат багато в чому визначає процеси вітрової та водної ерозії ґрунтів.

10.4. Рельєф

Рельєф – форма поверхні земної суші – здійснює великий і всебічний вплив на формування ґрунтів і характер ґрунтового покриву, зумовлюючи перерозподіл на поверхні суші сонячної радіації (експозиція, форма і крутизна схилів), опадів і розчинених у воді речовин (дія сили тяжіння).

Формування ґрунтів і ґрунтового покриву в цілому пов'язане перш за все з особливостями макро-, мезо- і мікрорельєфу.

Макрорельєф – сукупність найбільших форм поверхні суші на конкретній території: гори, рівнини, плато. Форми макрорельєфу впливають на переміщення повітряних мас і формування клімату, зумовлюючи вертикальну (висотну) зональність (поясність) клімату, рослинності та ґрунтів. Формування макрорельєфу спричинене тектонічними процесами в земній корі.

Мезорельєф – середні форми поверхні землі, що утворюються на елементах макрорельєфу. До них належать долини всіх ланок гідрографічної сітки і їх водорозділи в межах негірських територій (тераси, схили терас, балок, яри і т.п.). Саме ці форми рельєфу здійснюють найбільший вплив на перерозподіл і поглинання сонячної енергії, зумовлюючи у такий спосіб формування теплового й водного режимів ґрунтів і розвиток ерозійних процесів у межах окремих ґрунтово-кліматичних зон. Під його дією формується місцевий клімат і мікроклімат, створюються закономірні мезосполучення ґрунтотворних порід і ґрунтів.

Формування мезорельєфу проходить, переважно, під впливом екзогенних

тектонічних процесів при постійній дії повільних піднімань і опускань окремих територій суші.

Мікрорельєф – найменші форми поверхні землі, що утворюються на елементах макро- і мезорельєфу (горбики, блюдця, западинки і т.п.). Мікропідвищення та мікропониження займають площу від одного до кількох десятків чи сотень квадратних метрів при амплітуді коливань за висотою не більше 1 м.

Мікрорельєф безпосередньо пов'язаний із процесом ґрунтотворення, оскільки зумовлює значне накопичення води в пониженнях, різко змінюючи тим гідротермічні та сольові умови. Внаслідок цього створюється мікрокліматична та гідрологічна неоднорідність, що визначає комплексність рослинного і ґрунтового покриву.

Ґрунтовий покрив негірських територій формується, в основному, під дією мезо- і мікрорельєфу. Всі форми земної поверхні розвиваються в тісному взаємозв'язку з ґрунтовим покривом, беручи участь у перерозподілі елементів родючості ґрунту. Розподіл ґрунтів також зумовлений елементами рельєфу. Наприклад, на рівнинних, вододільних (плакорних) ділянках формуються типові для даної кліматичної зони ґрунти; на схилах, залежно від крутизни, формуються ґрунти різного ступеня еродованості з вкороченим профілем; у днищах балок і долин, де акумулюється змитий зі схилів дрібнозем і куди стікають води атмосферних опадів, створюються намиті, нерідко напівгідроморфні та гідроморфні ґрунти.

Залежно від розміщення ґрунтів на елементах рельєфу та пов'язаних із ним перерозподілом вод атмосферних опадів і рівня залягання ґрунтових вод виділяють 3 групи ґрунтів відповідно до характеру зволоження:

– *автоморфні ґрунти* – формуються на рівних поверхнях і схилах при глибокому (понад 6 м) заляганні ґрунтових вод, які не впливають на процеси ґрунтотворення;

– *напівгідроморфні ґрунти* – утворюються на елементах рельєфу, що зумовлюють короткочасне затоплення територій поверхневими водами, або при неглибокому (3-6 м) заляганні ґрунтових вод, коли капілярна кайма може досягати коренів рослин;

– *гідроморфні ґрунти* – формуються на понижених елементах рельєфу, що визначають тривалий застій вод атмосферних опадів на поверхні, або близьке (менше 3 м) залягання ґрунтових вод, коли капілярна кайма може досягати поверхні ґрунту.

10.5. Роль живих організмів у ґрунтотворенні

На думку В.І.Вернадського, живі організми – найбільш могутній фактор ґрунтотворення. У ґрунті живуть представники чотирьох царств природи: рослини, тварини, гриби, прокаріоти.

Мікроорганізми, лишайники, водорості, гриби готують субстрат для вищих рослин, які є провідними у процесі ґрунтотворення.

В.А. Ковда (1973) підрахував, що вся біомаса на суші складає $3 \cdot 10^{12}$-$1 \cdot 10^{13}$ т, в тому числі: ліси – $n \cdot 10^{11}$-$n \cdot 10^{12}$; трави – $n \cdot 10^{10}$- $n \cdot 10^{11}$; тварини – $n \cdot 10^{9}$; мікроорганізми – $n \cdot 10^{8\text{-}9}$. Фіксована сонячна енергія, яка вміщується в біомасі суші, складає $n \cdot 10^{19}$ кДж. Об'єм фітомаси, утвореної вищими рослинами, залежить від типу

рослинності та умов її формування. Біомаса деревних рослин змінюється: збільшується від високих широт до більш низьких, а трав'яна рослинність лук і степів знижується від Лісостепу до Сухих Степів (табл. 17).

Таблиця 17

Біологічна продуктивність основних типів рослинності, ц/га

Тип рослинності	*Біомаса*		*Приріст*	*Опад*	*Лісова підстилка або степова повсть*
	загальна	*корені*			
Чагарникова тундра	280	231	25	24	835
Ялинник південної тайги	3300	735	85	55	350
Діброва	4000	960	90	65	150
Степи лучні	250	205	137	137	120
Степи сухі	100	42	42	42	15
Субтропічні листяні ліси	4100	820	245	210	100
Савани	666	39	120	114	13
Вологі тропічні ліси	5000	900	325	250	20

Рослинність, місцевий клімат, ґрунти, тварини і мікроорганізми, що населяють ґрунти, локальні умови рельєфу, гірські породи, поверхневі і ґрунтові води будь-якої місцевості (ландшафту) розвиваються сумісно, утворюючи *екологічну систему, або біогеоценоз*. Ґрунти – головний компонент біогеоценозів.

Опад і органічні речовини, утворені рослинами, надходять у ґрунт. Під дією живих організмів вони розкладаються, мінералізуються до вугільної кислоти, води і газів або перетворюються в гумус. У гумусній оболонці землі зосереджена енергія $n \cdot 10^{19} - n \cdot 10^{20}$ кДж, що дорівнює біомасі суші.

Роль і значення хвойного лісу, листяного лісу та трав'яної рослинності в процесі ґрунтотворення різні. У хвойному лісі опад розкладається повільно, формуючи підстилку типу "мор". Її розкладання відбувається під дією грибів, утворюється фульватний гумус. Має місце підзолистий тип ґрунтотворення. Формуються ґрунти з високою кислотністю, ненасиченістю основами, низьким вмістом гумусу, поживних речовин, особливо азоту і фосфору, і, як наслідок, із низькою родючістю.

У мішаних і, особливо, в широколистяних лісах у кругообіг залучається в 2-3 рази більше кальцію і магнію, азоту та фосфору, ніж у хвойних. З опадом листя щорічно надходить у 4-5 разів більше кальцію і магнію, ніж із хвоєю. У мішаних лісах листяний опад більш м'який, багатий азотом; мінералізація відбувається протягом річного циклу, основи нейтралізують кислотність – продукт ґрунтотворення; синтезується гумус гуматно-фульватного типу; формуються сірі лісові і бурі лісові ґрунти, менш кислі, ніж підзолисті; підвищується насиченість ґрунтів основами, вміст азоту, рівень родючості та посилюється їх біологічна активність.

Під трав'яною і лучною рослинністю основним джерелом утворення гумусу є корені, біомаса яких, порівняно з надземною масою, значно більша (рис. 68). Гідротермічні умови здатні забезпечити швидкий розклад органічних решток, формується "м'який" гумус, насичений кальцієм, типу "мюль", із переважанням гумінових кислот. Проходить дерновий тип ґрунтотворення, який сприяє

формуванню чорноземів зі значним вмістом гумусу, високим рівнем родючості, а також лучних, лучно-болотних і дернових ґрунтів.

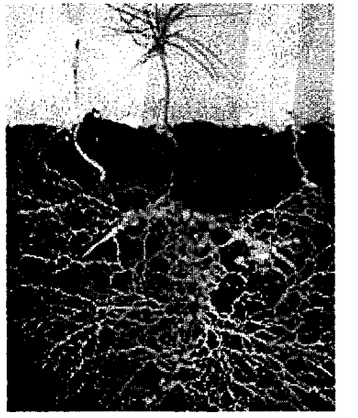


Рис. 68. Співвідношення наземної та підземної біомаси трав'янистих рослин

Тип рослинної асоціації визначає швидкість, об'єм, характер і хімізм біологічного кругообігу елементів. Наприклад, ємність біологічного кругообігу у трав'янистих ценозах нижча, ніж у лісових асоціаціях, але інтенсивність його – значно вища, а також відбувається більш швидкий кругообіг окремих елементів у циклі біологічного кругообігу.

У залежності від хімічного складу решток, що мінералізуються, утворюється визначений тип біологічного кругообігу в різних рослинних асоціаціях. Так, для ялинових насаджень він визначається як кальцієво-азотний, для широколистяних лісів та злакових лук – як азотно-кальцієвий, а для галофітної рослинності – як хлоридно-натрієвий. Рослинність, впливаючи на напрямок ґрунтотворення, є досить чітким індикатором зміни ґрунтових умов. Так, поширення ареалу вологолюбної рослинності збігається з границями контуру ґрунтів гідроморфного і напівгідроморфного рядів.

Поряд з вищою рослинністю істотно впливають на процеси ґрунтотворення численні представники ґрунтової фауни – безхребетні і хребетні, які населяють різні горизонти ґрунту і живуть на його поверхні (рис. 69). За розмірами ґрунтову фауну можна поділити на чотири групи:

– *мікрофауна* – організми, розміри яких менше 0.2 мм і це головним чином протозоа, нематоди, різоподи, ехінококи, які живуть у вологому ґрунтовому середовищі;

– *мезофауна* – організми, розміри яких від 0.2 до 4 мм; маленькі комахи, специфічні черви, які пристосувалися жити у ґрунті, де досить вологе повітря;

– *макрофауна* – складається з тваринних організмів розміром від 4 до 80 мм; це земляні черви, молюски, комахи (мурахи, терміти);

– *мегафауна* – тварини розміром більше 80 мм; великі комахи, краби, скорпіони, гадюки, черепахи, маленькі і великі гризуни, лисиці, борсуки та інші тварини, які риють у ґрунтах ходи, нори тощо.

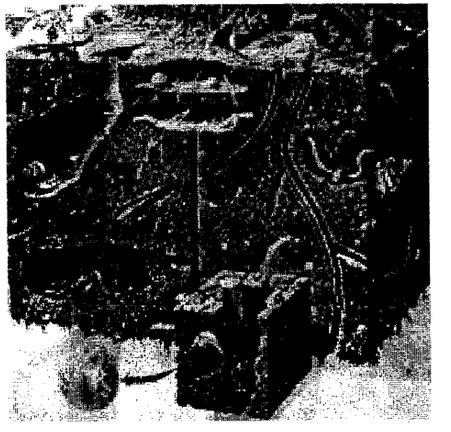


Рис. 69. Фауна ґрунту

Прикладом надзвичайно інтенсивної дії на ґрунт є робота дощових червів. На площі 1 га черви щорічно пропускають через свій кишечник у різних ґрунтово-кліма-

тичних зонах від 50 до 600 т мілкозему. Разом із мінеральною масою поглинається і переробляється величезна кількість органічних решток. У середньому екскременти червів (копроліти) складають до 25 т/га за рік.

Друга функція ґрунтових тварин виражається в накопиченні в їх тілах елементів живлення і, в основному, в синтезі азотовмісних сполук білкового характеру. Після їх розкладу до ґрунту надходять елементи й енергія. Тварини впливають на переміщення маси ґрунту, на формування мікро- і нанорельєфу.

Винятково важливе значення для процесів ґрунтотворення мають мікроорганізми. Їм належить основна роль у глибокому і повному руйнуванні органічних речовин. Кожному типові ґрунтів, кожній ґрунтовій відміні властива своя специфіка щодо чисельності мікроорганізмів (табл.18).

Таблиця 18

Чисельність мікроорганізмів у ґрунтах різних генетичних типів (за С.Н. Мішустіним)

Ґрунт	*Угіддя*	*Загальна чисельність мікроорганізмів, млн./г ґрунту*
Підзолистий	Цілина	300-600
Дерново-підзолистий	Цілина	600-1000
Дерново-підзолистий	Рілля	1000-2000
Чорнозем	Цілина	2000-2500
Чорнозем	Рілля	2500-3000
Сірозем	Цілина	1200-1600
Сірозем	Рілля	1800-3000

Їх видовий склад та профільний розподіл є важливими показниками генетичної природи ґрунту. Основна маса мікроорганізмів зосереджена в межах верхньої 20 см товщі ґрунту. Біомаса грибів і бактерій в орному шарі ґрунту складає до 5 т/га. Мікроорганізми беруть активну участь у процесі гумусоутворення, який за своєю природою є біохімічним. Великий вплив мають мікроорганізми на склад ґрунтового повітря, на цикли перетворення азотовмісних сполук. Одна із важливих ланок у циклах перетворення азоту – фіксація його ґрунтовими мікроорганізмами. Загальна планетарна продуктивність мікробної фіксації азоту складає від 270 до 330 млн.т/рік, з яких 160-170 млн.т/рік дає суша, 70-160 млн.т/рік – океан. Бобові культури за допомогою бульбочкових бактерій фіксують і накопичують у ґрунтах від 60 до 300 кг азоту на гектар у рік.

10.6. Вік ґрунтів

Сучасні ґрунти – це продукт довгої і складної геологічної історії земної поверхні. Ґрунтові утворення – одна зі стадій у її розвитку.

Абсолютний вік – це час, що пройшов від початку утворення ґрунту.

Сучасні ґрунти мають абсолютний вік від нуля до мільйонів років. Нульовий вік мають: поверхня суші, звільнена від води, яка її покривала (Прикаспій, Приаралля, штучні осушені землі в дельтах річок Дунаю, Кубані; в Голландії – польдери; рекультивовані землі); абсолютний вік ґрунтового покриву рівнин північної півкулі відповідає кінцю останнього материкового обледеніння, біля 10 тис. років. Вік чорноземів Російської рівнини – 8-10 тис. років, підзолів Скандинавії – 5-6 тис. років, ерозійних рівнин Африки, денудаційних рівнин Австралії, плато південно-східної Азії, Південної Америки – мільйони років.

Для визначення віку ґрунту використовують метод, побудований на визначенні співвідношення ізотопів $^{14}C:^{12}C$ у ґрунтовому гумусі, хоча вік ґрунту і вік гумусу – різні поняття. Гумус постійно розкладається й утворюється. Можна визначити вік ґрунтових карбонатів. В.А. Ковда розрахував вік лучно-чорноземного ґрунту (8.5 тис. років) за швидкістю накопичення $CaCO_3$ у ґрунті з ґрунтових вод, які випаровуються. Відносний вік – ступінь розвитку ґрунтового профілю: більш потужний, більш гумусований, більш вивітрений, більш диференційований, більш стадійно зрілий тощо.

При одних і тих же значеннях абсолютного віку ґрунти можуть різко розрізнятися за своїм розвитком внаслідок різних швидкості ґрунтотворення і ступеня його прояву в даному ґрунті, тобто своїм відносним віком. Наприклад, ґрунти на розпушених осадових породах розвиваються швидше і досягають рівноважного стану з факторами ґрунтотворення скоріше, ніж на щільних породах.

10.7. Господарська діяльність людини

Дія людини на природний ґрунтотворний процес – головна особливість сучасного етапу розвитку ґрунтів і один із найбільш інтенсивних факторів ґрунтотворення. Дія людини на ґрунт буває як безпосередньою (обробіток, внесення добрив, здійснення меліоративних заходів і т.п.), так і опосередкованою (зміна фітоценозів, елементів клімату тощо). Головна мета антропогенної дії – поліпшення ґрунту, розширене відтворення його родючості та підвищення продуктивності земельних угідь.

В умовах інтенсифікації сільськогосподарського виробництва людина за допомогою машин, добрив, меліорацій, пестицидів, промислових відходів діє на ґрунт, призводить до зміни природних екосистем. Інтенсивний обробіток, систематичне внесення добрив зумовлюють зміни профілю ґрунту. У багатьох випадках ґрунт окультурюється: підвищується вміст гумусу, поліпшуються водний, повітряний і поживний режими.

Перетворення природних ґрунтів у культурні, властивості та режими яких відповідають потребам культурних рослин, називають процесом окультурювання ґрунту.

Неправильне використання ґрунтів, без врахування їх властивостей, умов розвитку, з порушенням науково обґрунтованих рекомендацій застосування того чи іншого заходу може викликати суттєве їх погіршення (ерозія, вторинне засолення, заболочування, забруднення навколишнього середовища і т.п.).

Завдання землекористувача – на основі знання властивостей ґрунтів і вимог вирощуваних культур здійснювати систему агротехнічних і меліоративних заходів, що забезпечують безперервне підвищення родючості ґрунту. Це реальний шлях збільшення виробництва сільськогосподарської продукції, зважаючи на те, що можливості збільшення площі орних земель практично вичерпані, а великі площі вилучаються з сільськогосподарського використання: будівництво, відкритий спосіб добування корисних копалин і т. ін.

Контрольні запитання та завдання

1. Перелічіть фактори ґрунтотворення.
2. Що таке ґрунтотворна (материнська) порода, яка її роль в ґрунтоутворенні?
3. Назвіть найбільш розповсюдженні материнські породи, дайте їх коротку характеристику.
4. Охарактеризуйте вплив клімату та рельєфу на ґрунтотворення.
5. Який вплив на формування ґрунтів здійснює час?
6. Яке значення живих організмів для ґрунтотворення?
7. У чому полягає і як проявляється вплив господарської діяльності людини на ґрунтотворення та ґрунт?

РОЗДІЛ ОДИНАДЦЯТИЙ

ҐРУНТОТВОРНИЙ ПРОЦЕС

11.1. Елементарні ґрунтові процеси та загальна схема ґрунтотворення

Усі фактори ґрунтотворення тісно взаємопов'язані, діють сумісно, зумовлюючи спрямованість й інтенсивність цього процесу.

Ґрунтотворення (педогенез) – складний комплекс взаємозв'язаних і взаємозумовлених хімічних, фізичних, біологічних явищ і процесів перетворення та переміщення речовин й енергії в межах ґрунтового профілю.

Ґрунтотворення починається з моменту поселення живих організмів на скельних породах, або на продуктах їх вивітрювання та перевідкладення. Первинний ґрунтотворний процес, по суті, збігається з вивітрюванням, а в подальшому ці процеси розділяються в просторі та часі. Синтез і розклад органічних і мінеральних сполук, їх вимивання та акумуляція, надходження та витрачання вологи й тепла називають первинними складовими ґрунтотворення.

Розрізняють такі протилежно спрямовані процеси, що протікають одночасно і взаємопов'язано, в результаті яких із гірської породи утворюється нове самостійне природне тіло – ґрунт: 1) розклад мінералів гірських порід, утворення нових мінералів, а також елементів живлення рослин у доступних формах; 2) утворення органічної речовини, її розклад, синтез нових органо-мінеральних сполук у процесі гуміфікації та їх руйнування, акумуляція та вивільнення елементів зольного й азотного живлення рослин; 3) взаємодія органічних і мінеральних речовин з утворенням органо-мінеральних сполук різного ступеня рухомості; 4) переміщення та осадження в товщі ґрунту мінеральних, органічних та органо-мінеральних продуктів ґрунтотворення; 5) надходження та втрати вологи і тепла. Їх називають елементарними ґрунтовими процесами (ЕГП), концепція яких розроблена І.П.Герасимовим. Під ними розуміється сукупність взаємопов'язаних біологічних, хімічних та фізичних явищ, що протікають у ґрунті та формують його генетичний профіль із характерним набором ґрунтових горизонтів, складом і властивостями. О.А. Роде називає їх ґрунтовими макропроцесами, на відміну від мікропроцесів, що охоплюють ізольовані частини ґрунтового профілю. Концепція ЕГП являє собою спробу, з одного боку, розчленувати глобальний ґрунтотворний процес на універсальні складові, а з іншого – об'єднати уявлення про велику різноманітність мікропроцесів. Кожен генетичний тип ґрунту (ГТГ) характеризується визначеним, тільки йому властивим сполученням ЕГП, хоча окремі ЕГП можуть і повинні зустрічатися (в різних сполученнях) у різних ГТГ.

Елементарні ґрунтові процеси – це горизонтотворні та профілетворні процеси, що відрізняє їх від загальних ґрунтотворних процесів.

Виділяють сім груп елементарних ґрунтових процесів. *Біогенно-акумулятивні ЕГП* (підстилкоутворення, торфоутворення, гумусоутворення, дерновий процес) протікають у ґрунті під безпосереднім впливом живих організмів або продуктів їх життєдіяльності, супроводжуються утворенням біогенних органогенно-акумулятивних поверхневих генетичних горизонтів. *Гідрогенно-акумулятивні ЕГП* – зв'язані з минулим або сучасним впливом ґрунтових вод на ґрунтотворення. До них належать засолення, загіпсування, карбонатизація, орудніння, окремніння, олуговіння, кольматаж та інші. *Метаморфічні ЕГП* – це група процесів трансформації породотворних мінералів на місці, без елювіально-ілювіального перерозподілу компонентів у профілі. Їх відносять до процесів внутрішньо-ґрунтового вивітрювання. До ґрунтових вони належать тільки в межах профілю. Найпоширеніші сіалітизація, монтморилонітизація, фералітизація, ферсіалітизація, озалізнення, оглеєння, оструктурювання тощо.

Група процесів, пов'язаних із руйнуванням або перетворенням ґрунтового матеріалу в специфічному елювіальному горизонті з виносом із нього продуктів руйнування, або трансформацією мінеральної частини ґрунту низхідними або боковими токами води, називається *елювіальними ЕГП*. Наслідком цього є збіднення елювіального горизонту півтораоксидами, обмінними основами, мулом і відносне збагачення кремнеземом. Відомо кілька процесів, результатом проходження яких є формування елювіальних горизонтів: опідзолення, знемулювання (лесиваж), псевдоопідзолення, псевдооглеєння, осолодіння, елювіально-глеєвий процес та інші. Одночасно з елювіальними проходять й *ілювіально-акумулятивні ЕГП*, у випадку, коли елювіювання не виходить за межі ґрунтового профілю. При цьому відбуваються процеси акумуляції речовин у середній частині профілю, трансформація і закріплення винесених з елювіального горизонту сполук. До них відносять глинисто-ілювіальний процес, гумусово-ілювіальний, залізисто-ілювіальний, алюмо-гумусово-ілювіальний, залізисто-гумусово-ілювіальний та інші.

До *педотурбаційних ЕГП* належить змішана група процесів механічного перемішування ґрунтової маси під впливом різних природних і антропогенних факторів і сил (самомульчування, розтріскування, кріотурбація, біотурбація, вітровальна педотурбація, агротурбація, пучіння і таке інше). Група процесів, що ведуть до руйнування та знищення ґрунту як природного тіла, називаються *деструктивними ЕГП*. Це ерозія, дефляція, зсування, захоронення тощо.

У процесі ґрунтотворення кожен ґрунт проходить низку послідовних стадій (рис. 70), спрямованість, тривалість та інтенсивність яких зумовлюється комплексом факторів ґрунтотворення та їх еволюцією в конкретній точці земної поверхні.

1.Стадія початкового (або первинного) ґрунтотворення на скельних гірських породах має назву первинного ґрунтотворення. Вона досить довга, оскільки властивості ґрунтового тіла, характерні для зрілого ґрунту, ще не сформувалися. Мала потужність субстрату, який охоплює ґрунтотворення. Повільно йде акумуляція елементів ґрунтової родючості. Профіль дуже слабко диференціюється на генетичні горизонти.

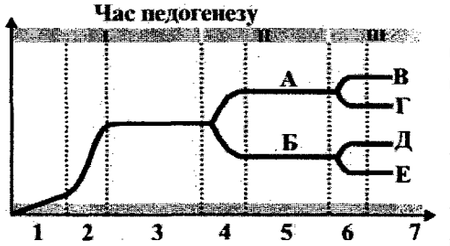


Рис. 70. Стадії ґрунтотворення: 1-початкове ґрунтотворення; 2-розвиток ґрунту; 3-клімаксний стан I; 4-еволюція ґрунту по шляху А або Б; 5-клімаксний стан II (А або Б); 6-нова еволюція ґрунту по шляху В,Г,Д або Е; 7-клімаксний стан III (В,Г,Д або Е)

2. *Стадія розвитку ґрунту* змінює початкове ґрунтотворення. Вона протікає з наростаючою інтенсивністю, аж до формування зрілого ґрунту з характерним профілем і комплексом властивостей.

3. *Стадія рівноваги, або клімаксу,* протягом якої підтримується динамічна рівновага ґрунту з середовищем, тобто з існуючим комплексом факторів ґрунтотворення.

4. На певному етапі стадія рівноваги змінюється *еволюцією ґрунту.* Еволюція ґрунту може йти у різних напрямках: шляхом нарощування потужності ґрунту або шляхом її зменшення; шляхом засолення ґрунту або його розсолення; шляхом деградації ґрунтової родючості або підвищення її рівня.

Розвиток і еволюція ґрунтів і ґрунтового покриву в цілому на земній поверхні протікає не випадково, а у відповідності із загальною історією ландшафту. Вона визначається глобальними геологічними процесами (тобто кліматичними, тектонічними та морфоструктурними).

В.А. Ковда – прихильник єдиної еволюційної ланки ґрунтів, які утворилися на водно-акумулятивних рівнинах. Він виділив стадії еволюції ґрунтів, що послідовно змінюються: гідроакумулятивна, гідроморфна, мезогідроморфна, палеогідроморфна, протерогідроморфна, неоавтоморфна.

11.2. Типи ґрунтотворення

Елементарні ґрунтові процеси визначаються складом і життєдіяльністю рослинних і тваринних організмів, характером ґрунтотворних порід, кліматом і рельєфом, тривалістю дії самих процесів і дають у різних фізико-географічних зонах певні сполучення – типи ґрунтотворення. Вчення про типи ґрунтотворення має довгу і складну історію. Зазначимо, що в ґрунтознавстві немає єдиної думки про типи ґрунтотворення і загальноприйнятого чіткого визначення цього поняття. Одні дослідники вважають, що кожному типу ґрунту повинен відповідати і тип ґрунтотворення, інші – що типів ґрунтотворення значно менше, ніж типів ґрунтів. Зокрема, К.Д.Глінка, С.С.Неуструєв виділили п'ять типів ґрунтотворення, К.К.Гедройц – чотири, а В.Кубієна – дев'ять.

Нові погляди на ґрунтотворний процес та напрямок ґрунтотворення викладені в працях В.А.Ковди, О.А.Роде, І.П.Герасимова, М.А.Глазовської, І.С.Кауричева, С.В.Зонна. І в даний час більшість дослідників тип ґрунтотворення пов'язують із наявністю або домінуванням того чи іншого профілеутворюючого ЕГП, спільного для декількох типів ґрунтів. Іншими словами, тип ґрунтотворення – це домінування якогось ЕГП у ґрунті.

Кожен тип ґрунтотворення зумовлює формування певної гами однотипних ґрунтів, а ЕГП беруть участь у формуванні всіх типів ґрунтів. Це засвідчує єдність ґрунтотворного процесу.

Вся різноманітність ґрунтів у природі – результат тривалого природного розвитку основних ґрунтоутворюючих процесів – типів ґрунтотворення, зокрема підзолистого, чорноземного (дернового, гумусово-акумулятивного), болотного (гідроморфного), солонцьового (галогенного), латеритного (фералітного).

Підзолистий процес ґрунтотворення розвивається під дією лісової, насамперед хвойної, рослинності в умовах вологого клімату, особливо інтенсивно на безкарбонатних материнських породах. Суть його – в активному руйнуванні (гідролізі) мінеральної частини ґрунту переважно під впливом органічних кислот (типу фульвокислот) та виносі продуктів руйнування з верхніх горизонтів у нижні або за межі ґрунтового профілю при промивному водному режимі. Він приводить до формування ґрунтів різного ступеня опідзолення, в яких елювіальні горизонти збіднені колоїдами, обмінними основами, зокрема Ca^{2+}, відносно збагачені кремнеземом, характеризуються кислою реакцією ґрунтового розчину, несприятливими фізико-механічними властивостями, а ілювіальні горизонти збагачені мулом, гідроксидами заліза та алюмінію. Посиленню підзолистого процесу сприяють перезволоження ґрунтової товщі та оглеєння.

Чорноземний (дерновий, гумусово-акумулятивний) процес ґрунтотворення протікає під впливом багаторічної трав'яної рослинності в умовах помірно-вологого клімату, особливо інтенсивно на карбонатних материнських породах (лесах). Головна його суть – це збагачення материнської породи гумусом. Помірне зволоження при непромивному типі водного режиму, чергування низхідних і висхідних потоків ґрунтової вологи зумовлює рівномірне просочування ґрунтової товщі гумусом. Наявність карбонатів, насиченість ґрунтово-вбирного комплексу кальцієм, закріплення ґрунтових колоїдів (гумусу і глини) сприяє формуванню агрономічно-цінної водостійкої грудкувато-зернистої структури. Руйнування мінеральної частини ґрунту не відбувається.

Під впливом цього процесу утворюються чорноземні ґрунти, характерними рисами яких є висока гумусованість, насиченість ґрунтово-поглинального комплексу кальцієм, близька до нейтральної та нейтральна реакція середовища, сприятливі фізико-механічні властивості.

Солонцьовий (галогенний) процес ґрунтотворення розвивається під впливом легкорозчинних солей, в основному хлоридів, сульфатів і карбонатів натрію.

Згідно з класичною схемою К.К.Гедройца, при формуванні ґрунтів солонцьового комплексу спочатку виникає солончаковість, потім при вимиванні солей – солонцюватість, а при подальшому промиванні – осолодіння.

Солончаковість (засолення) – це накопичення в ґрунті легкорозчинних солей у кількостях, що перевищують 0,1% від маси сухого ґрунту, особливо натрієвих. Їх джерело, у першу чергу, – мінералізовані ґрунтові води та засолені материнські породи.

Солончакові ґрунти зберігають будову профілю первинного ґрунту, але володіють поганими фізико-хімічними властивостями, у ґрунтовому розчині спостерігається підвищена концентрація солей, вони можуть виділятися у вигляді прожилок, кристалів, сольових вицвітів, кірок і т.п. Низька родючість цих ґрунтів пояснюється тим, що солі пригнічують ріст і розвиток рослин, створюючи високий осмотичний тиск ґрунтового розчину.

Солонцюватість (осолонцювання) полягає в докорінній зміні структурного стану всієї ґрунтової товщі у зв'язку з диспергацією ґрунтових колоїдів під впливом обмінно-поглинутого катіона натрію та при пониженні концентрації солей у ґрунтовому розчині (розсоленні). Це призводить до руйнування структурних агрегатів. Поглинаючи багато води і сильно набухаючи, ґрунтова маса стає в'язкою, при висиханні сильно розтріскується. Для таких ґрунтів характерні погані фізико-механічні властивості, наявність катіонів натрію в ґрунтово-поглинальному комплексі, лужна реакція ґрунтового розчину. В профілі ґрунту чітко виділяються елювіальний та ілювіальний горизонти.

Осолодіння – це процес інтенсивного руйнування (гідролізу) мінеральної частини ґрунту при заміні обмінно-поглинутого натрію (Na^+) в ґрунтово-поглинальному комплексі іоном водню (H^+) і вилуговуванні продуктів руйнування. Розвивається при застої води на поверхні ґрунту, особливо інтенсивно в западинах, подах, де анаеробні умови й оглеєння посилюють процеси руйнування мінералів. Профіль таких ґрунтів елювіально-ілювіально диференційований, оглеєний. Реакція ґрунтового розчину у верхніх горизонтах кисла, з глибиною стає нейтральною і навіть лужною.

Болотний (гідроморфний) процес ґрунтотворення розвивається під впливом болотної, головним чином, мохово-осокової рослинності в умовах постійного перезволоження, що викликає оглеєння і накопичення слабкорозкладених органічних решток у вигляді торфу. В ґрунтовій товщі розвиваються анаеробні бактерії, що використовують органічну речовину як енергетичний матеріал, і кисень з окисних сполук, які внаслідок цього переходять у закисну форму. Цей процес розкиснення (відновлення ґрунтів) називається оглеєнням, а збагачена закисними сполуками ґрунтова маса – глеєм, із сизуватим, синім чи зеленкуватим забарвленням, спричиненим наявністю відновленого заліза. У таких умовах відбувається накопичення й консервування органічної речовини, що приводить до наявності в ґрунті великих запасів азоту та фосфору. Під впливом болотного процесу ґрунтотворення формуються інтразональні торф'яники, болотні і торф'яно-болотні ґрунти.

Латеритний (фералітний) процес ґрунтотворення розвивається в умовах теплого й вологого клімату (субтропіки, тропіки), де інтенсивні процеси вивітрювання гірських порід та ґрунтотворення приводять, з одного боку, до вилуговування кремнезему, з іншої – до вивільнення й накопичення півтораоксидів заліза й алюмінію та формування глинистих мінералів типу каолініту. Під впливом латеритного процесу ґрунтотворення формуються червоноземи, жовтоземи, коричневі, червоно-коричневі ґрунти тощо.

Описані типи ґрунтотворення, їх поєднання та особливості прояву в різних природних умовах визначають усю різноманітність ґрунтів у природі.

Контрольні запитання та завдання

1. Опишіть стадії та загальну схему ґрунтотворного процесу.
2. Що таке елементарні ґрунтові процеси? Основні їх групи.
3. Назвіть основні типи ґрунтотворення. Чим вони відрізняються і що в них спільного?

4. У чому суть підзолистого процесу ґрунтотворення?
5. Чим сприятливий чорноземний процес ґрунтотворення?
6. Як проходить солонцьовий (галогенний) процес ґрунтотворення?
7. У чому особливості болотного та латеритного процесів ґрунтотворення?

РОЗДІЛ ДВАНАДЦЯТИЙ

МІНЕРАЛЬНА ЧАСТИНА ТВЕРДОЇ ФАЗИ ҐРУНТІВ

12.1. Гірські породи як об'єкт вивітрювання

Джерелом мінеральної частини твердої фази ґрунту є гірські породи та мінерали різного походження та складу. Вони, як правило, щільні та майже не володіють родючістю.

Мінеральна частина ґрунту походить від гірських порід і мінералів, що трансформуються в процесі вивітрювання, й успадковує їх хімічний, гранулометричний та мінералогічний склад.

У формуванні земної кори беруть участь три основних типи гірських порід: магматичні, метаморфічні та осадові, а у ґрунтотворенні роль останніх визначальна (табл. 19).

Таблиця 19

Осадові породи та склад мінеральної частини ґрунтів, що на них формуються (В.Д. Муха і ін., 1994)

Класифікація осадових порід	*Можливий склад мінеральної частини ґрунту*		
	гранулометричний	*мінералогічний*	*хімічний*
За складом : 1) уламкові 2) глинисті	 різний глинистий	 різний різний	 різний різний
За походженням: 1) хімічні	суглинковий, піщаний	галіт, сильвініт, ангідрит, гіпс, вапняк, доломіт, лимоніт, сидерит, піролюзит, фосфорит, гейзерит	K, Na Ca Ca,SiO_2, Mg Fe Mn Ca,P SiO_2
2) органічні	суглинковий глинистий глинистий	черепашки, вапняк, крейда діатоліт, трепел торф	Ca, SiO_2 SiO_2, C мікроелементи
3) змішані	глинистий глинистий суглинковий піщаний	мергель сапропель, опока вапняк трепел	SiO_2, Ca SiO_2, C SiO_2, Ca SiO_2

12.2. Вивітрювання гірських порід, його форми та види

Проходження ґрунтотворного процесу можливе тільки на розпушеному субстраті, який може пропускати та закріплювати корені рослин, накопичувати вологу, елементи живлення й забезпечувати аерацію. Таких властивостей гірські породи та мінерали набувають у процесі вивітрювання. Вивітрюванням, або гіпергенезом (від грецьк. *hyper* – зверх і *genes* – народження), називаються процеси перетворення гірських порід і мінералів при виході їх на земну поверхню під дією атмосфери, гідросфери й біосфери. Внаслідок цього ускладнюється будова мінералів, утворюються вторинні мінерали, перерозподіляються хімічні елементи.

Товща гірських порід, охоплена процесом трансформації мінералів і хімічних сполук під дією вивітрювання, називається корою вивітрювання.

Розрізняють три форми вивітрювання: фізичне, хімічне й біологічне. Вони тісно зв'язані між собою.

Фізичне вивітрювання – це процес механічного подрібнення гірських порід та їх мінералів на уламки різної величини й форми без зміни хімічного складу.

Процеси фізичного вивітрювання пов'язані з: а) коливаннями температури; б) дією води в рідкому й твердому стані; в) дією вітру та інших факторів.

Розтріскування гірської породи проходить внаслідок різних коефіцієнтів розширення мінералів, які її складають. Наприклад, граніт складається з кварцу (коефіцієнт розширення 0,000310), ортоклазу (коефіцієнт розширення 0,000170), рогової обманки (коефіцієнт розширення 0,000284), іншими словами – при нагріванні кварц збільшується в об'ємі майже в 2 рази більше, ніж ортоклаз; рогова обманка – на 1/3 більше від ортоклазу.

Фізичне вивітрювання прискорюється при наявності води, яка, потрапляючи в тріщини гірських порід, створює капілярний тиск (у тріщинах розміром 1 ммк тиск складає 1500 кг/см^2). Ще більша руйнуюча сила води при замерзанні, коли вона розширяється на одну десяту об'єму й створює тиск на стінки порід 890 кг/см^2 і більше.

Фізичне вивітрювання підготовлює умови для процесів хімічного вивітрювання.

Хімічне вивітрювання – це процеси хімічної зміни та руйнування гірських порід, мінералів і сполук, з яких вони складаються.

Найбільше хімічному вивітрюванню підлягають магматичні породи, які утворились при нестачі кисню і води. Агентами хімічного вивітрювання є вода, кисень і вуглекислий газ. Підвищення температури води на 10^{0}С прискорює проходження реакцій у 2-2,5 раза. При хімічному вивітрюванні розрізняють такі процеси: а) розчинення; б) гідроліз; в) гідратація; г) окиснення; д) відновлення.

Розчинення гірських порід водою, особливо, якщо вона містить CO_2 та інші речовини, широко розповсюджене в природі. Так, при 25°С в 1 л води розчиняється 0,0145 г кальциту, а при вмісті у воді CO_2 розчинність його різко підвищується через перехід $CaCO_3$ у бікарбонат:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O \leftrightarrow Ca(HCO_3)_2.$$

Розчинність мінералів підвищується у воді, яка містить солі, особливо хлоридні.

Гідроліз приводить до заміщення катіонів лужних і лужноземельних металів кристалічної решітки на іони водню дисоціюючих молекул H_2O:

$$K_2Al_2Si_6O_{16}\text{(ортоклаз)} + 2H_2O \rightarrow KOH + H_2Al_2Si_6O_{16}.$$

Утворення КОН зумовлює лужну реакцію розчину, при якій проходить подальше руйнування кристалічної решітки з відокремленням частини кремнезему й утворенням каолініту:

$$H_2Al_2Si_6O_{16} + nH_2O \rightarrow H_2Al_2Si_6O_8 \cdot H_2O\text{ (каолініт)} + SiO_2 \cdot H_2O\text{ (кремнезем)}.$$

КОН при наявності CO_2 переходить у форму карбонату:

$$2KOH + CO_2 \leftrightarrow K_2CO_3 + H_2O.$$

У тропіках при високих температурах можливий такий перехід:

$$H_2Al_2Si_6O_8 \cdot H_2O \rightarrow Al_2O_3 \cdot H_2O + SiO_2 \cdot H_2O.$$

Гідратація – це приєднання води до частинок мінералів:

$$2Fe_2O_3\text{ (гематит)} + 3H_2O = 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O\text{ (лимоніт)}.$$

Такі процеси мають місце у тропіках, зоні підзолистих ґрунтів. Гідратація спостерігається у більш складних за будовою мінералах – силікатах і алюмосилікатах. Вона зумовлює розпушування поверхні мінералів.

Окиснення – реакція, дуже поширена в зоні вивітрювання. Окисненню підлягають численні мінерали, які містять закисне залізо або інші елементи, здатні до окиснення. Так, при окисненні піриту поряд із сульфатами й гідратами оксидів заліза утворюється сірчана кислота, яка бере участь в утворенні нових мінералів:

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O = 2FeSO_4 + 2H_2SO_4;$$
$$12FeSO_4 + 6H_2O + 3O_2 = 4Fe_2(SO_4)_3 + 4Fe(OH)_3;$$
$$2Fe_2(SO_4)_3 + 9H_2O = 2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O + 6H_2SO_4.$$

У процесі окиснення змінюється початкове забарвлення гірських порід, з'являються жовті, бурі та червоні відтінки.

Відновлення протікає при наявності спеціальних бактерій, енергетичного матеріалу у вигляді органічних речовин і за відсутності кисню.

Внаслідок хімічного вивітрювання змінюється хімічний склад мінералів і руйнуються їх кристалічні решітки. Водночас порода збагачується новими мінералами і набуває вологоємності, поглинальної здатності, пористості.

Біологічне вивітрювання – механічне руйнування та хімічна зміна гірських порід і мінералів під впливом організмів і продуктів їх життєдіяльності.

При біологічному вивітрюванні організми добувають із породи необхідні для побудови свого тіла мінеральні речовини й акумулюють їх у верхніх горизонтах породи. З поселенням організмів на гірських породах вивітрювання останніх знач-

но посилюється. Корені рослин і мікроорганізми виділяють у зовнішнє середовище вуглекислий газ і різні кислоти, які руйнують мінерали.

За інтенсивністю вивітрювання розрізняють два основні типи кори вивітрювання: *сіалітну* – поширену в регіонах з помірно вологим кліматом, із характерним утворенням глинистих мінералів (монтморилоніту), гідрослюд; *алітну*, яка формується в умовах вологого субтропічного й тропічного клімату, де характерне переважання вторинних мінералів групи гідроксидів заліза та алюмінію, майже повне руйнування первинних мінералів (крім кварцу), виніс основ і кремнезему; у складі глинистих мінералів переважають каолініт або галуазит.

12.3. Гранулометричний склад ґрунтів, його формування та класифікація механічних елементів ґрунтів

Тверда фаза ґрунтів і порід складається з частинок різної величини, які мають назву механічні елементи. Розрізняють мінеральні, органічні й органо-мінеральні частинки. Вони можуть бути у вільному стані та з'єднані в структурні відокремлення – агрегати різної форми, розмірів і міцності. Великі агрегати можуть руйнуватися на механічні елементи та значно менші агрегати.

У ґрунтознавстві відомо кілька класифікацій механічних елементів, проте загальновизнана класифікація Н.А. Качинського, яку широко використовують у навчальній і науковій літературі (табл. 20).

Крім того, М.М.Сибірцев усі механічні елементи ґрунту поділив на дві групи фракцій: *фізичний пісок* (>0,01 мм) і *фізичну глину* (<0,01 мм), відокремивши в складі ЕГЧ скелет (частинки, крупніші за 1 мм) і дрібнозем (менші за 1 мм).

Таблиця 20

Класифікація елементарних ґрунтових частинок (за Н.А.Качинським)

Назва фракції механічних елементів	*Розмір механічних елементів, мм*
Каміння	>3
Гравій	3 – 1
Пісок крупний	1 – 0.5
Пісок середній	0.5 – 0.25
Пісок дрібний	0.25 – 0.05
Пил крупний	0.05 – 0.01
Пил середній	0.01 – 0.005
Пил дрібний	0.005 – 0.001
Мул грубий	0.001– 0.0005
Мул тонкий	0.0005 – 0.0001
Колоїди	<0.0001

Кожна фракція володіє певними характерними властивостями, по-різному впливає на властивості ґрунтів, що пояснюється неоднаковим мінералогічним і хімічним складом, фізичними та фізико-хімічними її властивостями.

Фракція *каміння* представлена переважно уламками гірських порід. Кам'янистість – явище незадовільне, оскільки наявність у ґрунті значної кількості включень літогенного походження призводить до збільшення енергетичних затрат ґрунтової біоти на їх огинання при рості чи русі, а також до ускладнення його обробітку та прискорення зносу сільськогосподарських знарядь. За ступенем кам'янистості ґрунти поділяють на некам'янисті – вміст каміння не перевищує 0,5%, слабкокам'янисті – 0,5–5%, середньокам'янисті – 5–10%, сильнокам'янисті – понад 10%. За типом кам'янистості ґрунти можуть бути валунні, галечникові та щебенюваті.

Гравій – складається з уламків первинних мінералів. Високий уміст гравію в ґрунтах не впливає на обробіток, але створює несприятливі властивості, такі як низька вологоємність, провальна водопроникність і відсутність водопідйомної здатності.

Піщана фракція – складається з уламків первинних мінералів, перш за все кварцу та польових шпатів. Ця фракція володіє високою водопроникністю, а також не набухає та непластична. На ґрунтах із великим умістом цієї фракції та при інших сприятливих умовах добре розвивається фітоценоз із підвищеною вимогливістю до повітряного та теплового режиму, зокрема непогані врожаї дає картопля.

Крупнопилувата фракція мало чим відрізняється від піску, тому її властивості дуже схожі. Проте *середньопилувата* фракція збагачена слюдами, що значно підвищує пластичність і зв'язність ґрунту. Середній пил дисперсніший, ліпше утримує вологу, але володіє слабкою водопроникністю, нездатний до коагуляції та не бере участі у структуроутворенні і фізико-хімічних ґрунтових процесах. Як наслідок, ґрунти, збагачені цими фракціями, будуть володіти відповідними властивостями. *Пил дрібний* – досить високодисперсна фракція, що складається з первинних і вторинних мінералів. Здатна до коагуляції, бере участь у структуроутворенні, володіє поглинальною здатністю, містить значну кількість гумусових речовин. Велика кількість неагрегованого дрібного пилу в ґрунтах спричиняє такі негативні властивості, як низька водопроникність, значна кількість недоступної рослинам вологи, висока здатність до набухання й осідання, липкість, тріщинуватість, висока щільність складення.

Мул складається переважно з високодисперсних вторинних мінералів. З первинних подекуди зустрічаються кварц, ортоклаз, мусковіт. Мулиста фракція займає провідне місце у формуванні фізико-хімічних властивостей ґрунтів. Мул містить значну кількість гумусу та елементів живлення для рослин. Ця фракція відіграє провідну роль у структуроутворенні, володіє високою ємністю поглинання та коагуляційною здатністю. Проте надвисокий уміст мулу в ґрунтах є причиною погіршення їх фізичних властивостей.

Колоїдна частина – найважливіша з погляду формування обмінних властивостей та структури ґрунту.

Кількісне визначення механічних елементів називають *гранулометричним аналізом.* Під *гранулометричним (механічним) складом* ґрунтів і ґрунтоутворюючих порід розуміють відносний уміст фракцій механічних елементів. В основу класифікації ґрунтів за механічним складом покладено співвідношення фізичного піску і фізичної глини. Найдосконаліша в наш час класифікація Н.А. Качинського (табл. 21).

Згідно з даною класифікацією, ґрунт отримує основну назву за вмістом фізичного піску і фізичної глини та додаткову – за вмістом фракції, що переважає: гравійної (3-1 мм), піщаної (1-0,05 мм), крупнопилуватої (0,05-0,01 мм), пилуватої (0,01-0,001 мм) і мулистої (<0,001 мм). Наприклад, дерново-середньопідзолистий ґрунт на морені містить фізичної глини 24,0%, піску 42,6%, крупного пилу 33,4%, середнього пилу 6,57% і дрібного – 9,6%. Основною назвою гранулометричного складу даного ґрунту буде легкосуглинковий, додатковою – крупнопилувато-піщаний.

Таблиця 21

Класифікація ґрунтів і порід за гранулометричним складом (за Н.А.Качинським)

Назва ґрунту за гранскладом	*Вміст фізичної глини (частинок, менших 0.01 мм),%*		
	ґрунти		
	підзолистого типу ґрунтоутворення (не насичені основами)	*степового типу ґрунтоутворення, чорноземи, жовтоземи, дернові, пустельні*	*солонці й сильно-солонцюваті*
Пісок пухкий	0–5	0–5	0–5
Пісок зв'язний	5–10	5–10	5–10
Супісок	10–20	10–20	10–15
Суглинок легкий	20–30	20–30	15–20
Суглинок середній	30–40	30–45	20–30
Суглинок важкий	40–50	45–60	30–40
Глина легка	50–65	60–75	40–50
Глина середня	65–80	75–85	50–65
Глина важка	80–100	85–100	65–100

Класифікація складена з врахуванням генетичної природи ґрунтів та здатності їх глинистої фракції до агрегування, що залежить від умісту гумусу, складу обмінних катіонів, мінералогічного складу. Чим вища ця властивість, тим слабше проявляються глинисті властивості при рівному вмісті фізичної глини. Тому степові ґрунти, червоноземи та жовтоземи, як більш структурні, переходять у категорію більш важких при вищому вмісті фізичної глини, ніж солонці та ґрунти підзолистого типу.

Кожний тип ґрунту характеризується специфічним профільним розподілом фракцій, особливо тонкодисперсних. Наприклад, у підзолистих, дерново–підзолистих ґрунтів, солонців – елювіально-ілювіальний тип розподілу; у чорноземів, дернових ґрунтів – рівномірно-акумулятивний тощо. Зі зміною гранулометричного складу ґрунту суттєво змінюються його мінералогічні та хімічні характеристики. Чим більше в ґрунті мулуватої фракції, тим важчий він за гранулометричним складом, тим вища його потенційна родючість.

Знання гранулометричного складу ґрунтів дозволяє визначити основні властивості ґрунту, вирішити питання обробітку ґрунту, підібрати сільськогосподарські культури, встановити оптимальні строки проведення польових робіт. Різні рослини, відповідно до своїх біологічних особливостей потребують різних умов зволоженості, щільності ґрунту, його аерованості, тобто тих факторів, що великою мірою визначаються гранулометричним складом ґрунту. В різних кліматичних умовах ґрунти відрізняються за величиною ефективної родючості. Наприклад, за забезпеченістю рослин вологою супіщаний ґрунт, тайгово-лісової (вологої) зони є близьким аналогом важкосуглинкового чи глинистого ґрунту степової (посушливої) зони.

Із гранулометричним складом пов'язана одна з найважливіших властивостей ґрунту – його поглинальна здатність. Наприклад, невисока поглинальна здатність і

висока водопроникність піщаних ґрунтів зумовлюють необхідність дробного внесення мінеральних добрив (азотних і калійних). З іншого боку – добра аерація та швидке прогрівання легких за гранскладом ґрунтів (піщаних, суглинкових) порівняно з ґрунтами, що містять більше фізичної глини, дає змогу весною швидше розпочинати їх обробіток. Суглинкові та глинисті ґрунти володіють вищою вологоємністю та поглинальною здатністю порівняно з ґрунтом більш легкого гранскладу, однак їх повітряні та теплові властивості більш несприятливі (погана аерованість, повільне прогрівання тощо). Тому піщані і супіщані ґрунти в народі називають теплими, а важкосуглинкові та глинисті – холодними.

Безструктурні глинисті і важкосуглинкові ґрунти чинять більший опір при обробітку, тому для їх оранки необхідно затратити значно більше зусиль, ніж для ґрунтів легкого гранскладу.

Докорінне поліпшення щільних, водонепроникних глинистих ґрунтів здійснюють за допомогою піскування, яке обов'язково повинно супроводжуватися внесенням органічних добрив. Для поліпшення пухких безструктурних ґрунтів вносять глину, але теж у поєднанні з органічними добривами.

12.4. Мінералогічний та хімічний склад

Властивості ґрунтів значною мірою зумовлюються хімічним складом первинних мінералів, їх кристалічною структурою, а також кількістю і якісним складом вторинних мінералів, утворених у процесі ґрунтотворення.

Найбільш поширеними первинними мінералами в магматичних породах є кварц, польові шпати, амфіболи, піроксени та слюди (табл. 22).

Таблиця 22

Середній мінералогічний склад магматичних порід (за Ф.У. Кларком)

Мінерали	*Вміст, %*
Польові шпати	59,5
Кварц	12,0
Амфіболи (рогові обманки) та піроксени	16,8
Слюди	3,8
Решта	7,9

У ґрунтотворних породах і ґрунтах відносний вміст первинних мінералів інший, ніж у магматичних породах.

Так, у пухких породах більше кварцу (SiO_2), як найбільш стійкого до вивітрювання мінералу. Його вміст досягає 40-60 % і більше. Друге місце звичайно займають польові шпати (до 20 %), серед них широко розповсюджений ортоклаз ($KAlSi_3O_8$). Кварц і польові шпати великозернисті, оскільки вивітрювання їх іде повільно. Вони зосереджені в піщаних і пилуватих фракціях.

Амфіболи, піроксени і велика кількість слюд легко вивітрюються, а тому в пухких породах і ґрунтах вони містяться в невеликих кількостях.

Стійкість до вивітрювання визначається природою мінералів, їх різним хімічним складом і кристалічною структурою. Мінерали мають структури іонного типу, утворені протилежно зарядженими іонами. Іони в кристалах мінералів розміщені у вигляді геометрично правильної просторової решітки, яка називається кристалічною. Тому кристали мінералів мають форму геометрично правильних багатогранників.

Взаємне розміщення катіонів та аніонів у кристалічній решітці зумовлюється їх об'ємом або радіусами. Кількість іонів протилежного знака, які оточують даний іон, називається координаційним числом.

Координація	*Координаційне число*
Трикутник	3
Тетраедр	4
Октаедр	6
Куб	8

Чим більший радіус іона, тим більше навколо нього може розміститися без взаємного дотику протилежно заряджених іонів. Координаційне число визначає форму оточення, або координацію навколо іона, а отже, основний елемент структури, характер елементарної чашечки мінерала.

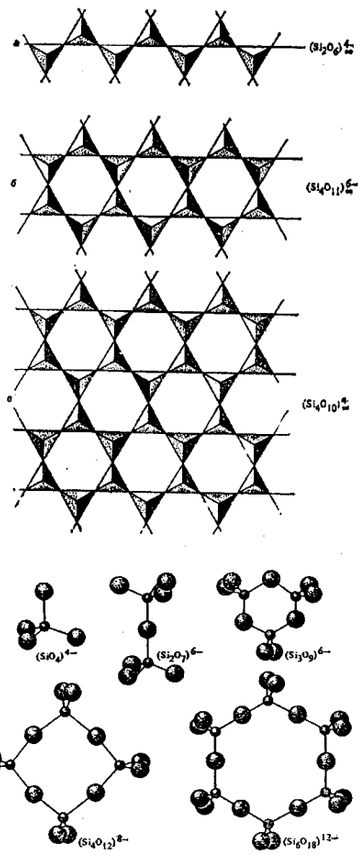


Рис. 71. Кремній-кисневі радикали:
а - ланцюгові; б - стрічкові; в - листуваті; г - острівні

Головним елементом структури широко розповсюджених у ґрунтах кисневих сполук кремнію є кремній-кисневий тетраедр $(SiO_4)^{4-}$, біля вершини якого розміщуються чотири іони кисню, а в центрі - іон кремнію. Кремній-кисневий тетраедр має чотири вільні валентні зв'язки, які можуть компенсуватись приєднанням з іншими кремній-кисневими тетраедрами.

Тетраедри, з'єднуючись через кисневі іони, утворюють різні типи структур: острівні, ланцюгові, стрічкові, шаруваті, каркасні (рис. 70-71). Характерно, що в каркасних структурах кремній (Si^{4+}) може бути заміненим алюмінієм (Al^{3+}) з утворенням комплексної алюмокремнієвої групи. Вільна валентність компенсується катіонами.

До острівного типу структури входять кремній, кисневі радикали, що складаються з одного, двох і більшої, але кінцевої кількості тетраедрів. Ізольовані тетраедри відповідають формулі радикала $(SiO_4)^{4-}$, спарені – $(Si_2O_7)^{6-}$, комплекс із трьох тетраедрів – $(Si_3O_9)^{6-}$, з чотирьох – $(Si_4O_{12})^{8-}$, а з шести – $(Si_6O_{18})^{12-}$.

Польові шпати – найбільш розповсюджені мінерали в земній корі й складають майже 50% силікатів, які входять до складу земної кори. Зустрічаються в магматичних породах (майже 60%), у метаморфічних – 30% і майже 10% - в осадових породах. Ці мінерали – головне джерело утворення вторинних мінералів. Наприклад, калієві польові шпати перетворюються в каолініт (білу глину), натрієві – у слюду (мусковіт).

Слюди широко розповсюджені в породах і ґрунтах. До них належать мусковіт $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH, Fe)_2$, біотит $K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, Fe)_2$ та інші. В значних кількостях слюди містяться в алювіальних і пустельних ґрунтах.

Частка оксидів і гідроксидів складає до 17% маси земної кори. Найбільш розповсюджені – оксид кремнію (12,6%), оксиди і гідроксиди заліза (3,9%). Завдяки щільній кристалічній будові оксиди характеризуються хімічною стійкістю, високою твердістю та стійкістю до вивітрювання.

Кварц (SiO_2) – найпоширеніший мінерал, майже 65% земної кори складається з кварцу. Його розповсюдженість на 80-90% визначає валовий хімічний і гранулометричний склад ґрунтів.

Крупні зерна польових шпатів (> 0,001 мм) формують гранулометричний склад ґрунту, його скелет, визначають фізичні та водно-фізичні властивості. Натрієві польові шпати (альбіт $Na[AlSi_3O_8]$) вміщують до 12% Na_2O і можуть бути джерелом утворення соди, причиною виникнення содового засолення і осолонцювання ґрунтів. Калієві польові шпати (ортоклаз $K[AlSi_3O_8]$) містять до 7% K_2O і є резервом калійного живлення рослин.

Велику роль у формуванні агрохімічних і фізичних властивостей ґрунту відіграють слюди. Встановлено, що з тонкодисперсного мусковіту рослини добре засвоюють калій. Його доступність для рослин збільшується з підвищенням гідратованості слюд.

Вторинні мінерали, які зосереджені в частинках, менших за 0,001 мм, утворюються в ґрунті в результаті трансформації первинних мінералів (рис.72).

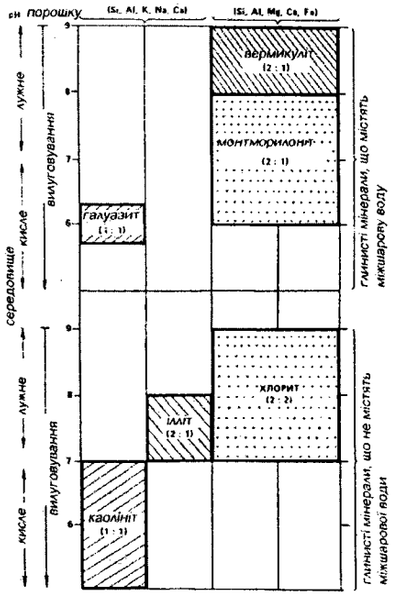


Рис. 72. Основні умови, необхідні для утворення глинистих мінералів (за Дегенсом)

Способи утворення вторинних мінералів у процесі вивітрювання досить різноманітні: кристалізація твердих мінералів із розчину, кристалізація твердих аморфних речовин, гідроліз, гідратація і дегідратація, окиснювально-відновні реакції, диспергація, ізоморфні заміщення первинних і вторинних мінералів. Провідна роль в утворенні вторинних мінералів належить водному і тепловому режимам, реакції середовища, окиснювально-відновним умовам, біохімічним реакціям. Ці умови приводять до формування трьох основних груп вторинних мінералів: мінералів простих солей, мінералів оксидів, гідроксидів і глинистих мінералів.

Мінерали простих солей утворюються при вивітрюванні первинних, а також внаслідок ґрунтотворного процесу. До таких солей належать кальцит ($CaCO_3$), магнезит ($MgCO_3$), доломіт $[Ca,Mg](CO_3)_2$, сода ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$), гіпс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), галіт (NaCl), фосфати та інші. Ці мінерали здатні накопичуватися в ґрунті у великих кількостях в умовах сухого клімату.

Мінерали гідроксидів і оксидів – це гідроксиди кремнію, заліза, алюмінію, марганцю, які утворюються в аморфній формі при вивітрюванні первинних мінералів. У процесі дегідратації та кристалізації утворюються оксиди. Так, гідроксид кремнію ($SiO_2 \cdot H_2O$) в процесі старіння переходить у твердий гель-опал ($SiO_2 \cdot H_2O$) з вмістом води 2 - 3%. Потім, втрачаючи воду, – в кристалічні форми халцедону й кварцу SiO_2.

Гідрати півтораоксидів ($Al_2O_3 \cdot H_2O$, $Fe_2O_3 \cdot H_2O$), кристалізуючись, утворюють вторинні мінерали: беміт ($Al_2O_3 \cdot H_2O$), гібсіт ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$), гематит (Fe_2O_3), гетит ($Fe_2O_3 \cdot H_2O$), лимоніт ($2Fe_2O_3 \cdot 3H_2O$). Ці мінерали зустрічаються в невеликих кількостях у багатьох ґрунтах.

Аморфні півтораоксиди поглинають багато фосфору, в результаті чого він стає малодоступним для рослин.

Глинисті мінерали є вторинними із загальною хімічною формулою $nSiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot mH_2O$ і характерним молекулярним відношенням SiO_2 і Al_2O_3, яке змінюється від 2 до 5. Глинисті мінерали утворюються в результаті синтезу з простих продуктів вивітрювання первинних мінералів шляхом поступової зміни цих мінералів у процесі вивітрювання й ґрунтотворення.

Найбільш поширені глинисті мінерали – мінерали групи каолініту, монтморилоніту, гідрослюд, хлоритів, змішаношарових мінералів.

Глинисті мінерали мають загальні властивості: шарову кристалічну будову, високу дисперсність, виражену поглинальну здатність, містять хімічно зв'язану воду. Але кожна група мінералів має специфічні властивості й значення для родючості.

Мінерали каолінітової групи (каолініт, галуазит) характеризуються більш вузьким молекулярним відношенням $SiO_2 : Al_2O_3 = 2$, відповідають хімічній формулі $2SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot nH_2O$. Зустрічаються в пухких породах і ґрунтах у невеликих кількостях, за винятком фералітних, де каолініт – головний глинистий мінерал.

Кристалічна решітка каолініту та мінералів його групи двошарова (1:1), складається з одного шару кремній-кисневих тетраедрів та одного шару алюмогідроксильних октаедрів (рис. 73).

Каолініт не набухає, відстань між пакетами постійна, дисперсність невелика, ємність поглинання не перевищує 20 мг-екв на 100 г. Переважання каолініту в ґрунтах – ознака бідності їх на основи.

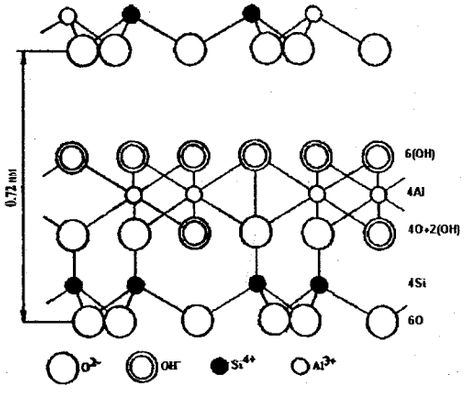


Рис. 73. Схема будови кристалічної решітки каолініту

Мінерали монтморилонітової групи. До цієї групи мінералів належать монтморилоніт, нонтроніт, бейделіт із хімічною формулою $4SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot nH_2O$. Молярне відношення $SiO_2 : Al_2O_3 = 4$. Мають кристалічну решітку тришарового типу (2:1), яка складається з двох шарів кремній-кисневих тетраедрів і розміщеного між ними шару алюмокиснево-гідроксильного октаедру (рис. 74).

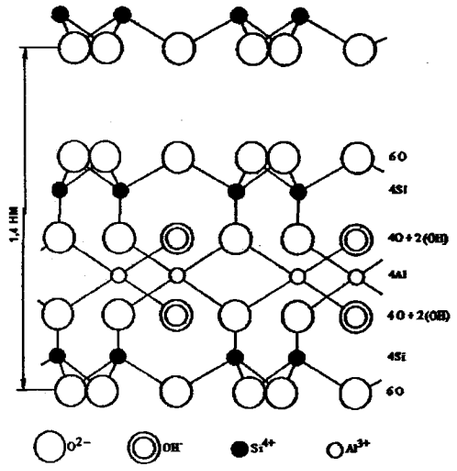


Рис. 74. Схема будови кристалічної решітки монтморилоніту

Тришарові пакети чергуються у кристалах і надають їм шарової структури. Володіють високою дисперсністю, містять до 60 % колоїдних частинок і до 80 % частинок розміром, менше за 0.001 мм. Мають високу ємність поглинання катіонів, яка дорівнює 80 - 120 мг-екв на 100 г. Вміщують велику кількість води, не доступної для рослин. Максимальна гігроскопічність у монтморилоніту досягає 30 %. У зволоженому стані набухають, у сухому ущільнюються, слабоводопроникні, мають можливість з гуміновими кислотами утворювати водомоціні агрегати.

Гідрослюди (гідромусковіт, гідробіотит) є джерелом калію в ґрунтах. Вміст його в гідрослюдах типу іліту досягає 6-7 %. Належать до тришарових мінералів. Хімічний склад змінний. Ємність поглинання – 45-50 мг-екв на 100 г.

Хлорити – чотиришарові, мають решітку, яка набухає; містять залізо, магній.

Дослідженнями авторів (І.І. Назаренко, С.М. Польчина, І.С. Смага, 1996) встановлено, що головним компонентом мулу бурувато-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття є монтморилоніт, вміст якого досягає половини і навіть більше від усіх глинистих мінералів (табл. 23). Досить високим є також вміст гідрослюд (18-36%) та каліоніту (8-23%). В незначних кількостях у ґрунті діагностуються хлорити (5-8%) та високодисперсний кварц (1-2%).

Таблиця 23

Мінералогічний склад мулу бурувато-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття (І.І. Назаренко, С.М. Польчина, І.С. Смага, 1996), %

Генетичний горизонт	Глибина, см	Гідрослюди	Монтморилоніт	Каолініт	Хлорити	Кварц
Hegl	4-16	18	50	23	6	2
Ehgl	16-31	36	38	18	5	2
Eigl	31-43	31	49	12	8	сліди
Igl	43-100	36	45	13	5	1
Pgl	100 см і глибше	35	48	8	7	2

У різних за генезисом ґрунтах можуть бути однакові глинисті мінерали, що пояснюється генетичним зв'язком глинистих мінералів, їх взаємними перетвореннями, складом і віком материнських порід. Крім того, різні мінерали можна знайти в одному і тому ж ґрунті (табл. 24).

Таблиця 24

Мінералогічний склад фракцій <0,001 мм деяких типів ґрунтів (за М.І.Горбуновим)

Ґрунт	*Мінерали*
дерново-підзолистий на морені	гідрослюда, каолініт, вермикуліт, хлорит, кварц
дерново-підзолистий на покривному суглинку	хлорит, кварц, монтморилоніт – гідрослюда
чорнозем на лесі	монтморилоніт, гідрослюда, каолініт, кварц
чорнозем на пісках	кварц, гідрослюда

Залежно від ступеня вивітреності мінеральної частини ґрунти поділяються на молоді, ранньостиглі, пізньостиглі та старі.

Мінеральна частина *молодих* ґрунтів представлена практично тільки первинними мінералами. Ґрунти збіднені на розчинні солі, гіпс, карбонати, розвиваються на елювії порід.

Ранньостиглі – більшості первинних мінералів, що містять Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+} (рогова обманка, біотитові слюди, натрієво-вапнякові шпати) в гумусовому горизонті не зустрічається. Накопичуються глинисті мінерали: монтморилоніт, гідрослюда, вермикуліт. Це найбільш родючі ґрунти (чорноземи, сірі лісові, дернові тощо).

Пізньостиглі – більшість первинних мінералів вивітрилася, залишився переважно кварц, а польові шпати складають не більше 10%. Мінерали з кристалічною решіткою типу 2:1 (монтморилоніт, гідрослюда, вермикуліт) заміщуються мінералами з решіткою типу 1:1 (каолініт, хлорит). Підвищується вміст оксидів заліза та алюмінію. Це дерново-підзолисті ґрунти.

Старі – верхні горизонти сильно збіднені мулуватою фракцією, внаслідок проходження процесів вивітрювання та елювіювання. Накопичуються каолініт, гідроксиди заліза та алюмінію. Це червоноземи, підзоли, примітивні піщані ґрунти.

12.5. Хімічний склад

Валовий хімічний склад мінеральної частини ґрунту успадковується від кори вивітрювання (табл. 25), а також виражає характер процесів ґрунтотворення. Він є функцією гранулометричного, а як наслідок – мінералогічного складу.

Приблизно половину літосфери та ґрунту складає кисень; друге місце займає кремній – майже чверть; десяту частину – алюміній і залізо; усього кілька процентів – кальцій, магній, натрій і калій.

У "живому" ґрунті є органічна речовина, вода, гази, тому в ньому у 20 разів більше вуглецю і в 10 разів – азоту. Збільшується в ґрунті також кількість кисню й водню, зменшується вміст алюмінію, заліза, калію, кальцію та магнію.

Оскільки основу ґрунтів (крім органогенних) складає мінеральна частина, то валовий хімічний склад ґрунту переважно визначається складом та кількісним співвідношенням мінералів, які його формують. Серед основних мінералів велику фракцію складають *кварц* та *польові шпати*, а тонкодисперсну фракцію – глинисті алюмосилікати. У відповідності з цим у валовому хімічному складі ґрунтів

переважають кисень і кремній, менше алюмінію, дуже мало заліза, титану, кальцію, магнію, калію та натрію, інші елементи – в мікрокількостях.

Таблиця 25

Середній вміст хімічних елементів у літосфері та ґрунтах, % від маси (А.П. Виноградов, 1950)

Елементи	*Літосфера*	*Ґрунт*	*Елементи*	*Літосфера*	*Ґрунт*
O	47,20	49,00	C	0,10	2,00
Si	27,60	33,00	S	0,09	0,085
Al	8,80	7,13	Mn	0,09	0,085
Fe	5,10	3,80	P	0,08	0,08
Ca	3,60	1,37	N	0,01	0,11
Na	2,64	0,63	Cu	0,01	0,002
K	2,60	1,36	Zn	0,005	0,005
Mg	2,10	0,60	Co	0,003	0,0008
Ti	0,60	0,46	B	0,0003	0,001
H	0,15	0,5	Mo	0,0003	0,0003

Результати аналізу валового хімічного складу ґрунтів виражаються в процентах вмісту різних оксидів. Він зручний тим, що точність розрахунку можна перевірити за сумою, яка має дорівнювати 100 ± 5%. Умовно для елементів зі змінною валентністю вміст елемента доцільно виражати в процентах. Для цього процентний вміст оксиду перемножується на відповідний коефіцієнт, який є часткою від ділення атомної маси визначеного елемента на молекулярну масу відповідного оксиду. Наприклад, для кремнію: K = атомна маса Si/ молекулярна маса SiO_2 = 28.09/60.06 = 0.468, тоді кількість 77.85% SiO_2 відповідає кількості 36.43% Si (77.85x0.468).

Інколи виникає потреба в перерахунках на безгумусний, безкарбонатний, прожарений ґрунт. Такі дані зручні для зіставлення валового складу органо-акумулятивних горизонтів і мінеральних, особливо для мулистої фракції. Можна вести розрахунок на об'ємну масу ґрунту.

Розподіл хімічних елементів по окремих фракціях механічних елементів залежить від їх мінералогічного складу (табл. 26). Кремнію найбільше у фракціях розміром понад 0,25 мм. Це зв'язано з тим, що тут знаходиться багато кварцу. У дрібніших фракціях більше польових шпатів та інших первинних мінералів, особливо залізовмісних. Тому тут збільшується вміст алюмінію та заліза. У мулуватій фракції багато глинистих мінералів, а отже чимало алюмінію та заліза.

Вміст SiO_2 закономірно знижується зі зменшенням розміру фракцій при відповідному збільшенні вмісту Al_2O_3 і Fe_2O_3. Різниця у валовому хімічному складі окремих горизонтів ґрунтового профілю використовується для діагностики елементарних ґрунтових процесів. Наприклад, для групи елювіальних ЕГП характерне збіднення елювіальних горизонтів Al_2O_3 та Fe_2O_3 й відносне збагачення SiO_2. При проходженні елювіальних ЕГП в ілювіальних горизонтах часто відбувається накопичення Fe_2O_3 та Al_2O_3. Водночас, однаковий профіль за хімічним складом (елювіально-ілювіальний) може формуватись при проходженні різних елементарних ґрунтових процесів: опідзолення (руйнування первинних і вторинних мінералів),

знемулення або лесиваж (переміщення глинистих мінералів у незруйнованому стані), відбілювання (зняття плівок заліза із зерен мінеральних частинок зверху та виніс сполук заліза в ілювіальну частину профілю), осолоділння (руйнування мінералів у лужному середовищі зверху та виніс продуктів руйнування до ілювіальної частини), глеє-елювіальний процес (руйнування мінералів у відновних умовах зверху профілю та виніс продуктів руйнування в ілювіальну частину).

Таблиця 26

Валовий склад гранулометричних фракцій піщаного підзолу півночі Російської рівнини, % на прожарений ґрунт (В.Д. Тонконогов, 1971)

Розмір фракцій, мм	*Глибина, см*	*SiO_2*	*Al_2O_3*	*Fe_2O_3*	*MgO*	*K_2O*
1-0,25	2-10	96,87	1,66	0,25	0,00	0,48
	20-30	93,79	3,54	0,49	0,00	0,83
	170-180	94,63	3,12	0,39	0,20	0,71
0,25-0,1	2-10	92,95	4,68	0,39	0,00	1,25
	20-30	88,88	6,57	0,68	0,00	1,55
	170-180	89,58	6,99	0,59	0,00	1,83
0,1-0,01	2-10	87,66	7,90	1,18	0,00	1,54
	20-30	88,86	6,43	0,88	0,40	1,95
	170-180	83,48	10,62	1,58	0,10	2,10
0,01-0,001	2-10	74,13	17,58	1,43	0,10	3,41
	20-30	58,46	26,80	9,13	1,59	1,69
	170-180	63,77	22,45	7,33	2,20	1,42
менше 0,001	2-10	61,33	27,42	3,46	0,52	3,56
	20-30	47,57	33,40	13,10	1,72	1,61
	170-180	50,79	28,95	12,54	2,52	2,57

Суттєву роль у генезисі бурувато-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття відіграють процеси елювіальної деградації. Дані аналізу валового хімічного складу їх мінеральної частини свідчать, що верхня частина профілю (гумусово-елювіальний, елювіально-гумусовий та частково елювіально-ілювіальний горизонти) збіднені Al_2O_3, Fe_2O_3 та, меншою мірою, CaO, MgO і MnO і відносно збагачені кремнеземом (SiO_2). Ілювіального накопичення елементів, винесених із верхньої частини профілю, практично не відбувається.

Аналогічні закономірності можна встановити в ґрунтах підзолистого й солонцьового типу ґрунтотворення.

У ґрунтах черноземного типу ґрунтотворення елювіально-ілювіальні процеси не проходять або вони супутні. Тому диференціація профілю за вмістом окремих хімічних елементів виражена слабко або відсутня взагалі (табл. 27). Підвищення вмісту CaO в нижній частині профілю цих ґрунтів пояснюється наявністю карбонатів кальцію, а не трансформацією материнської породи в процесі ґрунтотворення.

Вміст окремих елементів у ґрунті визначається їх присутністю у складі конкретних мінералів та органічних сполук.

Кремній входить до складу первинних і вторинних мінералів, опалу, халцедону. Їх накопичення пов'язане з біогенними або гідрогенними процесами.

Вуглець є основою специфічної органічної речовини ґрунту – гумусу.

Таблиця 27

Валовий хімічний склад ґрунтів, (% на прожарену наважку)

Генетичний горизонт	*Глибина, см*	*SiO_2*	*Al_2O_3*	*Fe_2O_3*	*CaO*	*MgO*	*MnO*
Бурувато-підзолистий оглеєний ґрунт (І.І.Назаренко, С.М.Польчина, І.С.Смага, 1996)							
Hegl	4-16	73,67	9,54	1,62	0,54	0,45	0,27
Ehgl	16-31	75,8	9,42	2,12	0,75	0,61	0,29
Eigl	31-43	76,96	11,10	3,13	0,76	0,65	0,45
Igl	43-100	72,38	12,61	4,14	0,76	0,57	0,51
PGl	100 і більше	69,73	13,90	4,84	0,84	0,89	0,54
Чорнозем типовий (Н.М. Бреус, 1988)							
H	10-20	72,7	10,0	3,4	2,0	0,3	-
Hp	30-40	72,3	10,3	3,4	2,5	0,3	-
HP_k	60-70	69,5	9,7	3,3	5,2	0,8	-
Ph_k	80-90	68,6	9,8	3,1	6,0	1,0	-
$P(h)_k$	110-120	67,0	9,3	3,1	7,4	1,1	-

Кисень входить до складу мінералів і гумусу.

Водень міститься переважно в ґрунтовій волозі та органічних сполуках. Визначає реакцію ґрунтового розчину.

Залізо і алюміній входять до складу первинних і вторинних мінералів, накопичуються в формі гідроксидів та оксидів, беруть участь у процесі структуроутворення.

Кальцій накопичується у формі солей – карбонатів і сульфатів, присутній у тонкодисперсних глинистих мінералах, гумусі, входить до складу обмінно-поглинутих катіонів. Стабілізує реакцію ґрунтового розчину, закріплює гумусові речовини, бере участь у структуроутворенні.

Магній входить до складу глинистих мінералів, особливо монтморилоніту, вермикуліту, хлориту, вміщується в деяких первинних мінералах, входить до складу ґрунтово-поглинального комплексу. У посушливих умовах акумулюється у ґрунті у вигляді хлоридів і сульфатів.

Калій знаходиться переважно в глинистих мінералах тонкодисперсних фракцій (гідрослюди) та деяких первинних мінералах (біотит, мусковіт, калієві польові шпати). Є необхідним елементом живлення рослин.

Натрій входить до складу деяких первинних мінералів (натрієвмісні польові шпати). В посушливих умовах накопичується у вигляді хлоридів або в значних кількостях у складі ґрунтово-поглинального комплексу. Викликає засолення та осолонцювання ґрунтів.

Азот входить до складу гумусу, органомінеральних сполук, є обов'язковим елементом живлення рослин.

Фосфор – складова частина органічної речовини ґрунту. Накопичується також у формі кислих, середніх та основних солей фосфорної кислоти, переважно з кальцієм, залізом і алюмінієм.

Сірка входить до складу гумусу, а також накопичується у вигляді сульфатів кальцію і магнію, особливо за посушливих умов.

Контрольні запитання та завдання

1. Як поділяються гірські породи?
2. Які особливості мають гірські породи кожної групи?
3. В чому суть фізичного, хімічного, біологічного вивітрювання?
4. Що таке "гранулометричний склад"?
5. Як відрізняються фізичні властивості грунулометричних фракцій різного розміру?
6. Наведіть класифікацію ґрунтів за гранулометричним складом.
7. Як впливає гранулометричний склад на властивості ґрунту?
8. Які первинні мінерали широко розповсюджені в пухких породах та ґрунтах?
9. Які мінерали називаються вторинними і яка їх роль у ґрунтоутворенні та формуванні родючості ґрунту?
10. Назвіть представників основних груп вторинних мінералів.
11. У чому полягають подібність та відмінність ґрунтів і ґрунтотворних порід за хімічним складом?
12. Як залежить валовий хімічний склад від розміру гранулометричних фракцій?
13. Які зміни валового хімічного складу спостерігаються по профілю в ґрунтів різних типів ґрунтотворення?
14. Які елементи переважають у ґрунтах? Вкажіть форми їх сполук.

РОЗДІЛ ТРИНАДЦЯТИЙ

ОРГАНІЧНА ЧАСТИНА ТВЕРДОЇ ФАЗИ ҐРУНТУ

13.1. Джерела гумусу ґрунтів, їх біологічна продуктивність і хімічна характеристика

Органічна частина твердої фази ґрунту складається з органічних решток (коренів, надземного опаду, численних організмів: бактерій, грибів, актиноміцетів, водоростей, хребетних і безхребетних тварин) та гумусу – маси органічних речовин темного кольору, яка рівномірно пронизує мінеральну частину ґрунту.

Джерелом гумусу є органічні залишки вищих рослин, мохів, лишайників, мікроорганізмів і тварин, що живуть у ґрунті. Залишки зелених рослин надходять у ґрунт у вигляді надземного опаду й відмираючої кореневої системи. Кількість органічної речовини, яка надходить до ґрунту, різна й залежить від: ґрунтово-кліматичної зони, складу, віку та густоти насаджень, ступеня розвитку трав'яного покриву.

Найсуттєвіше джерело органічної речовини ґрунту – рослинність, яка, крім того, мобілізує мінеральні речовини й акумулює запас потенційної енергії та біофільних елементів у надземних і підземних органах рослин і в їх рештках у ґрунтах.

Продуктивність рослинності в різних ландшафтах різна (табл. 28).

Таблиця 28

Продуктивність рослинності в різних ландшафтах, ц/га (Н.І. Базилевич та ін., 1968)

Ландшафт	*Фітомаса*	*Річний приріст*	*Річний опад*
Гірські тропічні ліси	17241	-	-
Субтропічні ліси (середні)	4100	245	250
Діброви	до 5000	90	65
Ялинники південної тайги	до 3300	85	55
Сосняки південної тайги	до 2800	61	47
Степи лучні	250	137	137
Пустелі напівчагарникові	43	12,2	12
Арктична тундра	50	10	12

Під трав'яною рослинністю основним джерелом утворення гумусу є корені, маса яких у метровому шарі ґрунту складає в Степу від 80 до 280 ц/га, у зоні пустель – 30-120 ц/га. Трав'яна рослинність у зоні хвойних і мішаних лісів на суходільних луках накопичує від 60 до 130 ц коренів на гектар у метровому шарі ґрунту. Під багаторічними сіяними травами в залежності від урожаю та складу трав кількість

кореневих залишків складає від 60-80 до 120-150 ц/га. Під однорічною культурною рослинністю залишається 31-150 ц/га органічних решток.

У профілі різних ґрунтів корені рослин розподіляються нерівномірно. В підзолистих ґрунтах лісо-лучної зони основна маса коренів зосереджена у верхній частині профілю, а в ґрунтах Лісостепу, Степу, напівпустель корені розподілені по профілю більш рівномірно. Це зумовлює різну потужність гумусового горизонту в ґрунтах. Особливо важливо те, що корені трав'яної рослинності відмирають щорічно безпосередньо у ґрунті, внаслідок чого утворюються ґрунти з потужним гумусовим горизонтом. Частка надземної маси рослин у формуванні гумусу значно менша, а у випадку її відчуження людиною – досить незначна. Коренева система трав істотно перевищує за масою надземну частину. Наприклад, коренева система трав у степовій зоні складає 200-250 ц/га, а надземна – 50-70 ц/га, в сухостеповій зоні на солонцюватих каштанових ґрунтах – відповідно 100-120 і 40-50 ц/га.

Хімічний склад органічних решток дуже різноманітний: вода складає 70-90 % маси; до складу сухої речовини входять: вуглеводи, білки, лігнін, ліпіди, смоли, воски, дубильні та інші речовини. Переважаюча більшість цих сполук – високомолекулярні речовини з молекулярною масою в межах 10^5-10^6.

Хімічний склад вищих і нижчих організмів такий (в % до сухої речовини): *бактерії* (зола) – 2-10, білкові речовини – 40-70, ліпіди та дубильні речовини – 1-40; *водорості* (зола) – 20-30, целюлоза – 5-10, геміцелюлоза – 50-60, білкові речовини – 10-15, ліпіди й дубильні речовини – 1-30; *багаторічні трави* (зола) – 5-10, білкові речовини – 5-12, целюлоза – 25-40, геміцелюлоза – 25-35, лігнін – 15-20, ліпіди та дубильні речовини – 2-10; *листя дерев* (зола) – 3-8, білкові речовини – 4-10, целюлоза – 15-25, геміцелюлоза – 10-20, лігнін – 20-30, ліпіди та дубильні речовини – 5-15.

Вуглеводи широко розповсюджені в рослинному світі. Вони поділяються на моно-, ди- і поліцукри. Із цих сполук у рослинних рештках у великих кількостях знаходяться лише поліцукри, з яких найбільше поширена клітковина, або целюлоза $(C_6H_{10}O_5)n$, що входить до складу клітинних стінок і геміцелюлози. До групи поліцукрів належить також хітин $(C_3H_{54}O_{21}N_4)$, який є аналогом целюлози, але містить азот.

Лігнін входить до групи високомолекулярних сполук своєрідної хімічної будови. За елементним складом він відрізняється від целюлози більш високим вмістом вуглецю і більш низьким вмістом кисню. Входить до складу клітинних стінок.

Азотисті речовини. Більша частина їх у рослинах представлена білками, або протеїнами. Білки складають головну частину протоплазми клітин і їх ядер. До азотистих сполук небілкової природи належать хлорофіл і алкалоїди.

Жири. Вміст жирів у рослинах невисокий. Вони утворюють в основному запасні речовини в насінні та плодах. Дещо більше їх міститься в нижчих організмах: водоростях, грибах, бактеріях.

Дубильні речовини – це численна група сполук, які є похідними багатоатомних фенолів. Значна кількість їх знаходиться в деревині та корі деяких дерев. При відмиранні клітин дубильні речовини окиснюються і набувають бурого забарвлення.

Зольні речовини. Ці речовини залишаються після спалювання рослин і рослинних решток. У середньому вміст золи складає майже 5% маси сухої речовини рослинних решток. Основну масу золи складають кальцій, магній, калій, натрій, кремній, фосфор, сірка, залізо, алюміній, марганець, хлор. У невеликих кількостях зустрічаються й мікроелементи: йод, цинк, бор, фтор та ін. У золі деревних рослин більше кальцію, а трав'яних – калію. Зольні елементи входять до складу різних сполук.

13.2. Процеси перетворення органічних решток у гумус

Потрапляючи в ґрунт, органічні рештки піддаються різним механічним, біохімічним і фізико-хімічним перетворенням. У результаті більша частина органічної речовини окиснюється до кінцевих продуктів, переважно до CO_2, H_2O й простих солей. Менша частина проходить гуміфікацію. Перетворення органічних решток у гумус – складний біохімічний процес, що здійснюється за безпосередньої участі мікроорганізмів, тварин, кисню повітря та води. Головна роль у цьому процесі належить мікроорганізмам, які беруть участь у всіх етапах утворення гумусу.

Активну роль у перетворенні органічних решток у гумус бере ґрунтова фауна. Комахи та їх личинки, дощові черви подрібнюють і перетирають рослинні рештки, перемішують їх із ґрунтом, ковтають, переробляють і виводять поза організм невикористану частину у вигляді екскрементів, збагачених кишковою бактеріальною флорою. Екскременти ґрунтових тварин збагачені також азотом і зольними елементами, біогенним кальцитом, що поліпшує структурність ґрунту та зменшує його кислотність.

Особливо велике значення в перетворенні рослинних решток відіграють дощові черви. За спостереженнями Ч. Дарвіна, щорічно вони пропускають через кишечний тракт до 25 т/га ґрунту. Загальна кількість органічної речовини, що поїдається і переробляється дощовими червами, складає до 1т/га. При цьому у верхній частині ґрунту формується добре виражений гумусовий горизонт, у якому гумус тісно пов'язаний із мінеральною частиною ґрунту.

На важливу роль ґрунтових безхребетних тварин у гумусоутворенні вказує той факт, що зростання чисельності безхребетних супроводжується збільшенням вмісту гумусу. При цьому існує досить чітка кореляція між чисельністю великих безхребетних і запасом гумусу в зональних типах ґрунтів (табл. 29).

Таблиця 29

Чисельність безхребетних тварин і запаси гумусу в різних ґрунтах (В.Д. Муха, 1994)

Ґрунт	Безхребетні тварини, екз/м ґрунтового профілю	Гумус, т/га в шарі	
		0-20 см	0-100см
Буроземи і сіроземи	75	-	82
Каштанові ґрунти	145	99	229
Чорноземи звичайні	161	137	426
Підзолисті	116	63	101
Тундрово-глеєві	65	50	70

Бактерії. За способом живлення вони поділяються на дві групи: *прототрофи* – вуглець беруть з CO_2, який знаходиться у повітрі, *гетеротрофи* – використовують вуглець з органічної речовини.

Стосовно азоту вони поділяються на п'ять груп: *азотфіксатори* – здатні засвоювати молекулярний азот (N_2) з атмосферного повітря; *амоніфікатори* – здатні відновлювати азот амінокислот білків до NH_3; *нітрифікатори* – здатні окиснювати амонійний азот до нітритів (NO_2^-); *нітрофікатори* – окиснюють нітрати до ніт-

ритів (NO_3^-); *денітрифікатори* – здатні відновлювати азот нітратів і нітритів до молекулярного (N_2) і навіть до аміаку (NH_3).

За типом дихання вони поділяються на три групи: *аероби* – дихають молекулярним киснем повітря; *анаероби* – дихають киснем сполук, які його вміщують; *аероби-анаероби* – здатні для свого дихання використовувати кисень повітря, органічних і мінеральних кисневмісних сполук.

Указані мікроорганізми розкладають усі органічні сполуки, причому стимулюють ці процеси за допомогою біокаталізаторів (ферментів або ензимів). Ґрунтові ферменти складаються з білкової речовини, яка має багато функціональних груп, і металу зі змінною валентністю. Джерелом їх у ґрунті є бактерії, актиноміцети, рослини, безхребетні тварини. Ферменти виконують роль каталізаторів, прискорюючи реакцію в мільйони разів. Ферментативна активність ґрунтів вниз по профілю зменшується.

Білки розпадаються до амінокислот під впливом ферментів протеаз. Білки є джерелом азоту в ґрунті. У рослинних рештках співвідношення C:N = 50:1, у гумусі C:N = 10-12 : 1 (показник гуміфікації органічної речовини). Крім того, до ґрунту потрапляє атмосферний азот (за допомогою азотфіксаторів, а також разом з атмосферними опадами).

Гідроліз крохмалю проходить за допомогою ферменту амілази; целюлози – целюлази; ліпідів (ароматичних сполук) – оксидоредуктази, ліази, лактази.

Актиноміцети беруть активну участь у розкладі органічної речовини. Вони використовують усі органічні речовини, руйнують целюлозу, хітин, довгі ланки жирних кислот. Для них необхідна температура +5-10 ^{0}C, вологість 91-99 %. Їх багато в чорноземах.

Гриби – мають чимало ферментів, розкладають органічну речовину. Але швидкість деструкції повільніша, ніж у бактерій. Ліпше вони розкладають ароматичні органічні сполуки, особливо лігнін, танін, навіть гумус. Першими на субстраті поселяються гриби – цукролітики, згодом – первинні сапрофіти (руйнують флоему рослинних клітин); далі – вторинні сапрофіти (епідерміс клітин, целюлозу й лігнін).

Водорості, які живуть у ґрунті, – автотрофи, беруть участь у створенні органічної речовини ґрунту, особливо на його поверхні (0-10 см). Клітини водоростей поїдаються амебами, кліщами й нематодами. Водорості виділяють біологічно активні речовини.

Отже, перетворення органічних решток являє собою сукупність різних процесів: розкладу до повної мінералізації з утворенням вуглекислого газу і води, синтезу більш складних органічних сполук із простих і, нарешті, до синтетичних процесів іншого характеру, в результаті яких продукти розкладу піддаються частковому окисненню, полімеризації, ущільненню, сполученню один з одним. В результаті в ґрунті утворюються нові речовини, що не містяться ні у вихідних рослинних рештках, ні в продуктах мікробного синтезу. Сукупність явищ перетворення рослинних решток у гумусові кислоти називається *гуміфікацією*.

Рівень гуміфікації органічних речовин залежить від гідротермічного режиму, ботанічного і біохімічного складу та дози рослинних решток. Розглянемо коротко найбільш поширену сучасну концепцію гумусоутворення.

Конденсаційна (полімеризаційна) концепція, розроблена М.М.Кононовою і

В.Фляйгом, має такі основні положення: 1) процес гуміфікації рослинних решток супроводжується мінералізацією їх компонентів до CO_2, H_2O, NH_3 та інших продуктів; 2) усі компоненти рослинних тканин можуть бути першоджерелами структурних одиниць у формах продуктів розпаду; 3) відповідальною ланкою процесу формування гумусових речовин є конденсація, тобто фізичне укрупнення структурних одиниць. Для неї характерне окиснення фенолів ферментами типу фенолоксидаз через семіхінони до хінонів і взаємодія останніх з амінокислотами й пептидами; 4) заключна ланка формування гумусових речовин – поліконденсація (полімеризація) – є хімічним процесом укрупнення структурних одиниць.

Отже, процес гуміфікації починається з простих мономерів – продуктів розпаду біологічних макромолекул або метаболітів ґрунтових мікроорганізмів. М.М. Кононова та В.Фляйг допускали можливість участі в реакціях конденсації не тільки мономерів, а й високомолекулярних фрагментів лігніну, білків та ін. При цьому утворенні фульвокислоти є попередниками гумінових кислот.

Як бачимо, наведений погляд на утворення гумусових речовин розглядає гуміфікацію, як процес, що протікає від поступання в ґрунт вихідних речовин до формування зрілої системи гумусових сполук.

13.3. Склад органічної частини ґрунту

Залежно від умов, швидкість розкладу органічних решток може бути різною, тому й неоднаковим буде вміст гумусу в ґрунті. Хімічний склад органічної речовини ґрунту дуже складний. У ньому виділяють 4 групи сполук, що розрізняються за походженням:

– гумусові речовини (специфічна органічна речовина ґрунту);
– сполуки, що виникли в процесі мікробного синтезу і входять до складу живих, а також відмерлих, але ще не розкладених мікроорганізмів;
– органічні сполуки, що входять до складу нерозкладених рослинних і тваринних решток;
– проміжні продукти розкладу сполук, що входять до двох попередніх груп.

Гумусові речовини – це продукт гуміфікації, який являє собою гетерогенну полідисперсну систему високомолекулярних азотовмісних сполук кислотної природи.

Вони складають 80-90% від загального вмісту органічної речовини в ґрунті. Поділяються на три групи за способом розділення: гумінові кислоти, фульвокислоти і гумін.

Гумінові кислоти (ГК) – добре розчиняються в лугах, слабко у воді, не розчиняються в кислотах.

Із розчинів ГК легко осаджуються воднем мінеральних кислот, дво- і трьохвалентними катіонами (Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{3+}, Al^{3+}). Сухий препарат має щільність 1.6 г/см ^{3}. Елементний склад, (%): C - 50-62; H - 2.8-6.6; O - 31-40; N - 2-6. Зональні особливості

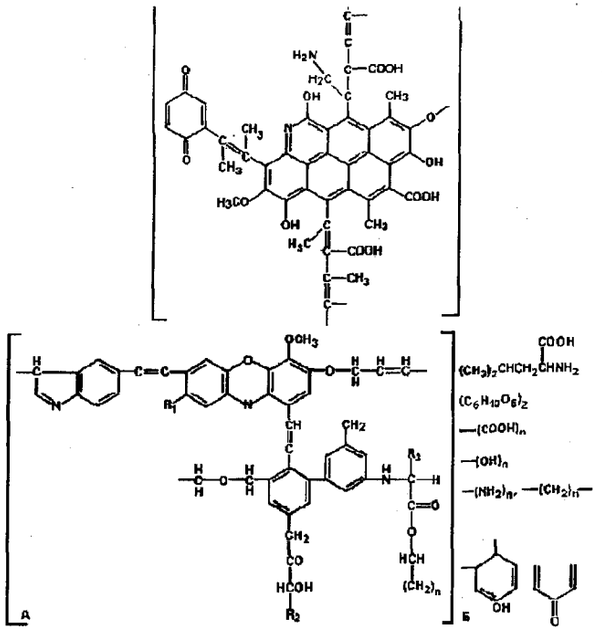


Рис. 75. Вірогідні схеми будови структурної комірки гумусових кислот

впливають на вміст вуглецю у складі гумінових кислот і найбільше його в чорноземах, а в більш гумідних та більш аридних ґрунтах його кількість зменшується.

В основі структурної будови гумінових кислот лежить ароматичне ядро (рис. 75), яке складається з ароматичних і гетероциклічних кілець типу бензолу, фурану, піридину; конденсованих кілець типу нафталіну, антрацену, індолу, хіноліну. З'єднані вони через вуглець (-CH=CH-), або місточками (-O-, -N=, -NH-, $-CH_2-$) у пухку сітку. Сітка ущільнюється в міру визрівання, рухомість знижується. Периферію молекул ГК складають ланцюги бокових радикалів, до складу яких входять функціональні групи типу -COOH, -OH, метаксильні ($-OCH_3$), =C=O, $-NH_2$, $-CH_3$, $-SO_3H$, $-PO_3H_2$. З групами -COOH і -OH зв'язані кислотні властивості, ємність поглинання (180-500 мг-екв/100 г препарату), розчинність та утворення органо-мінеральних комплексів.

Частина, яка знаходиться всередині ароматичної природи, гідрофобна, а зовнішня – гідрофільна. Значення молекулярної маси – від 400 до 100 000.

У ряду ґрунтів від підзолистих до чорноземів спостерігається зростання кількості вуглецю в елементному складі й зменшення співвідношення C:H до каштанових і сіроземів. У чорноземів циклічність збільшується, зменшується розчинність і схильність до пептизації.

Фульвокислоти (ФК) – група водорозчинних гумусових кислот, які залишаються в розчині після осадження гумінових кислот.

Сюди потрапляють і речовини неспецифічної природи. Відрізняються від гумінових світлим кольором, більш низьким вмістом вуглецю, розчинністю в кислотах, більшою гідрофільністю й здатністю до кислотного гідролізу. Щільність 1,43-1,61 г/см ^{3}.

Елементний склад ФК, (%): C - 41-46; H - 4-5; N - 3-4. Вміст кисню залежить від кількості вуглецю: його більше, ніж у ГК. Ядро менш конденсоване. Ємність поглинання ФК - 800-1250 мг-екв/100г кислоти. Володіють більш високою стійкістю до електролітів, більш рухомі, можливо, це перша стадія утворення ГК. ФК різних ґрунтів мають велику схожість. Підвищений вміст вуглецю в дерново-підзолистих, сірих лісових ґрунтах і червоноземах; знижений – у чорноземах, сіроземах та алювіально-лучних.

У ґрунтах із малим вмістом вуглецю помітне вужче співвідношення C:N і більший ступінь окиснення. Будова молекули ФК однотипна з ГК, але, на відміну від ГК, у молекулі ФК домінують аліфатичні структури, амінокислотні й вуглеводні компоненти. У молекулі ФК амінокислотні та амонійні форми азоту складають 70 % усього азоту, а в ГК – 40-60 %. ФК володіють більш високою гідрофільністю, ніж ГК. Мають ті ж функціональні групи, що й ГК.

Гумін – негідролізований залишок органічної речовини, являє собою сукупність ГК і ФК, міцно зв'язаних із мінеральною частиною ґрунту, а також компоненти решток рослин, що розкладаються: целюлоза, лігнін, вуглисті частинки.

У залежності від співвідношення вуглецю гумінових кислот до фульвокислот ($C_{гк}:C_{фк}$) розрізняють такі типи гумусу: *гуматний* (>1,5), *фульватно-гуматний* (1-1,5), *гуматно-фульватний* (1-0,5) і *фульватний* (<0,5). Цей критерій є важливим діагностичним показником ґрунтів (табл. 30).

Таблиця 30

Співвідношення гумінових кислот і фульвокислот у складі гумусу різних ґрунтів (за І.В.Тюріним та М.М.Кононовою)

Ґрунт (верхній шар)	*Гумус,%*	*С гумусових кислот, % від С гумусу*		*Сгк/Сфк*
		гумінові кислоти	*фульво-кислоти*	
Підзолистий і дерново-підзолистий	2,5-4,0	12-20	25-28	0,6-0,8
Сірий лісовий	4,0-6,0	25-30	25-27	1,0
Чорнозем звичайний	7,0-10,0	35-40	15-20	1,5-2,5
Темно-каштановий	3,0-4,0	30-35	20	1,5-1,7
Сірозем	1,5-2,0	20-30	25-30	0,8-1,0
Червонозем	4,0-6,0	15-20	22-28	0,6-0,8

Найважливіша властивість гумусу – його колоїдність.

Суттєвий внесок у вивчення колоїдно-хімічної природи гумусу зробив О.Н.Соколовський. Колоїдний гумус ґрунту він поділив на 2 форми: активну й пасивну.

Активний гумус – це частина ґрунтового гумусу, яка здатна переходити в розчин після заміни в ґрунті поглинутого кальцію на натрій. Цей процес називають пептизацією.

Активним він називається тому, що здатний брати участь в утворенні ґрунтової структури, відокремлень, грудочок діаметром 0.25 - 10 мм, виконуючи роль клею.

Пасивний гумус – частина гумусу, яка навіть після заміни в ґрунті поглинутого кальцію натрієм не переходить у рухливий стан, не пептизується.

Вона не бере участі в утворенні ґрунтової структури, не переходить до розчину, але зумовлює водостійкість структури.

О.Н.Соколовський запропонував теоретичні основи утворення органо-мінеральних комплексів, у яких гумус з'єднується з глинистими частинками через місточки з багатовалентних катіонів, особливо з кальцієм.

Схема утворення органо-мінеральних агрегатів полягає в тому, що глинисті частинки покриваються гумусною плівкою, на поверхні якої знаходиться поглинутий кальцій і при сполученні з іншою – утворюються агрегати.

13.4. Гумусний стан ґрунтів

Гумусний стан ґрунтів – сукупність морфологічних ознак, загальних запасів, властивостей органічної речовини й процесів її утворення, трансформації та міграції в ґрунтовому профілі.

У різних природних умовах характер і швидкість гумусоутворення неоднакові і залежать від низки взаємопов'язаних умов ґрунтоутворення: водно-повітряного і теплового режиму ґрунтів, складу та характеру надходження рослинних решток, видового складу та інтенсивності життєдіяльності мікроорганізмів, гранулометричного складу та фізико-хімічних властивостей ґрунту.

Залежно від водно-повітряного режиму гумусоутворення протікає в аеробних або анаеробних умовах.

В аеробних умовах, при вмісті вологи, що складає 60-80% від повної вологоємності, а також за сприятливих температурних умов (25-30 °С) процес розкладу органічних решток розвивається інтенсивно. В цих умовах активно проходить мінералізація як гумусових речовин, так і проміжних продуктів розкладу рослинних решток. У ґрунті накопичується відносно мало гумусу, але багато елементів зольного й азотного живлення рослин.

За постійної і різкої нестачі вологи в ґрунт надходить мало рослинних решток, сповільнюються процеси розкладу і гуміфікації та накопичується мало гумусу (рис. 76).

В анаеробних умовах, тобто при постійному надлишку вологи, а також при низьких температурах процес гумусоутворення сповільнюється.

Найбільш сприятливе для накопичення гумусу в ґрунті чергування періодів з оптимальним водно-повітряним режимом і посушливим. У таких умовах проходить постійний розклад органічних решток, їх гуміфікація та закріплення утворених гумусових речовин мінеральною частиною ґрунту. Такі умови характерні для чорноземів.

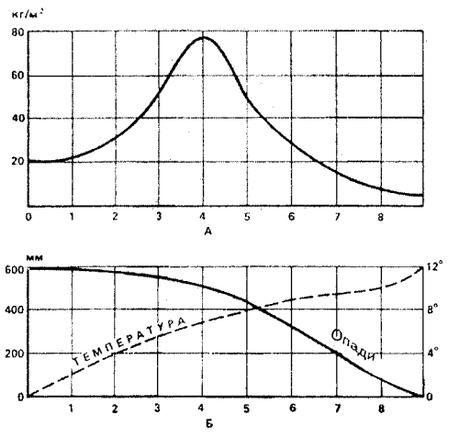


Рис. 76. Запаси гумусу в ґрунтах (за І.В.Тюріним):

А – запаси гумусу в ґрунтах до глибини 100-120 см (кг/м² площі);

Б – річна температура та опади (в середньому).

Ґрунти: *1 – підзолисті; 2 – світло-сірі лісові; 3 – темно-сірі лісові; 4 – вилуговані чорноземи; 5 – потужні чорноземи; 6 – звичайні чорноземи; 7 – каштанові; 8 – світло-каштанові*

Показники, за якими оцінюється оптимальний гумусний стан ґрунтів, такі: кількість та запаси гумусу, збагачення його азотом (C:N), збагачення кальцієм, тип гумусу ($С_{гк}$:$С_{фк}$) (табл. 31-32).

Гумусний стан підзолистих лісових ґрунтів характеризується наявністю потужної підстилки, яка складається з трьох підгоризонтів, середнього ступеня гуміфікації органічної речовини, середньої збагаченості азотом, фульватним і гуматно-фульватним типом гумусу, великим вмістом вільних гумусових кислот та низьким – фракцій, зв'язаних із кальцієм.

Гумусний стан чорнозему типового орного характеризується високим вмістом органічної речовини та її великими запасами, дуже високим ступенем гуміфікації, фульватно-гуматним і гуматним типом гумусу, низьким вмістом вільних гумінових кислот, високим вмістом кислот, які зв'язані з кальцієм. Потужність гумусових горизонтів у чорноземах – 1-1,5 м, а на Кубані досягає 2 м і більше. Одним з основних показників гумусного стану ґрунтів є вміст органічної речовини в їх поверхневому горизонті. Цей параметр часто використовують для оцінки гумусного стану.

Таблиця 31

Класифікація ґрунтів за вмістом гумусу

За вмістом гумусу (%) усі ґрунти умовно поділяють на:	
безгумусні	< 1
дуже малогумусні	1-2
малогумусні	2-4
середньогумусні	4-6
високогумусні	6-10
дуже високогумусні (тучні)	10-15
перегнійні	15-30
торф'яні	> 30

Гумус – головний акумулятор енергії в ґрунті, що підвищує стійкість біосфери. Гумусний шар Землі, за В.А.Ковдою, називається гумусосферою. Ця енергія використовується живими організмами: бактеріями, грибами, хребетними й безхребетними тваринами.

Кількість гумусу в ґрунті визначає його родючість. Усі фактори родючості ґрунту тісно зв'язані й взаємозалежні. Від вмісту гумусу залежать: фізичні властивості, структурність, теплові та водні властивості, пористість, біологічна активність, поживний режим і поглинальна здатність ґрунтів. Заходи щодо підвищення родючості ґрунтів та врожайності сільськогосподарських культур тісно пов'язуються зі створенням стабільного бездефіцитного балансу гумусу в ґрунті.

Таблиця 32

Запаси органічної речовини у ґрунтах (за І.В.Тюріним)

Ґрунт	Вміст гумусу у поверхневому шарі ґрунту, %	Загальні запаси гумусу, т/га
Сіроземи	1-2	50
Світло-каштанові (бурі напівпустельні)	1,5-2	100
Темно-каштанові (і південні чорноземи)	3-4	200-250
Звичайні чорноземи	7-8	400-5000
Потужні чорноземи	10	800
Вилуговані чорноземи	7-8	500-600
Опідзолені чорноземи	4-6	150-300
Підзолисті північної лісової зони	3-4	80-120
Червоноземи, буроземи та ґрунти вологих субтропіків	4-6	150-300
Перегнійно-карбонатні лісових областей	4-8	200-400
Гірсько-лугові	25	300

13.5. Значення та екологічна роль органічної частини ґрунту

Органічна речовина, незважаючи на те, що в мінеральних ґрунтах вона складає незначну частину від маси ґрунту, відіграє важливу роль у процесах ґрунтоутворення та формування родючості ґрунту.

Завдяки органічній речовині ґрунт заселяється численними мікроорганізмами і ґрунтовими тваринами, з якими пов'язані складні різноманітні біохімічні процеси. Жива речовина ґрунту створює малий біологічний кругообіг речовин та енергії, який лежить в основі ґрунтоутворюючого процесу.

Гумусові речовини та проміжні продукти розкладу рослинних решток беруть активну участь уже в першому етапі ґрунтоутворення – біологічному вивітрюванні. Найбільш енергійно гірські породи та мінерали, з яких вони складаються, руйнуються під дією фульвокислот, тому що вони легкорозчинні у воді, а їх розчини володіють сильнокислою реакцією. Органічні речовини – це джерело вуглекислого газу для рослин, який вони використовують для синтезу вуглеводів і жирів. У метровому шарі повітря на площі 1 га міститься 5,6 кг CO_2, а при інтенсивному рості рослини за день засвоюють 250-300 кг CO_2 на1 га, тобто ґрунт забезпечує більшу частину вуглекислого газу, необхідного для процесу фотосинтезу, в результаті мікробіологічних процесів розкладу органічних речовин.

У гумусі містяться та зберігаються впродовж тривалого часу основні елементи живлення рослин: азот, вуглець, фосфор, сірка, калій, кальцій, магній, різні мікроелементи. У процесі його мінералізації вивільняються нітрати, фосфати, сульфати, які стають доступними для рослин. Тому зі збільшенням вмісту гумусу в ґрунті підвищується врожайність сільськогосподарських культур.

Важлива роль гумусу в стабілізації фізико-хімічних і агрохімічних властивостей ґрунту. Чим більше міститься в ґрунті гумусових речовин, тим вища його ємність поглинання. Так, у важкосуглинкових чорноземів із високим вмістом гумусу вона досягає 50-60 мг-екв/100 г ґрунту, а в піщаних дерново-підзолистих ґрунтах із невисоким вмістом гумусу – 1-2 мг-екв/100 г ґрунту.

Гумус – найважливіший фактор у створенні агрономічно цінної структури ґрунту. Якщо в ґрунті міститься багато кальцію, то більшість гумінових кислот переходить у форму нерозчинних гуматів кальцію, що беруть участь у створенні водостійкої грудкувато-зернистої структури.

Надаючи ґрунту темного забарвлення, гумусові речовини підвищують інтенсивність поглинання ґрунтом сонячної енергії. Тому збагачені гумусом ґрунти більш теплі і сприятливі для розвитку культурних рослин, і, навпаки, ґрунти, що містять мало органічної речовини, характеризуються менш сприятливим тепловим режимом (так звані холодні ґрунти).

Важлива роль гумусу у формуванні профілю ґрунту в усіх ґрунтово-кліматичних зонах. Якщо в складі гумусу переважають гумінові кислоти, то в ґрунті формується добре виражений гумусовий горизонт потужністю від 50 до 80 см із високою ємністю поглинання. При формуванні гуматно-фульватного та фульфатного типу гумусу в ґрунті створюється малопотужний гумусовий горизонт, з якого вилуговуються кальцій, магній, калій та інші основи, тому що фульвокислоти утворюють із ними легкорозчинні солі. Реакція ґрунту стає кислою.

Першорядним завданням землекористувачів є не тільки отримання високих врожаїв сільськогосподарських культур, але й збереження та накопиченні гумусу, який впливає на всі властивості ґрунту. Результативними методами поповнення запасів органічної речовини в ґрунтах є внесення органічних добрив (гній, торф, компости і т.ін.), використання сидератів, травосіяння, хімічної меліорації тощо. За умов систематичного внесення підстилкового гною ґрунти стають більш гумусованими, оскільки 1/3 –1/4 частини внесеного в ґрунт гною гуміфікується.

Травосіяння сприяє накопиченню у верхній товщі ґрунту великої кількості кореневих решток – основного джерела гумусу в ґрунтах, збільшенню чисельності та поліпшенню складу мікрофлори, оструктурюванню ґрунту, а отже, й поліпшенню його водно-повітряного режиму.

Заорювання в ґрунт сидератів поліпшує забезпеченість його елементами живлення рослин, внаслідок чого менше мінералізується гумусу. Збереженню і накопиченню гумусу в ґрунтах сприяють протиерозійні заходи.

Вапнування кислих ґрунтів і гіпсування солонців теж створюють умови для збереження і накопичення гумусу, оскільки кальцій незворотно коагулює гумінові кислоти і в такий спосіб зменшується їх рухомість у ґрунті.

Контрольні запитання та завдання

1. Перелічіть джерела органічної речовини ґрунту.
2. Які організми беруть участь в процесах перетворення органічних решток у гумус?
3. У чому суть концепції гумусоутворення?
4. У чому особливості елементного складу окремих груп гумусових речовин?
5. Дайте характеристику фульвокислот та гумінових кислот.
6. Які головні показники гумусного стану ґрунтів?
7. Як змінюється вміст гумусу в ґрунті в залежності від природної зони?
8. У чому полягає значення гумусу для ґрунту та рослин?
9. Назвіть основні заходи поліпшення гумусного стану ґрунтів.

РОЗДІЛ ЧОТИРНАДЦЯТИЙ

ҐРУНТОВІ КОЛОЇДИ. ПОГЛИНАЛЬНА ЗДАТНІСТЬ І ФІЗИКО-ХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ҐРУНТІВ

14.1. Склад і властивості ґрунтових колоїдів

Накопичення в ґрунті елементів зольного й азотного живлення рослин, реакція ґрунтового розчину тісно пов'язані з поглинальною здатністю ґрунтів. Класик вітчизняного ґрунтознавства К.К. Гедройц запропонував під поглинальною здатністю ґрунту розуміти його здатність поглинати рідини, гази, сольові розчини, а також утримувати тверді частинки й мікроорганізми. Процеси поглинання в ґрунті зумовлені переважно тонкодисперсною частиною ґрунту, особливо колоїдами.

До колоїдів відносять подрібнені речовини діаметром від 0,2 до 0,001 мкм. Речовинний склад ґрунтових колоїдів може бути органічним, мінеральним і органомінеральним.

Органічні колоїди – це гумус, до складу якого входять фульвокислоти, гумінові кислоти та їх солі типу хелатів.
Мінеральні – смектіти (монтморилоніт, нонтроніт) слюди і гідрослюди (мусковіт, біотит, іліт); вермикуліт; хлорит; каолініт; галуазит. Загальна їх хімічна формула $H_2Al_2Si_2O_8$ або $Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$. До мінеральних колоїдів належать також гідроксиди алюмінію, заліза та кремнієвої кислоти.
Органо-мінеральні колоїди утворилися внаслідок з'єднання органічних та мінеральних, наприклад гумусових кислот із глинистими мінералами через кальцій.

У ґрунтах переважають колоїди, які мають від'ємний заряд (гумус і глинисті мінерали), що дає їм можливість обмінно поглинати катіони. Обмінні реакції проходять в еквівалентних кількостях, енергія поглинання залежить від валентності та атомної маси катіона.

Ґрунтові колоїдні системи – дисперсні і гетерогенні. Це означає, що в ґрунтовому розчині, який називають дисперсійним середовищем, рівномірно розподілені тверді частинки дисперсної фази (глини, гумусу та інших колоїдів). "Дисперсний" походить від лат. *dispersus* – "розсіяний". Відомо, що розчини є *однофазними*, або *гомогенними,* і *багатофазними*, або *гетерогенними*.

Система, яка містить частинки у вигляді молекул або іонів, – однофазна, тому всі молекулярно-іонні розчини відносять до гомогенних однофазних систем, або до істинних розчинів.

Дисперсна система, у якій частинки дисперсної фази складаються з великої кількості молекул, є *гетерогенною системою*. Як приклад гетерогенних дисперсних систем можна навести завись глини у воді, емульсію масла у воді. Ґрунт – складна дисперсна гетерогенна система.

Між частинками гумусових речовин, глини і водою є *поверхня поділу*, яка володіє визначеним запасом *вільної поверхневої енергії*. Це дуже суттєва ознака ґрунтових колоїдів, якою гетерогенні системи відрізняються від гомогенних (істинних), де поверхня поділу відсутня.

Колоїдні частинки мають велику загальну й питому поверхню. Про це свідчать дані такого досліду. При зменшенні довжини ребра куба (см) послідовно у 10, 100, 1000 і більше разів збільшується кількість кубів і загальна їх поверхня. Наприклад, довжина вихідного ребра 1 см, кількість кубів – 1, загальна поверхня складає 6 см² (рис. 77). При послідовному зменшенні ребра аж у 100 млн. разів – кількість кубів буде 10^{24}, а загальна поверхня дорівнюватиме 600 000 000 см² (тобто 6 га).

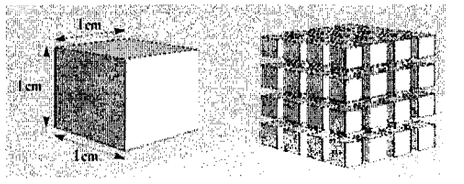


Рис. 77. Збільшення загальної та питомої поверхні куба при послідовному зменшенні ребра

Питома поверхня колоїдних частинок, яка виражається площею загальної поверхні всіх колоїдних частинок масою 1 г або об'ємом 1 см³, складає на початку експерименту 6 см²/г, а при зменшенні ребра у 100 млн. разів – 6 га.

При збільшенні дисперсності частинок у ґрунті підвищується їх хімічна активність, що пов'язано зі збільшенням поверхневої енергії.

Поверхнева енергія прискорює хімічні реакції.

14.2. Будова та фізичний стан ґрунтових колоїдів

Колоїди мають міцелярну будову. Узагальнена схема будови колоїдної міцели (так, за пропозицією Г.Вігнера, називається колоїдна частинка), якій для наочності надана кулеподібна форма (рис. 78).

Основу колоїдної міцели складає її ядро. Природа ядра визначає поведінку ґрунтових колоїдів. Ядро колоїдної міцели являє собою складну сполуку аморфної або кристалічної будови різного хімічного складу.

На поверхні ядра розміщується шар міцно утримуваних іонів із зарядом - *шар потенціалвизначаючих іонів*. Ядро міцели разом із шаром потенціалвизначаючих іонів має назву *гранули*. Між гранулою і розчином, який оточує колоїд, виникає термодинамічний потенціал. Під його впливом із розчину притягуються іони протилежного знака (компенсуючі іони). Так, навколо ядра колоїдної міцели утворюється *подвійний електричний шар*, який складається з *шару потенціалвизначаючих іонів і шару компенсуючих іонів*. Компенсуючі іони, у свою чергу, розміщуються навколо гранули двома шарами: нерухомим і рухомим.

Нерухомий шар міцно утримується електростатичними силами потенціалвизначаючих іонів. *Гранула разом із нерухомим шаром компенсуючих іонів називається колоїдною частинкою*. Між колоїдною частинкою і оточуючим розчином виникає *електрокінетичний потенціал (дзета-потенціал)*. Під його впливом знаходиться другий (дифузний) шар компенсуючих іонів, які мають здатність до еквівалентного обміну на іони того самого знака заряду з оточуючого розчину.

Колоїдна міцела електронейтральна. Головна маса її належить гранулі, тому заряд останньої розглядається як заряд усього колоїда.

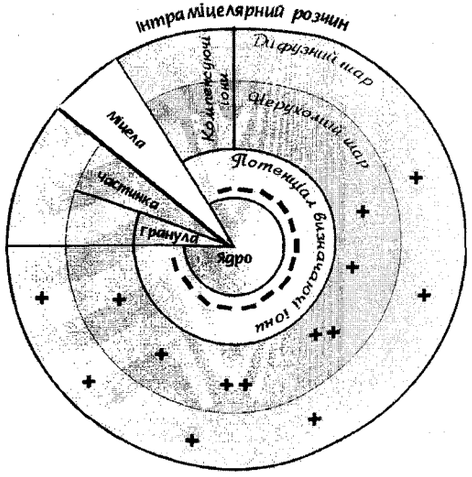


Рис. 78. Схема будови колоїдної міцели

Колоїди, які в потенціалвизначаючому шарі мають негативно заряджені іони та віддисоційовують у навколишній розчин H^+-іони, називаються ацидоїдами (кислотоподібними) (рис.79; А).

До таких колоїдів можна віднести кремнекислоту, гумінові кислоти, а також глинисті мінерали.

Колоїди, які мають у потенціалвизначаючому шарі позитивно заряджені іони та віддисоційовують у розчин іони – OH^-, називаються базоїдами (лугоподібними) (рис.79; Б).

Колоїди гідроксидів заліза, алюмінію, протеїну в залежності від реакції середовища поводять себе то як кислота (ацидоїди), то як основа (базоїди).

Колоїди з подвійною функцією називаються амфотерними, або амфолітоїдами (рис.79; В).

Так, в умовах кислої реакції середовища висока концентрація у розчині водневих іонів пригнічує дисоціацію алюмінію і H^+- іонів і робить можливим дисоціацію в розчин OH^--іонів. При лужній реакції гідроксид алюмінію поводить себе як кислота і заряд колоїда стає негативним. Із підкисленням реакції середовища посилюється базоїдна дисоціація амфотерних колоїдів, із підлуговуванням – ацидоїдна. При деякому значенні pH, яке називається ізоелектричною точкою, або *ізоелектричним pH,* колоїд посилає в оточуючий його розчин однакову кількість катіонів і аніонів, перетворюючись на електронейтральний (рис. 79; В).

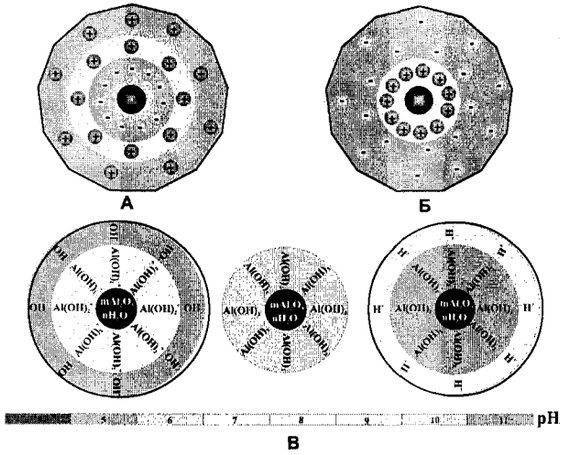


Рис. 79. Схема будови різнозаряджених колоїдних міцел:
А – ацидоїд; Б – базоїд; В – амфолітоїд

Колоїди у ґрунті знаходяться переважно у формі *гелей*, у яких колоїдні частинки зчіплюються між собою й утворюють структурну сітку, у вічках якої утримується вода. Частинки в цьому випадку не відокремлені водною фазою.

У вологому ґрунті невелика кількість колоїдів може знаходитися у стані *золю* (частинки відокремлені водною фазою). Відокремлене існування колоїдних частинок у стані золю зв'язано з наявністю електрокінетичного потенціалу – однаково заряджені колоїдні частинки відштовхуються одна від одної і не утворюють осаду; а також із наявністю *водної (гідратної) оболонки на поверхні частинок і ступеня гідратації ядер катіонів.*

Дослідженнями Х. Пальмана та Г. Йєнні виявлено, що діаметр негідратованих катіонів натрію складає 0,98 нм, а кальцію – 1,06 нм; діаметр гідратованих катіонів складає: натрію (за Пальманом) – 5,6 нм, кальцію – 9,6 нм; на один моль катіону. Натрій може утримувати – 9-11, кальцій – 19-20 молей води. Від *ступеня дисперсності частинок залежить величина загальної поверхні, питома поверхня та енергія колоїдної системи.*

При зниженні електрокінетичного потенціалу і зменшенні заряду частинок різнойменно заряджені колоїди, які стикаються один з одним при хаотичному русі, склеюються, збільшуються в розмірах і випадають в осад.

Процес з'єднання колоїдних частинок і утворення осаду (тобто перехід зі стану золю в стан гелю) називається коагуляцією, подальше осадження – седиментацією. Перехід колоїда зі стану гелю в стан золю називається пептизацією.

Колоїди, які можуть переходити із золю в гель і навпаки, називаються *оберненими.* У ґрунті знаходиться багато колоїдів, які важко переходять до стану золю, вони складають групу *необернених* колоїдів.

Взаємодії і з'єднанню колоїдних частинок заважають водні плівки, які утримуються на поверхні частинок і якими покриті катіони. За кількістю води, що утримується колоїдами, вони поділяються на гідрофільні та гідрофобні. Гідрофільні колоїди дуже гідратовані і важче коагулюють. До них належать деякі органічні речовини, які зустрічаються у ґрунтах, мінерали монтморилонітової групи. Гідрофобні колоїди містять невелику кількість води. Це гідроксид заліза, мінерали каолінітової групи (табл. 33).

Таблиця 33

Основні ґрунтові колоїди та їх характеристики
(за В.А.Ковдою та Б.Г. Розановим)

Мінерали, хімічні сполуки	Ємність поглинання, мг-екв/100г ґрунту	Гідрофільність	Знак заряду колоїда	Схематична формула міцели	Фізичний стан у ґрунті
Глинисті мінерали групи каолініту	3 - 20	Гідрофобні	Ацидоїд		Гелі
Глинисті мінерали групи монтморилоніту	80 - 120	Гідрофільні	Ацидоїд		Легкозворотні гелі
Гумусові кислоти та їх солі	200 - 300	Гідрофільні	Ацидоїд	$nR_{гум}$ (COOH)..COO^- H^+ / (OH)...O	Легкозворотні гелі, плівки на більш крупних фракціях
Гідроксид алюмінію	2 - 3	Гідрофобні	Ацидоїд при pH>8,1 Базоїд при pH<8,1	$[(Al_2O_3 \cdot nH_2O)\ldots Al(OH)_2O^-]H^+$ $[Al_2O_3 \cdot nH_2O)\ldots Al(OH)_2^+]OH^-$	Важкозворотні гелі, плівки на більш крупних фракціях
Гідроксид заліза	2 - 3	Гідрофобні	Ацидоїд при pH>7,1 Базоїд при pH<7,1	$[Fe_2O_3 \cdot nH_2O)\ldots Fe(OH)_2O^-]H^+$ $[Fe_2O_3 \cdot nH_2O)\ldots Fe(OH)_2^+]OH^-$	
Білкові речовини	Немає даних	Гідрофільні	Ацидоїд при pH>7,0 Базоїд при pH<7,0	$[(Rбіл - COOH \cdot NH_3)\ldots COO^-]H^+$ $[(Rбіл - OOH \cdot NH_2)..NH_2H^+]OH^-$	Гелі
Гідроксид кремнію	0	Гідрофільні-	Ацидоїд	$[SiO_2 \cdot nH_2O)..SiO_2^{2-}]2H^+$	В лужному середовищі золі

Поділ колоїдів на гідрофільні та гідрофобні дещо умовний, тому що при подрібненні твердих частинок (колоїдних) ступінь гідратації їх збільшується.

Фізичний стан колоїдів залежить також від складу поглинутих катіонів. Чим вища валентність поглинутих іонів і більший їхній заряд, тим меншою буде дисоціація їхніх колоїдних частинок, меншим електрокінетичний потенціал, тим швидше відбуватиметься коагуляція.

К.К.Гедройц розмістив усі катіони за їх коагулюючою здатністю в ряд, який він назвав *ліотропним*:

$$Li^+ < Na^+ < NH_4^+ < K^+ < Mg^{2+} < H^+ < Ca^{2+} < Ba^{2+} < Al^{3+} < Fe^{3+}.$$

Колоїди, насичені одновалентними катіонами, знаходяться, як правило, у стані золю, при заміні одновалентних катіонів дво- і тривалентними вони переходять у стан гелю. Насичення ґрунтового поглинального комплексу натрієм викликає пептизацію колоїдів, розпилення ґрунту, збільшує заряд ґрунтових катіонів і їх гідратацію. Заміщення натрію кальцієм сприяє коагуляції колоїдів й утворенню водостійкої структури.

14.3. Агрономічне значення ґрунтових колоїдів

Кількість і склад ґрунтових колоїдів, а також їх фізичний стан визначають важливі агрофізичні та фізико-хімічні властивості ґрунту.

Колоїди впливають на гранулометричний склад ґрунту: чим більше колоїдів, тим важчий ґрунт за гранскладом, а відповідно, й більш щільний, в'язкий, волого- та теплоємкий. Однак на агрофізичні властивості ґрунту вирішальний вплив має стан ґрунтових колоїдів. Колоїди знаходяться в ґрунті у вільному стані і у вигляді плівок навколо більш крупних частинок. При коагуляції вони склеюються між собою і, як цемент, склеюють крупніші частинки в агрегати, оструктурюючи ґрунт. Якщо колоїди необернені – то структура водостійка. Така коагуляція й утворення водостійкої ґрунтової структури проходить під дією катіонів кальцію і заліза, що входять до дифузного шару колоїдних міцел.

При входженні до дифузного шару колоїдних міцел катіонів натрію та, меншою мірою, калію відбувається перехід колоїдів у стан золю, структура руйнується, ґрунт стає липким та в'язким, у вологому стані – сильно набухає, а при висушуванні – стає дуже щільним, сильно осідає, утворюються великі брили.

Знаючи ці закономірності, людина, вносячи в ґрунт кальцієвмісні сполуки (у випадку кислої чи лужної реакції середовища), насичує колоїди катіоном кальцію, регулюючи тим, крім кислотно-основного стану, й агрофізичні властивості ґрунту. Колоїди великою мірою визначають поглинальну здатність, фізико-хімічні властивості та буферність ґрунту.

14.4. Поглинальна здатність ґрунту та її види

Склад і кількісне співвідношення органічних, мінеральних та органо-мінеральних колоїдів у ґрунтах різні і залежать від характеру ґрунтоутворюючих порід і типу ґрунтоутворення. Сукупність усіх речовин, що знаходяться в колоїдному стані в даному ґрунті, називається, за О.Н.Соколовським, ґрунтовим колоїдним комплексом (ГКК). Це різноманітні глинисті мінерали, гумусові та білкові речовини, гідроксиди кремнію, заліза та алюмінію. На ґрунтові колоїди припадає основна частка поглинальної здатності ґрунту, однак помітна роль у поглинанні належить і передколоїдній фракції (частинки від 0,2 до 1 мкм).

Сукупність високодисперсних мінеральних, органічних і органо-мінеральних частинок твердої фази ґрунту, здатних поглинати, утримувати і обмінювати молекули, іони, різні речовини та сполуки називається, за К.К.Гедройцем, ґрунтово-поглинальним комплексом (ГПК).

Поглинальною здатністю ґрунтів називається їхня властивість обмінно чи необмінно поглинати різні тверді, рідкі і газоподібні речовини або збільшувати їх концентрацію на поверхні колоїдних частинок, які знаходяться у ґрунті.

К.К.Гедройц виділив п'ять її видів: механічну, хімічну, біологічну, фізичну та фізико-хімічну, або обмінну.

Механічна поглинальна здатність – це властивість ґрунтів поглинати тверді частинки, що надходять із водним або повітряним потоком, розміри яких перевищують розміри ґрунтових пор.

Вода при цьому очищається від зависей, що дозволяє використовувати ґрунт для очищення питних і стічних вод. При будівництві зрошувальних систем властивість ґрунтів поглинати тверді частинки використовується для замулювання дна і стінок каналів з метою зменшення фільтрації (кольматування каналів, водосховищ тощо).

Хімічна поглинальна здатність зумовлена утворенням внаслідок проходження хімічних реакцій у ґрунті важкорозчинних сполук, які випадають із розчину в осад.

Катіони й аніони, які надійшли до ґрунту з атмосферними, поливними і ґрунтовими водами, добривами, утворюють із солями ґрунтового розчину нерозчинні або важкорозчинні сполуки:

$$[ГПК^{2-}]Ca^{2+} + Na_2SO_4 \rightarrow [ГПК^{2-}]\,2Na^{+} + CaSO_4;$$
$$[ГПК^{2-}]Ca^{2+} + 2NaHCO_3 \rightarrow [ГПК^{2-}]2Na^{+} + Ca(HCO_3)_2;$$
$$Ca(HCO_3)_2 + H_2O \rightarrow CaCO_3 + CO_2;$$
$$Al(OH)_3 + H_3PO_4 \rightarrow AlPO_4 + 3H_2O;$$
$$Na_2CO_3 + CaSO_4 \rightarrow CaCO_3 + Na_2SO_4.$$

Біологічне поглинання спричиняється здатністю живих організмів (корені рослин, мікроорганізми), які живуть у ґрунті, поглинати різні елементи. Живі організми володіють вибірковою здатністю до елементів живлення.

Фізична поглинальна властивість - властивість ґрунту збільшувати концентрацію молекул різних речовин на поверхні тонкодисперсних частинок.

Поверхнева енергія таких частинок виникає на границі дотику дисперсної фази з дисперсійним середовищем і вимірюється добутком поверхневого натягу на сумарну поверхню частинок дисперсної фази, яка прагне до найменшого скорочення.

Це реалізується шляхом: а) скорочення поверхні збільшених частинок, або б) зменшення поверхневого натягу внаслідок адсорбції на поверхні частинок деяких речовин. Речовини, які знижують поверхневий натяг, називаються поверхнево-активними (органічні кислоти, алкалоїди, велика кількість високомолекулярних сполук). Вони притягуються до поверхні тонкодисперсних частинок, тобто проявляють додатну адсорбцію. Багато мінеральних солей, кислот, лугів підвищують поверхневий натяг води, зумовлюючи від'ємну адсорбцію, при якій концентрація цих речовин зменшується з наближенням до поверхні частинки.

Фізико-хімічна, або обмінна поглинальна властивість, – властивість ґрунту поглинати й обмінювати іони, що знаходяться на поверхні колоїдних частинок, на еквівалентну кількість іонів розчину, взаємодіючого з твердою фазою ґрунту.

Ця властивість ґрунту зумовлена наявністю у його складі так званого ґрунтового поглинального комплексу (ГПК), зв'язаного з ґрунтовими колоїдами.

Головним механізмом фізико-хімічної, або обмінної, поглинальної здатності ґрунтів є процеси сорбції. Обмінна сорбція катіонів – це здатність катіонів дифузного шару колоїдних міцел обмінюватися на еквівалентну кількість катіонів зіткненого з ним ґрунтового розчину. Обмінними катіонами у ґрунті звичайно є: Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^{+}, Na^{+}, NH_4^{+}, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, H^{+}, Al^{3+}. У незначних кількостях присутні катіони Li^{+}, Sr^{2+} та інші.

Головні закономірності сорбції катіонів:

1) *еквівалентність обміну між поглинутими катіонами та катіонами взаємодіючого розчину.* Термодинамічна константа повністю зворотного (рівноважного) обміну двох однаково заряджених катіонів А і В має дорівнювати 1,

КА/В = аАпогл. · аВрозч./аАрозч. · аВпогл. = 1

де аА і аВ - активності катіонів у ввібраному стані і в рівноважному оточуючому розчині.

2) *у ряду різновалентних іонів енергія поглинання збільшується з підвищенням валентності іона:*

$Li^{+} < Na^{+} < K^{+} < NH_4^{+} < Cr^{+} << Mg^{2+} < Ca^{2+} << Al^{3+} < Fe^{3+}$.

Під енергією поглинання розуміють відносну кількість поглинутих катіонів ґрунтами при одній і тій самій концентрації в розчині.

3) *енергія поглинання визначається радіусом негідратованого іона:* чим менший радіус, тим слабше зв'язується іон. Це пояснюється більшою щільністю заряду, а, отже, й більшою гідратованістю іона. Гідратні оболонки зменшують їх чутливість до електростатичного тяжіння (табл. 34).

4) *усередині рядів іонів однієї валентності енергія поглинання збільшується з підвищенням атомної маси та атомного номера:*

одновалентні $^{7}Li < ^{23}Na < ^{18}(NH)_4 < ^{39}K < ^{89}Pb$;

двовалентні $^{27}Mg < ^{40}Ca < ^{59}Co < ^{112}Cd$;

тривалентні $^{27}Al < ^{56}Fe$.

Іон H^{+} або H_3O^{+} (оксоній) сорбується щільно, що зумовлено його малими розмірами. Швидкість обміну катіонів у ґрунтах визначається всередині дифузними процесами – 75-85 % поглинутих катіонів десорбується у перші 3-5 хвилин взаємодії, потім обмін сповільнюється і продовжується 2-3 доби. Це зв'язано з нерівністю поверхні колоїдних частинок.

Таблиця 34

Діаметр катіонів без гідратних оболонок і в гідратному стані

Катіони	Діаметр, Нм			Гідратація у молях води на 1 моль катіона
	негідратований (Гольдшмідт)	гідратований		
		Х.Пальман	Г.Ієнні	
Li^+	0,078	0,73	1,003	11-13
Na^+	0,098	0,56	0,790	9-11
K^+	0,133	0,38	0,532	5-6
NH_4^+	0,143	-	0,537	2-3
Mg^{2+}	0,078	1,08	-	20-23
Ca^{2+}	0,106	0,98	-	19-20
Ba^{2+}	0,143	0,88	-	18-20
Al^{3+}	0,058	-	-	-
H_3O (оксоній)	-	0,135	-	-

14.5. Ємність поглинання та склад обмінно-поглинутих катіонів різних ґрунтів

Загальна кількість усіх поглинутих (обмінних) катіонів, які можуть бути витіснені з ґрунту, називається ємністю поглинання, або ємністю катіонного обміну.

Останнє поняття було введено К.К.Гедройцем. Виражається ємність катіонного обміну в міліграм-еквівалентах на 100 г ґрунту (мг-екв/100 г ґрунту). Залежить від вмісту в ґрунті колоїдної та передколоїдної фракцій, будови їх поверхні, природи ґрунтового поглинального комплексу, реакції середовища: а) при збільшенні ступеня дисперсності частинок ємність поглинання підвищується; б) органічна частина володіє значно більшою ємністю поглинання, ніж мінеральна; в) монтморилонітова група глин має більш високу ємність поглинання, ніж інші; г) з підвищенням pH збільшується ємність поглинання (ЄКО).

Під ємністю катіонного обміну розуміють суто фізико-хімічне (обмінне) еквівалентне поглинання катіонів. Ємність катіонного обміну визначають у ґрунтах за кількістю поглинутого іона Ba^{2+} (нейтральний катіон, якого дуже мало в ґрунтах) при pH 6,5. Залежно від типу ґрунту ємність катіонного обміну може змінюватися в межах від 2-3 до 70 мг-екв/100 г ґрунту (табл. 35).

Таблиця 35

Величина ємності катіонного обміну в ґрунтах різного генезису (І.С. Кауричев, 1989)

Ґрунт	ЄКО, мг-екв/100 г ґрунту
Дерново-підзолистий піщаний	3-6
Дерново-підзолистий середньосуглинковий	10-20
Дерново-підзолистий глинистий	15-25
Сірий лісовий середньо-суглинковий	15-30
Чорнозем типовий важкосуглинковий	30-70
Чорнозем південний суглинковий	20-50
Світло-каштановий суглинковий	20-40
Сірозем типовий суглинковий	8-20
Червонозем суглинковий	13-25

Склад обмінно-поглинутих катіонів залежить від факторів і типу ґрунтоутворення, характеру сільськогосподарського використання ґрунту, рівня його окультуреності і т.п. До поглинального комплексу всіх ґрунтів обов'язково входять кальцій і магній. У солонцюватих ґрунтах багато обмінного натрію, в ґрунтах підзолистого та латеритного типів ґрунтоутворення багато іонів водню й алюмінію. В ґрунтах чорноземного типу ґрунтоутворення переважають кальцій і магній. У ґрунті, як правило, є й інші катіони, необхідні для живлення рослин, однак вміст їх невисокий.

Суму обмінно-поглинутих катіонів кальцію, магнію, калію і натрію називають сумою обмінних основ. ЄКО – це сума обмінних основ і сума обмінно-поглинутих іонів водню (H^+) та алюмінію (Al^{3+}).

Ступінь насиченості основами можна визначити розрахунково. Так, ступінь насиченості ґрунту основами являє собою виражену в процентах кількість обмінних основ по відношенню до загальної суми обмінних катіонів (включаючи водень і алюміній), що входять до складу ГПК. Якщо в ґрунті не міститься обмінно-поглинутих катіонів водню й алюмінію або їх дуже мало, його називають насиченим основами, а якщо їх більше 20% від ЄКО, – ненасиченим.

$$V = \frac{S}{T} \cdot 100$$

V - ступінь насиченості основами, %;
S - сума обмінних основ, мг-екв/100 г ґрунту;
T - ємність поглинання, мг-екв/100 г ґрунту.

Зі складом обмінно-поглинутих катіонів пов'язані генстичні та агрономічні властивості ґрунтів. Найбільш цінний катіон кальцію, який сприяє коагуляції ґрунтових колоїдів, закріпленню гумусових речовин, створенню агрономічно-цінної структури ґрунтів, а отже, поліпшує агрофізичні властивості. Кальцій сприяє створенню фізіологічно зрівноваженого ґрунтового розчину, поліпшує умови життєдіяльності корисних ґрунтових мікроорганізмів, блокує надходження в рослини важких металів, радіоактивних і фітотоксичних елементів, усереднює реакцію середовища. Саме тому чорноземи, що містять у ГПК понад 90% кальцію, – найбільш гумусовані та родючі ґрунти.

Катіони водню й алюмінію зумовлюють кислу реакцію ґрунтового розчину та кислотний гідроліз мінералів, у результаті чого погіршуються агрофізичні властивості й акумуляція гумусу. В значних кількостях обмінно-поглинуті водень і алюміній містяться в кислих підзолистих, дерново-підзолистих, бурувато-підзолистих ґрунтах, а також у червоноземах і жовтоземах. Тому однією з головних умов підвищення їх родючості є заміна обмінно-поглинутих катіонів водню й алюмінію кальцієм.

Вміст у ГПК натрію (більше 3-5% від ЄКО) призводить до підлуговування ґрунтового розчину й осолонцювання ґрунту. Наслідком цього процесу є пептизація ґрунтових колоїдів, руйнування структури, утворення кірки, формування злитого солонцьового горизонту. Аналогічні процеси проходять при підвищеному вмісті

в ГПК обмінного магнію, особливо в поєднанні з натрієм. Це характерно для солонців і солонцюватих ґрунтів зони сухих степів і пустель. Для підвищення родючості цих ґрунтів теж необхідно замінювати обмінно-поглинуті катіони натрію на катіони кальцію.

О.Н. Соколовський, враховуючи винятково сприятливу дію катіонів кальцію, якого він називав "сторожем" ґрунтової родючості, на ґрунт, а також те, що серед насичених основами ґрунтів теж є низькородючі ґрунти солонцьового типу ґрунтоутворення, запропонував поділяти ґрунти на насичені і ненасичені кальцієм. Ступінь насиченості ґрунтів кальцієм розраховують аналогічно ступеню насиченості основами. Це дозволяє чітко розділити ґрунти на такі, що потребують і не потребують хімічної меліорації.

14.6. Кислотність і лужність ґрунтів

Реакція ґрунту зумовлена наявністю і співвідношенням у ґрунтовому розчині водневих (H^+) і гідроксильних (OH^-) іонів. Її можна виразити через pH - показник, який є від'ємним логарифмом активності іонів водню у розчині.

Ґрунти можуть мати *кислу* (pH < 7), *нейтральну* (pH = 7) або *лужну* (pH>7) реакцію.

Реакція ґрунту залежить від сукупної дії ряду факторів: хімічного і мінералогічного складу мінеральної частини ґрунту, наявності вільних солей, вмісту і якості органічної речовини, складу ґрунтового повітря, вологості, життєдіяльності мікроорганізмів. Найважливішим регулятором реакції ґрунту є солі, які знаходяться в ньому. Солі бувають нейтральними, кислими і лужними.

Під кислотністю ґрунту розуміють його властивість підкисляти ґрунтовий розчин наявними в ґрунті кислотами та обмінно-поглинутими катіонами водню й алюмінію, здатними при заміщенні в ГПК утворювати гідролітично-кислі солі.

Залежно від реакції ґрунтового розчину розрізняють певні рівні кислотності та лужності (табл. 36).

Виділяють актуальну (активну) і потенційну кислотність ґрунту в залежності від того, при якій взаємодії вона проявляється і вимірюється.

Актуальна кислотність ґрунту зумовлена наявністю іонів водню (протонів) у ґрунтовому розчині.

Їх активність залежить від властивостей (іонної сили) розчину, які впливають на коефіцієнт активності іона. Ступінь актуальної кислотності ґрунту вимірюється при взаємодії ґрунту з дистильованою водою (водний pH, pH(H_2O)), при розведенні 1:2,5 або в пасті. Деколи pH ґрунту визначається за допомогою електрода безпосередньо у ґрунті за природних умов. Кількість актуальної кислотності визначають шляхом титрування водної витяжки з ґрунту розчином лугу.

Таблиця 36

Рівні кислотності та лужності ґрунтів (І.С. Кауричев, 1989)

*pH**	*Рівні кислотності або лужності*	*Ґрунти*
менше 4,5	сильнокисла	болотні, болотно-підзолисті, підзолисті, червоноземи, буроземи
4,6 – 5	кисла	підзолисті, дерново-підзолисті, червоноземи, буроземи, буроземно-підзолисті
5,1-5,5	слабкокисла	ті ж самі
5,6-6,0	близька до нейтральної	сірі лісові, окультурені дерново-підзолисті і червоноземи
6,1-7,1	нейтральна	сірі лісові, чорноземи
7,2-7,5	слабколужна	чорноземи південні, каштанові, сіроземи
7,6-8,5	лужна	солонці, солончаки
більше 8,5	сильнолужна	содові солонці, солончаки

** Для кислих ґрунтів – витяжка 1н розчину KCl, для лужних – водна.*

Потенційна кислотність – здатність ґрунту при взаємодії з розчинами солей проявляти себе як слабка кислота.

Визначається вона властивостями твердої фази ґрунту, яка зумовлює появу додаткових протонів у розчині при взаємодії з добривами або хімікатами. Гідратовані іони при цьому можна розглядати як кислоти. Найбільш стійкі кислотні властивості у воді проявляють дво- й, особливо, тривалентні катіони металів.

У залежності від характеру взаємодії ґрунту з розчинами розрізняють дві форми потенційної кислотності: обмінну та гідролітичну.

Обмінна кислотність виявляється при взаємодії з ґрунтом розчинів нейтральних солей.

Використовують звичайно 1н розчин KCl (pH біля 6.0). Кислотність органічних колоїдів:

$$[ГПК^{2-}]Ca^{2+} + R(COOH)_2 \rightarrow [ГПК^{2-}]2H^+ + R[COO^-]_2Ca;$$
$$[ГПК^{2-}]Ca^{2+} + H_2CO_3 \rightarrow [ГПК^{2-}]2H^+ + CaCO_3.$$

Кислотність мінеральних колоїдів зв'язана з наявністю у ГПК обмінних іонів водню, алюмінію та заліза. Джерелом обмінних алюмінію та заліза є іони кристалічної решітки глинистих мінералів і гідроксидів. Кислотність мінеральних колоїдів:

$$[ГПК^-]H^+ + KCl \rightarrow [ГПК^-]K^+ + HCl;$$
$$[ГПК^{3-}]Al^{3+} + 3KCl \rightarrow [ГПК^{3-}]3K^+ + AlCl_3;$$
$$AlCl_3 + 3H_2O \rightarrow Al(OH)_3 + 3HCl.$$

Водень і алюміній підкислюють сольову витяжку, утворюючи кислоту (HCl). Кислота відтитровується лугом (кількість кислотності) або визначається за величиною pH розчину – pH сольовий, pH_{KCl}, $pH_{(KCl)}$. Кількість кислотності виражається в мг-екв/100 г ґрунту. При pH ґрунту менше 4 кислотність зумовлена, в основному, обмінним воднем; при pH від 4,0 до 5,5 – обмінним алюмінієм.

У кислих ґрунтах (підзолисті, сірі лісові) сольовий pH завжди менший, ніж водний pH, оскільки в цих ґрунтах є обмінний водень і (або) алюміній.

Гідролітична кислотність виявляється при взаємодії ґрунту з розчинами гідролітично лужних солей сильного лугу і слабкої кислоти.

Звичайно використовують 1 н розчин CH_3COONa, pH якого 8.2.

$[ГПК^-]H^+ + CH_3COONa \rightarrow [ГПК^-]Na^+ + CH_3COOH$.

Кількість оцтової кислоти, яка утворилася, визначають титруванням. Вона і характеризує гідролітичну кислотність ґрунту, яка завжди більша, ніж обмінна. Виражається в мг-екв на 100 г ґрунту.

Величина гідролітичної кислотності враховується при розрахунках доз вапна для вапнування кислих ґрунтів, а також при розрахунках ступеня насиченості ґрунту основами, необхідних для визначення потреби ґрунту у вапнуванні.

Наявність потенційної кислотності характерна для ґрунтів, збіднених лужноземельними металами (Ca^{2+}, Mg^{2+}). Чим сильніше ґрунт збіднений основами, тим значніше виявляє він кислотні властивості.

Велике значення в утворенні визначеної реакції у ґрунті має характер ґрунтоутворюючої породи. Підзолисті ґрунти, бідні основами, сформувалися на вилугуваних безкарбонатних породах. Ґрунтотворний процес може вплинути на втрати основ і підкислення (підзолистий процес) або на збагачення ґрунту основами (дерновий процес). На формування кислих ґрунтів мають вплив кліматичні умови, які зумовлюють промивний характер водного режиму. Тип рослинності (хвойні ліси, трав'яна рослинність, листяні ліси) також впливає на формування ґрунтів із різною реакцією середовища.

Сільськогосподарська діяльність людини – виніс елементів живлення з урожаєм, довготривалий обробіток, внесення мінеральних добрив, хімічна меліорація ґрунтів – теж викликають зміну реакції ґрунтів.

Лужна реакція ґрунтових розчинів і водних витяжок може бути спричинена різними за складом сполуками:

1) карбонатами та гідрокарбонатами лужних і лужноземельних елементів, силікатами, алюмінатами, гуматами натрію (Na_2CO_3, K_2CO_3, $CaCO_3$, $MgCO_3$,-COONa)

$Al(H_2O)_2(OH)^-_4 + H_2O \rightarrow Al(H_2O)_3(OH)^-_3 + OH^-$.

2) згідно з теорією кислот і основ Бренстеда-Лоурі, лужна реакція може бути зумовлена аніонами слабких кислот, які переходять із твердої фази ґрунтів у ґрунтові розчини, внаслідок чого водні витяжки можуть виявляти основні властивості.

Визначальним моментом у створенні лужної реакції є присутність у ґрунті гідролітично лужних солей слабких кислот і сильних основ: карбонатів натрію і

калію, гідрокарбонатів натрію і калію, карбонатів кальцію і магнію, гідрокарбонатів кальцію і магнію. Так само себе ведуть гумати і фульвати лужних металів.

Розрізняють актуальну (активну) та потенційну лужності ґрунту.

Актуальна лужність зумовлена наявністю у ґрунтовому розчині гідролітично лужних солей, при дисоціації яких утворюється гідроксильний іон (OH^-).

При характеристиці актуальної лужності природних вод і ґрунтових розчинів розрізняють загальну лужність, лужність від нормальних карбонатів і лужність від гідрокарбонатів. Ці види лужності розрізняють за граничними значеннями pH. Лужність ґрунту визначається шляхом титрування водної витяжки або ґрунтового розчину кислотою у присутності різних індикаторів і виражається в міліграм-еквівалентах на 100 г ґрунту.

Загальна лужність визначається титруванням за індикатором метилоранжем.

Лужність від нормальних карбонатів є результатом обмінних реакцій ґрунтів, які містять натрій. Вона проявляється також у результаті життєдіяльності сульфатредукуючих бактерій, які відновлюють в анаеробних умовах і в присутності органічної речовини солі натрію з утворенням соди. Визначається вона титруванням у присутності фенолфталеїну.

Потенційна лужність проявляється у ґрунтах, що містять обмінно-поглинутий натрій.

При взаємодії ґрунту з вуглекислотою поглинутий натрій у ГПК заміщується воднем і з'являється сода, яка підлуговує розчин:

$[ГПК^{2-}]2Na^+ + H_2CO_3 \rightarrow [ГПК^{2-}]2H^+ + Na_2CO_3$.

Сильнолужна реакція несприятлива для більшості рослин. Висока лужність зумовлює низьку родючість багатьох ґрунтів, несприятливі фізичні і хімічні їх властивості. При pH біля 9-10 ґрунти відзначаються великою в'язкістю, липкістю, водонепроникністю у вологому стані та значною твердістю, зцементованістю і безструктурністю в сухому.

14.7. Буферність ґрунтів

Кислотно-основною буферністю називається здатність ґрунту протистояти зміні його актуальної реакції під дією різних факторів.

Розрізняють буферність ґрунтів проти кислотних і буферність проти лужних агентів. Буферні властивості зв'язані з поглинанням і витісненням іонів, з процесами переходу сполук у молекулярні чи іонні форми, з нейтралізацією і випаданням в осад сполук, які утворилися у ґрунті. Буферність у ґрунті визначається, насамперед, властивостями ґрунтових колоїдів. Кислота і луг, які з'являються в ґрунтовому розчині, вступають у взаємодію з ґрунтовими колоїдами, що послаблює зсув реакції.

При взаємодії ґрунту з кислотою йде реакція обміну між обмінними катіонами і водневим іоном кислоти, внаслідок чого водневий іон буде зв'язаний із твердою фазою ґрунту, а у розчині з'являться катіони:

$$[ГПК^{2-}]Ca^{2+} + 2HCl \rightarrow [ГПК^{2-}]2H^{+} + CaCl_2.$$

Якщо у ґрунті з'являється луг, водень або алюміній поглинального комплексу обмінюються з катіонами лугу, який нейтралізується:

$$[ГПК^{2-}]2H^{+} + Ca(OH)_2 \rightarrow [ГПК^{2-}]Ca^{2+} + 2H_2O.$$

Буферність ґрунту залежить від:
1) кількості ґрунтових колоїдів;
2) складу ґрунтових колоїдів;
3) складу обмінних катіонів.

Буферність ґрунтів і ґрунтових розчинів визначається шляхом їх титрування:
1) по відношенню до кислот – розчинами кислот;
2) по відношенню до лугів – розчинами лугів;
3) по відношенню до соди – розчинами соди.

При додаванні невеликих порцій реактиву (кислоти чи лугу) вимірюють pH ґрунтового розчину і будують криву титрування, яка описує буферну здатність ґрунтів (рис. 80).

Для ґрунтів високої буферності крива зміни pH при титруванні відрізняється поступовістю змін, тоді як для ґрунтів малої буферності вона характеризується різкістю переходів.

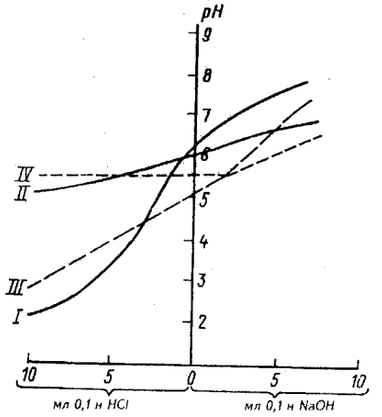


Рис. 80. Криві буферності ґрунтів (А.Є. Возбуцька, 1968):
I – дерново-підзолистий супіщаний ґрунт; II – опідзолений чорнозем; III – дерново-сильнопідзолистий ґрунт; IV – вилугований чорнозем

Завдяки буферності ґрунту блокується негативний вплив на рослини високих концентрацій ґрунтового розчину, які можуть локально створюватися в ґрунті при внесенні мінеральних добрив. Величина буферності ґрунтів залежить від вмісту ґрунтових колоїдів (чим більше колоїдів, тим вища буферність), їх якості (чим більше гумусових речовин, монтморилоніту, мінеральних колоїдів із широким відношенням $SiO_2 : R_2O_3$, тим буферність вища), складу обмінно-поглинутих катіонів (наявність у ГПК катіонів кальцію, магнію, калію і натрію) перешкоджає підкисненню ґрунтів, а катіонів водню й алюмінію – підлуговуванню. В цілому чим вищою ємністю катіонного обміну володіє ґрунт, тим об'ємніша його буферність. Найменша буферність властива піщаним ґрунтам і піскам.

14.8. Принципи хімічної меліорації ґрунтів

Кислі та лужні ґрунти з поганими агрономічними властивостями потребують хімічної меліорації. Для їх поліпшення необхідно замінити обмінно-поглинуті катіони H^+ і Al^{3+} (кислі ґрунти) та Na^+ (солонці та солонцюваті ґрунти) на катіони кальцію, які зменшать кислотність кислих та лужність лужних ґрунтів. При цьому закріплятимуться в ґрунті гумусові речовини та інші колоїди, формуватиметься агрономічно-цінна водостійка структура й поліпшуватимуться агрофізичні властивості ґрунтів, підвищиться їх біологічна активність та оптимізується поживний режим ґрунту.

Основним методом підвищення продуктивності кислих ґрунтів, зниження їх кислотності є вапнування.

Теоретична основа вапнування – вчення К.К.Гедройця про ґрунтовий поглинальний комплекс. Виходячи з цього, при внесенні вапна ($CaCO_3$) проходить взаємодія його з кислим ґрунтом за такою схемою: $CaCO_3$ при наявності надлишку вуглекислоти переходить у розчинний $Ca(HCO_3)_2$, а катіони Ca^{2+} витісняють із ГПК катіони H^+.

$$[ГПК^{2-}]2H^{+} + Ca(HCO_3)_2 \rightarrow [ГПК^{2-}]Ca^{2+} + 2H_2O + 2CO_2.$$

Ґрунти з високим ступенем насиченості кальцієм не потребують вапнування. Звичайно доза вапна розраховується за величиною гідролітичної кислотності орного шару ґрунту.

При щільності ґрунту 1,3г/см³ його маса у 20-сантиметровому орному шарі на 1 га складає 2600 т. При цьому кожний 1 мг-екв гідролітичної кислотності на 100 г ґрунту потребує для нейтралізації 1,3 т $CaCO_3$ на 1 га. Але іноді використовується не повна доза вапна, розрахована за гідролітичною кислотністю, а лише якась його частина (0,75; 0,5; 0,25 норми). Дозу вапна можна розрахувати також за величиною pH_{KCl} і гранулометричним складом ґрунту (табл. 37).

Таблиця 37

Дози вапна залежно від pH_{KCl} і гранулометричного складу ґрунту, т/га (В.Д.Панніков, В.Г.Мінєєв)

Гранулометричний склад	*pH_{KCl}*					
	4,5 і нижче	*4,6*	*4,8*	*5,0*	*5,2*	*5,4-5,5*
Піщаний	2,5	2,1	1,6	1,3	1,0	0,7-0,5
Супіщаний	3,5	3,0	2,5	2,0	1,5	1,2-1,0
Легкосуглинковий	4,5	4,0	3,5	3,0	2,5	2,0
Середньосуглинковий	5,5	5,0	4,5	4,0	3,5	3,0
Важкосуглинковий	7,0	6,5	6,0	5,5	5,5	4,5
Глинистий	8,0	7,5	7,0	6,5	6,0	5,5

Для хімічної меліорації лужних ґрунтів необхідно замінити обмінний натрій на кальцій і нейтралізувати вільну соду:

$$[ГПК^{2-}]2Na^{+} + CaSO_4 = [ГПК^{2-}]Ca^{2+} + Na_2SO_4;$$
$$Na_2CO_3 + CaSO_4 = CaCO_3 + Na_2SO_4;$$
$$Na_2CO_3 + H_2SO_4 = Na_2SO_4 + H_2O + CO_2.$$

Хімічна меліорація лужних ґрунтів відбувається шляхом внесення гіпсу, нітратів кальцію або матеріалів, які містять гіпс, сірчану кислоту, сульфат заліза, піритові огарки або сірку. Сірка, окиснюючись до сірчаної кислоти, взаємодіє з карбонатом кальцію ґрунтів, утворюючи сірчанокислий кальцій, який діє на соду і поглинутий натрій. Меліорація злісних содових солончаків проводиться методом кислотування сірчаною кислотою з подальшими промиваннями при штучному дренажі.

Контрольні запитання та завдання

1. Що таке колоїд?
2. Які речовини знаходяться в ґрунті в колоїдному стані?
3. Опишіть будову колоїдної міцели.
4. Що таке ацидоїд, базоїд, амфолітоїд?
5. Що таке коагуляція та пептизація колоїдів, золь і гель?
6. Який вплив коагуляції та пептизації на агрофізичні властивості ґрунтів?
7. В чому полягає агрономічне значення ґрунтових колоїдів?
8. Що таке ґрунтово-поглинальний комплекс?
9. Що таке поглинальна здатність ґрунту? Види поглинальної здатності.
10. Охарактеризуйте фізико-хімічну (обмінну) поглинальну здатність та її особливості.
11. Що таке ємність катіонного обміну? Наведіть приклади для різних ґрунтів.
12. Охарактеризуйте вплив складу обмінно-поглинутих катіонів на властивості ґрунтів.
13. Охарактеризуйте ґрунтову кислотність. Чим зумовлені форми кислотності?
14. Що таке лужність ґрунту? Форми лужності.
15. Що таке буферність ґрунту та яке її агрономічне значення?
16. Назвіть принципи хімічної меліорації ґрунтів.

РОЗДІЛ П'ЯТНАДЦЯТИЙ

АГРОФІЗИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТА СТРУКТУРА ҐРУНТІВ

15.1. Загальні фізичні та фізико-механічні властивості ґрунтів

Агрофізичні властивості та структура ґрунту – важливі умови його родючості. Незважаючи на те, що вони не забезпечують рослини жодним із факторів життя, вони можуть змінити розвиток рослин. Встановлені оптимальні їх значення для росту рослин на ґрунтах різного генезису. Тому знання агрофізичних властивостей ґрунту та вміння їх регулювати необхідні для розширеного відтворення родючості ґрунтів і росту врожаїв сільськогосподарських культур.

До загальних фізичних властивостей ґрунту належать *щільність твердої фази ґрунту, щільність (об'ємна маса) ґрунту* і *пористість*.

Щільність твердої фази ґрунту – це відношення маси його твердої фази до маси води в тому ж об'ємі при 4 °С.

Величина її залежить від природи і співвідношення мінералів, з яких складається ґрунт, вмісту в ньому органічної речовини і характеризує середню щільність ґрунтових частинок. Наприклад, щільність твердої фази кварцу 2,65-2,66, ортоклазу – 2,50-2,62, каолініту 2,60-2,63, гіпсу 2,31-2,33, кальциту 2,60-2,80, лимоніту-3,5-4,0, торфу, рослинних решток 1,25-1,8. Щільність твердої фази ґрунту зумовлюється видом мінералів, органічних компонентів та їх кількістю, що її складають. У малогумусних ґрунтах, у нижній частині профілю щільність твердої фази ґрунту складає 2,60-2,80. Зі збільшенням вмісту гумусу щільність знижується до 2,40-2,50, а в торфових ґрунтах – до1,4-1,8.

Щільністю ґрунту (об'ємною масою) називається маса одиниці об'єму абсолютно сухого ґрунту в непорушеному (природному) стані.

Щільність ґрунту виражається в г/см^3. Вона характеризує взаємне розміщення частинок і агрегатів. Оскільки до об'єму ґрунту входять усі пори та пустоти, то значення щільності ґрунту завжди менші, ніж щільності його твердої фази. Величина її також залежить від мінералогічного і гранулометричного складу ґрунту, вмісту в ньому органічної речовини, структурного стану. У добре оструктурених, розпушених ґрунтах щільність їх гумусових горизонтів складає 0,8-1,0 г/см^3, підзолистих горизонтів – 1,40-1,45, ілювіальних – 1,50-1,60, материнської породи 1,40-1,60, у торф'яно-болотних ґрунтів – 0,15-0,40 г/см^3 в межах профілю.

На щільність ґрунту суттєво впливає обробіток. Найменша вона відразу ж після обробітку. З часом щільність ґрунту збільшується. Через деякий час ґрунт набуває постійної щільності, яка майже не змінюється в природному стані. Така щільність називається рівноважною. Кожному типу ґрунту притаманні певні значення рівноважної щільності. Для більшості сільськогосподарських культур оптимальна щільність ґрунту складає 1,0-1,3 г/см^3. Щільність ґрунту – важлива умова високої продуктивності сільськогосподарських культур. При зниженні або підвищенні щільності ґрунту на 0,1 г/см^3 порівняно з оптимумом урожай рослин знижується на 15-20%, а на 0,2 г/см^3 – на 50%. Від щільності залежать водний, повітряний і тепловий режими, біологічні властивості ґрунтів.

Оцінка щільності ґрунту проводиться за шкалою, розробленою Н.А. Качинським (табл. 38).

Таблиця 38

Оцінка щільності ґрунту

Щільність, г/см^3	*Оцінка*
менше 1	ґрунт розпушений або багатий на органічну речовину;
1,0-1,2	типові величини для орних горизонтів;
1,2-1,3	орні горизонти ущільнені;
1,4-1,6	типові величини для підорних горизонтів (крім чорноземів);
1,6-1,8	сильно ущільнені ілювіальні горизонти (переважно підзолистих ґрунтів і солодей).

Визначення щільності ґрунту необхідне для розрахунків пористості, маси ґрунту на даній території, запасів вологи, поживних речовин, гумусу, норм поливу, внесення хімічних меліорантів тощо.

Пористість – це сумарний об'єм усіх пор між частинками ґрунту. Вона виражається в процентах від загального об'єму ґрунту.

Загальну пористість можна розрахувати, знаючи щільність твердої фази та щільність ґрунту.

$$P_{заг.} = \left(1 - \frac{dv}{d}\right) \cdot 100$$

Рзаг. - загальна пористість,%;
dv - щільність ґрунту, г/см^3;
d - щільність твердої фази ґрунту, г/см^3.

Пористість мінеральних ґрунтів змінюється в межах 25-80%, а торфових – 80-90%. Пори, зайняті повітрям, повинні складати не менше 20-25% загальної пористості.

Залежно від величини пор виділяють капілярну і некапілярну пористість. Капілярна пористість дорівнює об'єму капілярних проміжків ґрунту, некапілярна – об'єму крупних пор (об'єму проміжків між ґрунтовими агрегатами). Сума капілярної та некапілярної пористості складає загальну пористість ґрунту. Некапілярні пори зайняті переважно повітрям. Вода в них знаходиться під дією гравітаційних сил і не затримується. В капілярних порах знаходиться вода, що утримується менісковими силами. Пори, в яких знаходиться капілярна вода, ґрунтове повітря, мікроорганізми та корені рослин, називаються активними. До неактивних відносять пори, зайняті водою. В агрономічному відношенні дуже важливо, щоб у ґрунті більший об'єм займали капілярні пори і щоб при цьому капілярна пористість складала не менше 20-25% загальної пористості.

Оцінку пористості проводять за шкалою Н.А. Качинського (табл. 39).

Таблиця 39

Оцінка пористості

Загальна пористість, %	*Оцінка*
> 70	ґрунт розпушений;
55-65	культурний орний шар;
50-55	задовільна для орного шару;
50	незадовільна для орного шару;
< 40	характерна для ущільнених ілювіальних горизонтів;
45-50	культурний піщаний ґрунт.

Пористість – одна з важливіших властивостей ґрунту. Від величини пор залежить переміщення води в ґрунті, водопроникність і водопіднімальна здатність ґрунту водо- і повітромісткість. З пористістю пов'язані також інтенсивність і глибина фільтрації, капілярне підняття води та процеси випаровування її на зрошуваних ґрунтах. Від пористості значно залежить родючість ґрунту. При ущільненні ґрунту зменшується як загальний об'єм, так і розміри пор.

До фізико-механічних властивостей ґрунту належать *пластичність, липкість, набухання, осідання, зв'язність, питомий опір* та ін.

Пластичність – це властивість ґрунту змінювати свою форму під впливом будь-якої зовнішньої сили без порушення складення та зберігати надану форму після припинення дії цієї сили.

Вона залежить від гранулометричного, мінералогічного, хімічного складу ґрунту, складу обмінних катіонів і проявляється в певному діапазоні вологості, що характеризує верхню і нижню межі пластичності. В сухому та перезволоженому стані ґрунт не володіє пластичністю. Пластичність вимірюється числом, яке є різницею між вологістю ґрунту при верхній і нижній межі пластичності. Кожен ґрунт характеризується своїми межами та певним числом пластичності.

Аттерберг за числом пластичності виділяє високопластичні ґрунти, з числом пластичності > 17, пластичні – 17-7; слабкопластичні < 7 і непластичні – 0.

Залежно від вологості виділяють такі межі пластичності ґрунту:

– *нижня межа пластичності, або межа скочування,* – це такий стан вологості, коли ґрунт можна скочувати в шнур діаметром 3 мм без утворення у ньому розривів;

– *межа клейкості* – вологість, при якій ґрунт ще не прилипає до знарядь;

– *верхня межа пластичності* (нижня межа текучості) – такий стан вологості, коли ґрунт прилипає до знарядь;
– *межа текучості* – вологість ґрунту, коли він розтікається.

Прилипання – це властивість вологого ґрунту прилипати до інших тіл. Від прилипання зростає опір і погіршується якість обробітку.

Змінюється прилипання залежно від гранулометричного складу, структури і вологості ґрунту. Більше воно на глинистих і безструктурних ґрунтах, менше – на легких і структурних. Не прилипає до знарядь сухий ґрунт. Зростає прилипання при вологості, яка наближається до польової вологоємності, а при вищій вологості воно зменшується. Вологість, при якій припиняється прилипання, відома під назвою межі клейкості. На структурних ґрунтах прилипання починається при вологості 60-70% від повної вологоємності, а на розпилених ґрунтах – при 40-54%. Високогумусовані ґрунти (чорноземи, дернові) не проявляють липкості при високій зволоженості (30-35% від маси сухого ґрунту). На величину липкості впливає склад обмінних катіонів: при збільшенні частки кальцію в ГПК вона зменшується, а натрію – збільшується.

З липкістю пов'язана *фізична стиглість ґрунту*. Вона відповідає вологості, при якій ґрунт не прилипає до ґрунтообробних знарядь і кришиться на грудочки. Вологість, при якій ґрунт знаходиться в стані стиглості, залежить від гранулометричного складу, складу обмінних катіонів та гумусованості ґрунтів. Легкі піщані, супіщані, а також більш гумусовані ґрунти весною швидше набувають фізичної стиглості і стають придатними до обробітку. В практиці землеробства використовують візуальний метод визначення фізичної стиглості. Для цього визначену кількість ґрунту стискають у кулаці. Якщо при цьому ґрунт розкришився або розсипався на долоні, то він уже втратив вологу і для обробітку перестиг. Якщо ж після розкриття долоні ґрунт утворив грудку, яка після відпускання на землю з висоти пояса (1,2 м) розсипалася на відокремлення, то можна починати обробіток даного поля, тобто ґрунт набув фізичної стиглості. Якщо ж грудка, досягнувши поверхні землі, не розпалася, то ґрунт не набув фізичної стиглості, містить зайву вологу і починати обробіток не можна.

Набухання – збільшення об'єму ґрунту при зволоженні.

$$V_{наб.} = \frac{V_1 - V_2}{V_1} \cdot 100$$

$V_{наб.}$ - набухання, %;
V_1 - об'єм вологого ґрунту, см³;
V_2 - об'єм сухого ґрунту, см³.

Набухання зумовлюється зв'язуванням тонкими частинками ґрунту молекул води. Величина набухання залежить від гранулометричного, мінералогічного та хімічного складу ґрунту. Набухання притаманне дрібнозернистим ґрунтам, які містять велику кількість колоїдів. Воно визначається в об'ємних процентах за формулою.

Найсильніше набухають глинисті ґрунти, які містять обмінно-поглинутий катіон натрію. Набухання цих ґрунтів може досягати 150%.

Осідання – зменшення об'єму ґрунту при висиханні.

$$V_{ос.} = \frac{V_1 - V_2}{V_1} \cdot 100$$

$V_{ос.}$ - осідання від вихідного об'єму, %;
V_1 - об'єм вологого ґрунту, см³;
V_2 - об'єм сухого ґрунту, см³.

Воно залежить від тих же факторів, що і набухання. Чим більше набухання, тим більше осідання. Осідання вимірюється в об'ємних процентах по відношенню до вихідного об'єму.

У результаті сильного осідання в ґрунті утворюються тріщини, розриваються корені рослин, посилюється випаровування вологи з ґрунту.

Енергетичні затрати на обробіток ґрунту зумовлюються його *зв'язністю і твердістю*.

Зв'язність ґрунту – здатність протидіяти зовнішній силі, що намагається роз'єднати частинки ґрунту.

Ступінь зчеплення між частинками залежить від гранулометричного, мінералогічного складу, структури та вологості ґрунту і характеру його сільськогосподарського використання.

Твердість – це здатність ґрунту протидіяти стискуванню і розклинюванню.

Вона великою мірою визначається зв'язністю ґрунту. Величина твердості визначається спеціальними приладами – твердомірами і виражається в кг/см². Чим вища твердість, тим гірші агрофізичні властивості ґрунту, тим більше затрат необхідно на його обробіток і тим гірші умови створюються для росту рослин. Твердість залежить від структури, вологості ґрунту, вмісту органічної речовини. Розпилений ґрунт при висиханні чинить значно більший механічний опір, ніж структурний, грудкувато-зернистий. Зі зменшенням вологості твердість ґрунту зростає. Менш тверді добре гумусовані, насичені основами ґрунти. Твердість чорноземів, насичених кальцієм, у 10-15 разів менша, ніж солонців.

При високій твердості знижується кількість проростого насіння, гірше корені проникають у ґрунт, створюються менш сприятливі для рослин водно-повітряний і тепловий режими. Величина твердості ґрунту визначає затрати на його обробіток.

Питомий опір ґрунту – це зусилля, що затрачається на здійснення технологічних процесів обробітку ґрунту (підрізання скиби, перевертання) та подолання тертя ґрунту по робочій поверхні ґрунтообробних знарядь.

Він виражається в кг/см² та залежить від гранулометричного складу, фізико-хімічних і агрохімічних властивостей та вологості ґрунту. Може змінюватись від 0,2 до 1,2 кг/см². Найменшим питомим опором володіють ґрунти, насичені кальцієм і легкого гранскладу, а найбільшим – важкосуглинкові та глинисті ґрунти солонцьо-

вого типу ґрунтоутворення, що містять обмінно-поглинутого натрію більше 20-30% від ЄКО. Вищим питомим опором характеризуються також цілинні, заліжні, а також сильнозабур'янені ґрунти, особливо кореневищними та коренепаростковими бур'янами. Добре оструктурені ґрунти чинять менший питомий опір при обробітку, ніж безструктурні.

15.2. Структура та структурність ґрунтів

Структурою ґрунту називають сукупність різних за величиною, формою і якісним складом агрегатів, на які здатний розпадатися ґрунт.

Ґрунтові агрегати складаються зі з'єднаних між собою механічних елементів.

Здатність ґрунту розпадатися на окремі агрегати називається структурністю.

Розрізняють три основних типи структури: *кубоподібна, призмоподібна* та *плитоподібна.* Кожен тип структури залежно від характеру ребер, граней і розміру поділяють на роди і види (табл. 40).

За розміром ґрунтових агрегатів виділяють такі групи структури: *мікроструктура* – розмір агрегатів менший 0,25 мм, *макроструктура* – від 0,25-до 10 мм та *брилиста структура (мегаструктура)* – більше 10 мм.

Ґрунт може бути структурним і безструктурним. У структурному стані маса ґрунту розділена на відокремлення різної форми та величини. Стан ґрунту, коли механічні елементи, що складають ґрунт, не з'єднані між собою у більш крупні окремості, а існують роздільно або залягають суцільною зцементованою масою, вважається безструктурним.

Різним генетичним горизонтам ґрунтів притаманні свої форми структури: *грудкувата, зерниста* – характерна для гумусових горизонтів, *пластинчасто-лускувата* – для елювіальних, *горіхувата* – для ілювіальних у сірих лісових ґрунтів і т. ін. У будь-якому ґрунті чи ґрунтовому горизонті присутні структурні відокремлення неоднакових розмірів і форм. Найчастіше структура буває змішаною: грудкувато-зерниста, грудкувато-пластинчасто-пилувата і т. ін.

При оцінці структури потрібно відрізняти морфологічне поняття структури від агрономічного. У морфологічному розумінні структура – це форма відокремлень (агрегатів): горіхувата, зерниста, стовбчаста і т.ін.

Агрономічну цінність являє грудкувато-зерниста структура, тобто грудочки діаметром 0,25 – 7-10 мм. Відношення маси цих грудочок до маси решти фракцій називається *коефіцієнтом структурності.* Форма та розмір агрегатів суттєво впливають на агрономічні і технологічні властивості ґрунтів, особливо орного шару. Оптимальний розмір структурних агрегатів пов'язаний із загальними особливостями ґрунтів. Найліпші водно-фізичні властивості чорноземів і каштанових ґрунтів формуються при розмірі грудочок від 0,25 до 3 мм, а дерново-підзолистих суглинкових – від 0,5-до 5 мм. Вищою стійкістю проти вітрової ерозії володіють грудки діаметром більше 1-2 мм.

Таблиця 40

Класифікація структурних агрегатів (за С.О. Захаровим)

Рід		Вид	Розмір, мм
назва	ознаки		
I тип. КУБОПОДІБНА – рівномірний розвиток агрегатів по трьох осях			
1. Брилиста	Неправильна форма і нерівна поверхня	1.Крупнобрилиста	>100
		2.Дрібнобрилиста	100–10
2. Грудкувата	Неправильна округла форма, нерівні округлі і жорсткі поверхні розлому, грані не виражені	3.Крупногрудкувата	100–30
		4.Грудкувата	30–10
		5.Дрібногрудкувата	10–2,5
		6.Пилувата	<2,5
3. Горіхувата	Майже правильна форма, грані добре виражені, поверхня рівна, ребра гострі	7.Крупногоріхувата	>10
		8.Горіхувата	10–7
		9.Дрібногоріхувата	7–5
4. Зерниста	Майже правильна форма, інколи – округла з вираженими гранями або жорсткими і матовими, або гладкими й блискучими	10.Крупнозерниста	5–3
		11.Зерниста	3–1
		12.Дрібнозерниста (порохувата)	1–0.5
II тип. ПРИЗМОПОДІБНА – розвиток агрегатів переважно по вертикальній осі			
5. Стовпоподібна	Відмінності слабо оформлені, з нерівними гранями й заокругленими ребрами	13.Крупностовпоподібна	>50
		14.Стовпоподібна	50–30
		15.Дрібностовпоподібна	<30
6. Стовпчаста	Правильної форми з добре вираженими вертикальними гранями, округлою верхньою основою і плоскою нижньою	16.Крупностовпчаста	50–30
		17.Дрібностовпчаста	<30
7. Призматична	Грані добре виражені з рівною глянцюватою поверхнею	18.Крупнопризматична	50–30
		19.Призматична	30–10
		20.Дрібнопризматична	10–5
		21.Тонкопризматична	<5
		22.Олівцева (при довжині > 50 мм)	<10
III тип. ПЛИТОПОДІБНА – розвиток агрегатів переважно по горизонтальній осі			
8. Плитчаста	Досить розвинуті "поверхні спайності" по горизонталі	23.Сланцювата	>5
		24.Плитчаста	5–3
		25.Пластинчаста	3–1
		26.Листова	<1
9. Лускувата	Порівняно невеликі горизонтальні "площини спайності" й часто гострі грані	27.Шкаралупувата	>3
		28.Груболускувата	3–1
		29.Дрібнолускувата	<1

Якісний показник структурних агрегатів – їх *міцність*, або *опір розмиваючій дії води.* Міцність агрегатів зумовлює стійкість та довговічність структури.

Основні переваги структурних ґрунтів порівняно з безструктурними такі:
– структурні ґрунти менше випаровують вологи, володіють вищою водопроникністю та водоутримуючою здатністю. В них накопичується більше продуктивної вологи й рослини використовують її більш економно (рис. 81);
– у структурних ґрунтах створюються більш сприятливі умови для розвитку мікробіологічних процесів та мобілізації поживних речовин;
– структурні ґрунти більш стійкі до водної та вітрової ерозії;
– при механічному обробітку структурних ґрунтів затрачається менше праці і засобів унаслідок того, що вони мають менший питомий опір, ніж безструктурні;
– у структурних ґрунтах створюються кращі умови для проростання насіння, росту і розвитку вирощуваних культур.

15.3. Заходи з поліпшення фізико-механічних властивостей, збереження та відновлення ґрунтової структури

Фізико-механічні властивості ґрунту – один із найважливіших факторів, які визначають якість його обробітку, умови росту й розвитку культурних рослин та рівень їх продуктивності. Найбільше значення при цьому мають *структура, щільність, твердість і липкість ґрунту*. Проблема їх поліпшення – одна з важливіших у землеробстві, тому що від цього залежить урожайність сільськогосподарських культур.

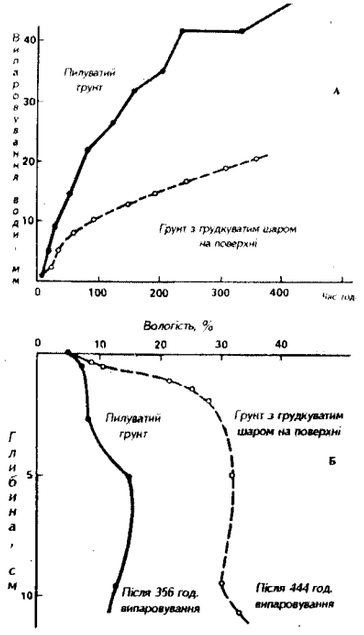


Рис. 81. Випаровування вологи зі структурного та безструктурного ґрунту:
А – хід випаровування вологи;
Б – розподіл вологи в ґрунті після випаровування

Заходи регулювання фізико-механічних властивостей та відновлення ґрунтової структури можна об'єднати в три групи: *механічні, хімічні* та *біологічні*.

Механічні заходи – це інтенсивний обробіток ґрунту, ґрунтопоглиблення, щілювання і т.п. Їх проведенням досягається поліпшення фізико-механічних властивостей ґрунту. Однак дія їх нетривала, а тому здійснювати їх необхідно систематично. Негативним є те, що інтенсивний механічний обробіток сприяє збільшенню частки мікроструктури в структурі ґрунту та знижує водостійкість.

Хімічні заходи передбачають використання для відновлення ґрунтової структури й поліпшення фізико-механічних властивостей ґрунту структуруполіпшувачів. До них належать різні клеючі речовини: гумінові кислоти, торф'яний

клей, препарати К-4, К-6 та ін. Пошук ефективних препаратів триває, однак на даний час використання їх обмежується невеликими площами.

До прийомів цієї групи можна віднести вапнування кислих ґрунтів і гіпсування солонців. Внаслідок вапнування поліпшується структура ґрунту, оскільки кальцій сприяє коагуляції ґрунтових колоїдів, збільшується водопроникність, зменшується щільність ґрунту та поліпшуються фізико-механічні властивості. Наслідком гіпсування є усереднення лужної реакції середовища, поліпшення фізичних властивостей та структурного стану ґрунту. В результаті заміщення катіонів натрію в ГПК на катіони кальцію в ґрунті складаються більш сприятливі в агрономічному відношенні твердість, питомий опір і липкість. Однак проблема поліпшення фізико-механічних властивостей та структури притаманна не тільки кислим і лужним ґрунтам, тому розв'язати її внесенням одних тільки хіммеліорантів неможливо.

Біологічні заходи спрямовані на підвищення вмісту гумусу - основної клеючої речовини в ґрунті. З підвищенням вмісту гумусу в ґрунті поліпшуються не тільки фізико-механічні та хімічні властивості, але й поживний та водно-повітряний режими ґрунту. З підвищенням вмісту гумусу знижується щільність ґрунту, його здатність до розущільнення під дією природних факторів (зволоження, заморожування, висушування).

Основними біологічними заходами регулювання фізико-механічних властивостей та структури є підвищення частки багаторічних трав у структурі посівних площ; застосування сидератів; збільшення обсягів внесення органічних добрив; мінімалізація обробітку ґрунту.

Контрольні запитання та завдання

1. Чим відрізняється щільність ґрунту від щільності його твердої фази?
2. Що таке пористість ґрунту?
3. Назвіть основні фізико-механічні властивості ґрунту.
4. Що таке фізична стиглість ґрунту?
5. Що таке твердість та питомий опір ґрунту?
6. Що таке структура та структурність?
7. Назвіть типи, роди та види ґрунтової структури.
8. Вкажіть основні переваги структурних ґрунтів порівняно з безструктурними.
9. Назвіть заходи поліпшення фізико-механічних властивостей і структурного стану ґрунтів.

РОЗДІЛ ШІСТНАДЦЯТИЙ

ВОДНІ ВЛАСТИВОСТІ ТА ВОДНИЙ РЕЖИМ ҐРУНТУ

16.1. Роль і значення води в природі та ґрунтових процесах

Ґрунтова вода має велике значення як для життєдіяльності рослин і мікроорганізмів, так і для процесу ґрунтоутворення. Підкреслюючи винятково важливу роль води в ґрунті, Г.М.Висоцький порівнював її з функцією, яку виконує кров у живих організмах.

Вода зумовлює розвиток усіх життєвих процесів у ґрунті, визначає інтенсивність, спрямованість і динаміку процесів вивітрювання та ґрунтоутворення (гідроліз, гідратація, новоутворення мінералів, гумусоутворення та ін.). З ґрунтовою вологою пов'язані процеси виносу, переміщення та акумуляції речовин і енергетичного матеріалу і, як наслідок, формування генетичних горизонтів і профілю ґрунту в цілому.

Ґрунтова волога виступає як терморегулятор, впливаючи на тепловий баланс і режим ґрунту.

З поверхневим стоком води пов'язаний розвиток ерозійних процесів, із внутрішньоґрунтовим рухом – вилуговування речовин, лесиваж, осолодіння. Надлишок вологи в ґрунті приводить до оглеєння та заболочування, а підняття по капілярах і випаровування води, що містить солі, – до засолення та осолонцювання ґрунту.

Від вмісту вологи в ґрунті залежить його щільність, липкість і фізична стиглість – здатність до кришіння й утворення агрегатів.

Запаси вологи в ґрунті визначають рівень його ефективної родючості, оскільки саме ґрунтова волога – основне джерело води для рослин.

Стан води в ґрунті, закони її переміщення, доступність рослинам й водоспоживання ними, водно-фізичні властивості ґрунтів та їх водний режим вивчали Г.М.Висоцький, О.О.Ізмаїльський, П.С.Коссович, А.Ф.Лебедев, А.Г.Дояренко, Н.А.Качинський, О.А.Роде й інші.

16.2. Рідка фаза ґрунту, ґрунтовий розчин

Ґрунтовий розчин – це вода разом з розчиненими в ній речовинами.

Вода, попадаючи у ґрунт (з опадами, з ґрунтових вод по капілярах, при зрошенні, конденсації водяних парів тощо), зазнає певних змін і перетворюється в ґрунтовий розчин. З одного боку, вона розчиняє різні речовини, а з іншого – втрачає речовини, що поглинаються ґрунтом. У ґрунтовому розчині містяться органічні кислоти та їх солі, а також нітрати, фосфати, сульфати, хлориди, карбонати та інші

сполуки. Склад і концентрація ґрунтового розчину залежить від кількості та якості вологи, що надходить у ґрунт, складу твердої фази ґрунту, кількості та якості рослинного матеріалу підземної та надземної частин біогеоценозу та інтенсивності життєдіяльності рослинних організмів. У ґрунтових розчинах ґрунтів лісо-лучної зони переважають органічні сполуки, а мінеральні містяться в незначних кількостях. У ґрунтах посушливих територій переважають мінеральні речовини, а в чорноземах вміст органічних і мінеральних речовин майже однаковий.

Концентрація ґрунтових розчинів невелика й коливається від десятків міліграмів до декількох грамів речовини на 1 л розчину. Наявність у ґрунтовому розчині вільних кислот і лугів визначає актуальну реакцію ґрунтового розчину.

Реакція ґрунтового розчину визначається активністю вільних водневих (H^+) і гідроксильних (OH^-) іонів і вимірюється показником pH - від'ємним десятковим логарифмом активності іонів водню.

pH ґрунтових розчинів змінюється від 2,5 (кислі сульфатні ґрунти) до 8-9 і вище (карбонатні й засолені ґрунти), досягаючи в солонцях і содових солончаках значень 10-11.

Концентрація ґрунтового розчину підзолистих ґрунтів складає декілька десятків міліграмів на 1 л розчину при pH від 5 до 6. Такі ж концентрації характерні й для вологих ґрунтів субтропіків і тропіків. Вміст органічного вуглецю досягає декількох десятків мг/л; органічна речовина представлена фульвокислотами.

У степових ґрунтах (чорноземи, солонці) концентрація ґрунтового розчину досягає 1 - 3 г/л і більше. У них міститься багато HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+},Cl^-, SO_4^{2-}. Реакція їх – нейтральна і лужна. У засолених ґрунтах переважають Mg^{2+}, Na^+, Cl^-, SO_4^{2-}.

Загальна сума водорозчинних речовин у водних витяжках із ґрунту вища, ніж у ґрунтових розчинах. Ця різниця тим більша, чим менше міститься розчинних солей. Кількість окремих катіонів і аніонів виражається в мг-екв на 1 л розчину або в мг-екв в 100 г ґрунту.

Динаміка концентрації ґрунтового розчину зв'язана зі змінами температури й вологості ґрунту, інтенсивністю діяльності мікрофлори, мікрофауни ґрунтів, метаболізмом вищих рослин, процесами розкладу органічних решток у ґрунті. Ці зміни визначають *добову* й *сезонну* динаміку ґрунтового розчину.

Для більшості типів ґрунтів характерне поступове збільшення концентрації ґрунтового розчину, особливо в поверхневих горизонтах, від весни до літа.

В осінньо-зимовий період води атмосферних опадів розбавляють ґрунтовий розчин і розчиняють частину солей – настає фаза розбавлення ґрунтових розчинів.

Дуже важливо те, що ґрунтові розчини є безпосереднім джерелом елементів живлення для рослин. Зрошення й осушення, внесення мінеральних добрив сприяють оптимізації ґрунтових розчинів за вмістом біофільних елементів. Крім того, останні відіграють важливу роль у створенні оптимального осмотичного тиску ґрунтового розчину. А це, у свою чергу, сприяє кращому живленню рослин. Водночас засолені ґрунти характеризуються високим осмотичним тиском, який досягає 30-40 МПа, а в сильнозасолених – 50-60 МПа. За умов, коли осмотичний тиск збільшується до 150-160 МПа, волога перестає надходити в рослини та поступає з рослин до ґрунту.

Всмоктуюча сила коренів більшості сільськогосподарських рослин не перевищує 100-120 МПа.

16.3. Форми води в ґрунті та їх доступність рослинам

Ґрунтова волога залежно від характеру зв'язку між молекулами води, твердою та газоподібною фазами ґрунту характеризується різною рухливістю й неоднаковими властивостями. Тому О.А. Роде запропонував ґрунтову воду розділяти на категорії (форми), виходячи з того, що кожна конкретна форма води в ґрунті володіє однаковими властивостями.

За фізичним станом розрізняють: *тверду, рідку* та *пароподібну*; за характером зв'язку з твердою фазою ґрунту та ступенем рухливості – шість форм: *хімічно зв'язану, тверду, пароподібну, фізично міцнозв'язану та пухкозв'язану, вільну* (рис. 82).

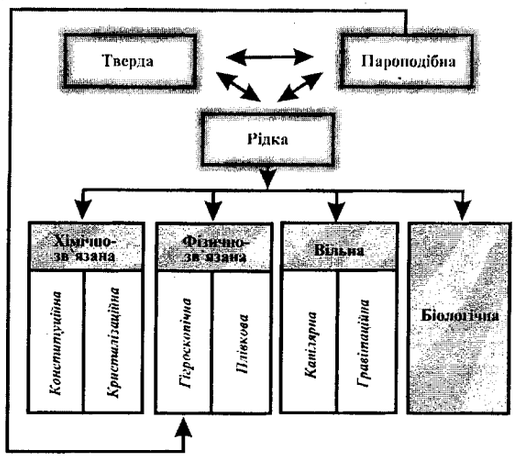


Рис. 82. Стан і форми води в ґрунті

Хімічно зв'язана вода включає конституційну й кристалізаційну. Перша з них представлена гідроксильною групою ОН хімічних сполук – гідроксидів заліза, алюмінію, марганцю; органічних та органо-мінеральних сполук; глинистих мінералів. Друга – молекулами води кристалогідратів, переважно солей: напівгідрату – $CaSO_4 \cdot 0{,}5H_2O$; гіпсу – $CaSO_4 \cdot 2H_2O$; мірабіліту – $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ та ін. Ця вода входить до складу твердої фази ґрунту, не переміщується й не має властивості розчиняти.

Хімічно зв'язана вода рослинам недоступна. При її втраті (дегідратація, синерезис) проходить незворотна трансформація мінеральних, органічних і органо-мінеральних сполук.

Тверда вода (лід) – потенційне джерело рідкої та пароподібної води, в яку лід переходить внаслідок танення й випарування. Поява води у формі льоду може мати сезонний або багатовіковий характер. Температура замерзання води в ґрунті нижча 0 °С, тому що ґрунтова вода є завжди розчином. Тверда вода нерухома та недоступна рослинам.

Пароподібна вода міститься у формі водяного пару в ґрунтовому повітрі порового простору, насичуючи його нерідко до 100%. Один і той же ґрунт може поглинати різну кількість парів води з атмосферного повітря: чим більша відносна вологість приземного шару повітря, тим більшу кількість поглинутої води має ґрунт. При підвищенні температури знижується відносна вологість повітря і вода з ґрунту випаровується у ґрунтове повітря. Ця форма води в ґрунті переміщується в його поровому просторі від місць із високою пружністю водяного пару до місць із більш низькою пружністю, а також разом із течією повітря. При зниженні температури пароподібна вода, конденсуючись, може переходити в рідку.

Міцнозв'язана вода – перша форма фізично зв'язаної води, яка називається *гігроскопічною водою*.

Ця вода поглинається ґрунтом у результаті сорбції ґрунтовими (переважно колоїдними) частинками водяних парів із повітря. Цю властивість ґрунту називають *гігроскопічністю*. Гігроскопічна вода утримується на поверхні ґрунтових частинок дуже великим тиском, приблизно $1 \cdot 10^9$Па, утворює навколо ґрунтових частинок тонесенькі плівки, що складаються з 1-3 шарів молекул води, які є диполями, володіють здатністю притягуватись як до ґрунтових частинок, так і взаємодіяти одна з одною. Вони притягуються полюсами протилежного знака. Всі молекули сорбованої води зорієнтовані. За фізичними властивостями гігроскопічна вода наближається до твердих тіл. Густина її досягає 1,5-1,8 г/см^3. Вона нерухома, не замерзає, не розчиняє електроліти, відрізняється підвищеною в'язкістю і недоступна для рослин. Кількість води, яка може сорбуватися ґрунтом, залежить від відносної вологості повітря. Наприклад, при відносній вологості повітря 20 - 40% має місце сорбція води безпосередньо ґрунтовими частинками з утворенням моно-, бімолекулярного шару. Подальше збільшення відносної вологості повітря зумовлює зростання товщини водяної плівки.

Максимальна кількість води, яку може поглинути ґрунт із пароподібного стану при відносній вологості повітря приблизно 95-100 %, називається максимальною гігроскопічністю (МГ).

При вологості ґрунту, рівній МГ, товщина водяної плівки досягає 3 - 4 шарів молекул води. На величину МГ суттєво впливає величина питомої поверхні ґрунтових частинок, яка залежить від мінералогічного складу та рівня гумусованості. Чим більше в ґрунті мулистих та, особливо, колоїдних частинок, тим вищим буде вміст гігроскопічної води. В слабкогумусованих піщаних і супіщаних ґрунтах значення МГ становить 0,5-1%, в добре гумусованих суглинкових та глинистих ґрунтах – 10-15%, в торф'яниках – 30-40% від маси абсолютно-сухого ґрунту.

Крім максимальної гігроскопічності (МГ), виділяють також *максимальну адсорбційну вологоємність* (МАВ), яка являє собою максимальну кількість міцнозв'язаної води, що утримується на поверхні ґрунтових частинок *сорбційними силами*.

Пухкозв'язана (плівкова) вода. Ґрунт не може сорбувати пароподібну воду більше від МГ, але рідку воду може сорбувати і в більших кількостях.

Вода, яка утримується в ґрунті сорбційними силами зверх МГ, – це вода плівкова, або пухкозв'язана.

Полімолекулярна плівка утворюється навколо ґрунтових частинок. Товщина її досягає декількох десятків і навіть сотень діаметрів молекул води. Внаслідок того, що з віддаленням від поверхні ґрунтових частинок знижується міцність фіксації молекул води, плівкова вода може переміщуватися в рідкому стані від ґрунтових частинок із більш товстими водяними плівками до частинок, у яких вони тонші. Швидкість її руху – декілька сантиметрів на рік. У середньому для більшості ґрунтів кількість її складає 7-15 %, деколи в глинистих ґрунтах 30-35%, а у піщаних – не більше 3-5%.

Максимальна кількість пухкозв'язаної (плівкової) води, що утримується силами молекулярного притягання дисперсних ґрунтових частинок, називається максимальною молекулярною вологоємністю (ММВ).

Величина її, як і МГ, залежить від гранулометричного складу: чим більше мулистих частинок, тим вища величина ММВ. Вона відповідає наявності в ґрунті двох форм води: гігроскопічної й плівкової. Визначає запаси недоступної для рослин води в ґрунті, іншими словами – вологість в'янення (ВВ) рослин. Вона характеризується кількістю води в ґрунті, при якій рослини стало в'януть. Наприклад, кількість води в ґрунті, при якій настає стійке в'янення рослин (або коефіцієнт в'янення): на піщаних ґрунтах становить 0,5-1,5%, супіщаних – 1,5-4%, суглинкових – 3,5-12%, глинистих – 12-20%, торф'янистих – 40-50% від маси абсолютно-сухого ґрунту. Між вологістю в'янення і максимальною гігроскопічністю існує прямий зв'язок. Для наближених розрахунків можна вважати, що ВВ більша МГ у 1,5-2 рази.

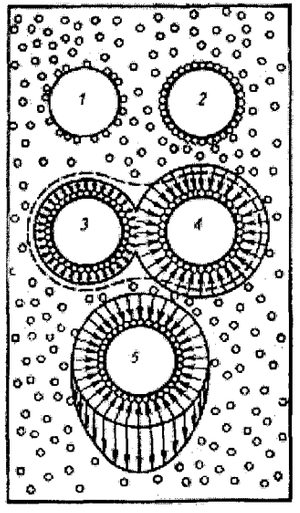


Рис. 83. Частинки ґрунту, вкриті водою:
1, 2 – гігроскопічною;
3,4 – плівковою;
5 – гравітаційною

Для характеристики доступної рослинам вологи користуються показником pF. Він зв'язаний зі всмоктуючою силою ґрунту, яку можна визначити. Вона зменшується в міру зволоження ґрунту і вимірюється шляхом замірів тиску стовпа води (в см), який врівноважується даною кількістю води в ґрунті. За одиницю вимірювання беруть логарифм висоти стовпа води, так звану величину pF. Наприклад, тиску 1000 см H_2O (1 атм) відповідає pF = 3. Чим вищий pF, тим міцніше вода утримується ґрунтом. Установлено, що величина pF на всіх ґрунтах при вологості, яка відповідає вологості в'янення рослин, дорівнює 4,2, при вологості уповільненого росту рослин – 2,9, при вологості, яка відповідає польовій вологоємності, – 2,0.

Вільна вода – міститься в ґрунті зверх пухкозв'язаної води. Відрізняється від останньої відсутністю орієнтації молекул води біля ґрунтових частинок. Вільна вода присутня в ґрунті у формі *капілярної* та *гравітаційної* (рис. 83).

Капілярна вода утримується в ґрунті в порах малого діаметра – капілярах, капілярними (або менісковими) силами.

Ці сили виникають внаслідок наявності на поверхні рідини ненасичених молекул, які є джерелом надлишкової поверхневої енергії. Постійне прагнення енергії до найменшого значення виявляється в максимальному зменшенні поверхні рідини. Вода добре змочує більшість тіл. Явище змочування викликає скривлення поверхні рідини біля стінок посудини, в якій вона міститься. Якщо посудина має великий діаметр, то значна частина поверхні залишається плоскою, а скривлюються тільки її краї. У посудинах із малим діаметром вищезгадане скривлення викликає утворення

меніска, який для води має вигнуту форму. Меніски утворюються тільки в порах малого діаметра. Чим менший діаметр капіляра, тим більша скривленість меніска.

Скривлення поверхні веде до зміни поверхневого тиску. Він зменшується при утворенні зігнутого меніска і збільшується при утворенні опуклої форми. Зі зменшенням поверхневого тиску в менісках таких пор зв'язана висота капілярного підняття рідини. Висота капілярного підняття рідини пропорційна радіусу капіляра (*формула Жюрена*).

$$H = \frac{2\alpha}{rgd}$$

H - висота капілярного підняття, см;
α - поверхневий натяг, 74 дин/см при 20°С;
r - радіус капіляра, см;
g - прискорення сили тяжіння, 981 см/с²;
d - густина води, г/см³.

Висота, на яку може піднятися рідина, залежить від радіуса кривизни поверхні рідини. У ґрунтах капілярні сили починають проявлятися в порах з діаметром менше 8 мм, але особливо велика їх сила в порах з діаметром від 0,1 до 0,003 мм.

Капілярна вода рідка, дуже рухлива, розчиняє речовини, переміщує солі. Вона поділяється на: *капілярно-підвішену, капілярно-підперту, капілярно-посаджену.*

Капілярно-підвішена вода заповнює капілярні пори при зволоженні ґрунту зверху (після дощу, поливу). Вона може рухатися у всіх напрямках.

Капілярно-підперта вода утворюється в ґрунтах при піднятті води знизу від горизонту ґрунтових вод по капілярах на деяку висоту (від 0,5 до 6 м). Зона над дзеркалом ґрунтових вод, насичена капілярно-підпертою водою, називається *капілярною каймою.*

Капілярно-посаджена вода утворюється в шаруватій ґрунтовій товщі дрібнозернистого шару при підстиланні його шаром крупнозернистим, над границею зміни цих шарів.

Максимальна кількість капілярно-підвішеної води, яка залишається в ґрунті після стікання надлишкової вільної води, називається найменшою вологоємністю (НВ).

Це можливе за відсутності капілярного зв'язку з ґрунтовими водами. Величина НВ залежить від гранулометричного складу, гумусованості, структурності та складення ґрунту. В супіщаних та піщаних ґрунтах НВ складає 5-20%, суглинкових і глинистих – 20-45% від маси абсолютно сухого ґрунту. НВ – важливіша агрономічна характеристика ґрунту, тому що показує запас доступної для рослин води, яка може утримуватися впродовж тривалого часу. Оптимальна вологість ґрунту для більшості рослин відповідає 70-100% НВ.

Різниця між величиною НВ і фактичним вмістом вологи в ґрунті називається *дефіцитом вологи в ґрунті.*

Із висиханням ґрунту порушується суцільність заповнення капілярів водою, сповільнюється або припиняється висхідний рух води по капілярах. Знижується і доступність для рослин вологи, що залишилася в кутах стику частинок і на ділянках капілярів. Ця кількість води в ґрунті називається вологістю розриву капілярів (ВРК). ВРК характеризує нижню межу оптимальної вологості ґрунту. При значеннях

вологості ґрунту, нижчих за ВРК, сповільнюється ріст та знижується продуктивність рослин. Величина ВРК у різних ґрунтах варіює в межах 50-70% НВ.

Максимальна кількість капілярно-підпертої води, яка може утримуватися в шарі ґрунту над дзеркалом ґрунтових вод (у межах капілярної кайми), називається капілярною вологоємністю (КВ).

Величина її залежить від пористості ґрунту й материнської породи, а також від глибини залягання ґрунтових вод. При близькому до поверхні рівні ґрунтових вод (1,5-2,0 м) КВ найвища (30-40%).

Гравітаційна вода переміщується в ґрунті під дією гравітаційних сил. Її стан рідкий, має високу розчинність, вона переносить солі, колоїди, тонкі суспензії. Присутність у ґрунті цієї форми води явище несприятливе, спостерігається тимчасове або постійне перезволоження, відновні процеси й оглеєння.

Максимальна кількість гравітаційної води, яку може вмістити ґрунт при заповненні всіх пустот, крім пор із защемленим повітрям (5-8% загальної пористості), називається повною вологоємністю (ПВ).

При повному насиченні ґрунту водою, тобто при значеннях його вологості, що відповідає ПВ, у ґрунті міститься максимальна кількість води, що включає гігроскопічну, плівкову, капілярну і гравітаційну форми ґрунтової води. Величина ПВ практично дорівнює пористості ґрунту і змінюється від 20-40 до 50-60% від маси абсолютно сухого ґрунту.

Знаходячись у ґрунті в різних формах, вода відрізняється за доступністю для рослин. Взаємозв'язок форм ґрунтової води, їх доступність рослинам і способи пересування в ґрунті подано в табл. 41.

Установлено верхню і нижню межі вмісту доступної ґрунтової вологи під рослинним покривом. Верхня межа – це найменша польова вологоємність (НВ), тобто кількість води, що утримується ґрунтом після того, як у його товщі закінчився перерозподіл гравітаційної води. Такий момент на добре дренованих ґрунтах наступає через два-три дні після випадання дощу або зрошення. Нижня межа – це такий вміст води в ґрунті, який уже не забезпечує нормальну життєдіяльність рослин і вони починають в'янути. Це вологість в'янення (ВВ).

Вологість в'янення – найважливіша агроґрунтова характеристика. Як критерій доступності води рослинам, вона зумовлена не тільки властивостями ґрунту, але й видом рослин. Всмоктуюча здатність коренів визначає рівень нижньої межі доступної вологи.

Доступна для рослин ґрунтова волога знаходиться в межах від найменшої вологоємності до вологості розриву капілярів. Це оптимальний діапазон вологості. Однак екологічний оптимум вологості ґрунту в різних рослин істотно відрізняється. Наприклад, для зернових культур і коренеплодів оптимальний рівень вологості складає 55-70%, для капусти, картоплі – 60-75%, для багаторічних трав – 65-80% НВ.

Надлишок вологи в ґрунті, коли вологість перевищує найменшу вологоємність (НВ), пригнічує ріст і розвиток рослин. Різні рослини неоднаково переносять

перезволоження. Кукурудза і рис можуть утворювати внутрішні повітроносні тканини. Пристосованість до поганої аерації полягає в розвитку неглибокої кореневої системи у верхньому шарі ґрунту, який ліпше забезпечений киснем. Перезволожені ґрунти не містять вільного повітря.

Таблиця 41

Форми води в ґрунтах та їх доступність рослинам

Форма води	*Доступність води рослинам*	*Спосіб переміщення*	*pF**
	Продуктивна волога: від повної до найменшої вологоємності (ПВ-НВ)		
Гравітаційна та капілярно-гравітаційна	Легкодоступна, однак надлишкова, зумовлює нестачу повітря, малопродуктивна	Переміщається в глибину ґрунту в рідкому стані під дією сили тяжіння	0-2
	Продуктивна волога: від найменшої вологоємності до вологості розриву капілярів (НВ-ВРК)		
Капілярна	Легкодоступна	Переміщається по капілярах і плівках	2-3
	Продуктивна волога: від вологості розриву капілярів до вологості в'янення (ВРК-ВВ)		
Плівкова	Важкодоступна	Переміщається по плівках навколо ґрунтових частинок	3-4,2
	Непродуктивна волога: від вологості в'янення до максимальної адсорбційної вологоємності (ВВ-МАВ)		
Плівково-гігроскопічна	Недоступна	Переміщається у вигляді пару	4,2-5
	Непродуктивна волога: від максимальної адсорбційної вологоємності до хімічно зв'язаної води (сухий ґрунт)		
Гігроскопічна і хімічно-зв'язана	Недоступна	Переміщається у вигляді пару і нерухома	5-7

* *pF- логарифм величини водоутримуючих сил, виражений в см водяного стовпа.*

16.4. Водні властивості ґрунту

До найважливіших водних властивостей відносять *водопроникність, водоутримуючу здатність* та *вологосмність ґрунту*.

Властивість ґрунту поглинати й утримувати воду в своєму профілі, протидіючи стіканню її під дією сили тяжіння, називається водоутримуючою здатністю.

Основними силами, що утримують воду в ґрунті, є *сорбційні* та *капілярні*. Кількісно водоутримуючу здатність характеризує вологоємність.

Вологоємність – це здатність ґрунту поглинати й утримувати визначену кількість води.

У залежності від сил, які утримують воду в ґрунті та умов її утримання, виділяють: *максимальну адсорбційну вологоємність (МАВ), максимальну молекулярну вологоємність (ММВ), капілярну вологоємність (КВ), найменшу (НВ) і повну вологоємність (ПВ)*. Ці види вологоємності та форми води, що їм відповідають, були охарактеризовані в підрозділі 16.3.

Водопроникність ґрунту – це здатність ґрунту всмоктувати і пропускати через себе воду, яка надходить із поверхні.

Розрізняють *поглинання, всмоктування води ґрунтом*, коли вода заповнює пори і пустоти сухого ґрунту, переміщаючись від одного генетичного горизонту до іншого (перша стадія), і *фільтрацію*, коли вільна вода проходить крізь товщу насиченого водою ґрунту (друга стадія). Перша стадія являє собою всмоктування води ґрунтом і характеризується *коефіцієнтом всмоктування*. Інтенсивність проходження води в ґрунтовій товщі характеризується *коефіцієнтом фільтрації*. Межею між усмоктуванням і фільтрацією вважають відновлення постійної швидкості фільтрації.

Водопроникність ґрунтів знаходиться в тісній залежності від їх гранулометричного складу і хімічних властивостей, структурного стану, щільності, вмісту вологи й тривалості перезволоження. Дуже знижує водопроникність ґрунтів наявність здатних до набухання колоїдів, особливо насичених натрієм або магнієм (у солонцюватих ґрунтах). При зволоженні таких ґрунтів вони стають в'язкими і робляться практично водонепроникними. Ґрунти структурні, пухкі, легкого гранскладу характеризуються великим коефіцієнтом всмоктування й фільтрації.

Водопроникність ґрунтів вимірюється об'ємом води, який проходить через одиницю площі поперечного перерізу за одиницю часу. Величина ця дуже динамічна й змінюється як за профілем ґрунтів, так і просторово. Оцінити водопроникність ґрунтів важкого гранулометричного складу можна за шкалою, яку запропонував Н.А.Качинський (1970) (табл. 42).

Таблиця 42

Оцінка водопроникності ґрунтів

Водопроникність (в Па) за першу годину, всмоктування при тиску 5 см і температурі води 10°С	*Оцінка*
> 1000	провальна
1000-500	надлишково висока
500-100	найкраща
100-70	добра
70-30	задовільна
< 30	незадовільна

Ґрунти, що володіють високою водопроникністю, не здатні створювати добрі запаси вологи в кореневмісному шарі, а ті, що характеризуються низькою водопроникністю, – перезволожуючись, зумовлюють стікання води по поверхні ґрунту і розвиток ерозії або застій води на поверхні й вимокання посівів.

Водопідйомна здатність ґрунтів – це властивість ґрунтів викликати підняття вміщеної в них води за рахунок капілярних сил.

Висота підйому води в ґрунтах визначається в основному гранулометричним складом і структурним станом ґрунтів, їх пористістю. Чим ґрунти важчі й менше оструктурені, тим більша потенційна висота підйому води. Найбільш інтенсивно піднімається вода по капілярах при діаметрі пор 0,1-0,003 мм (табл. 43).

У піщаних ґрунтах вода піднімається невисоко, але досить швидко, у глинистих – повільно. При розривах капілярів, що характерно для структурних ґрунтів, створюються менш сприятливі умови для руху капілярної вологи і вона краще зберігається в ґрунті. Боронування вологого ґрунту спрямовується на збереження вологи в результаті розриву капілярів у поверхневому шарі ґрунту і зниження (або припинення) випаровування води, що міститься в ґрунтовому профілі.

Таблиця 43

Залежність водопідйомної здатності ґрунтів від гранулометричного складу (В.А.Ковда, 1973)

Гранулометричний склад	*Водопідйомна здатність, м*
великий пісок	0,5
середній пісок	0,5-0,8
супісок	1,0-1,5
пилуватий супісок	1,5-2,0
суглинок середній	2,5-3,0
суглинок важкий	3,0-3,5
глина важка	4,0-6,0
леси	4,0-5,0

16.5. Водний режим ґрунту, його вплив на ґрунтоутворення та агрономічні властивості ґрунтів

Водний режим ґрунту – це сукупність явищ надходження води в ґрунт, її переміщення, збереження, зміни фізичного стану і витрачання з ґрунту.

Кожен з цих процесів окремо виступає як елемент водного режиму. Кількісно надходження води в ґрунт і її витрати представляє водний баланс, а кількісно виражені елементи водного режиму є, відповідно, елементами водного балансу. Він є підсумком, який визначає початкові та кінцеві запаси вологи в ґрунті і всі джерела приходу й її розходу з ґрунту за визначений період.

Ураховуючи основні джерела надходження та витрачання вологи в ґрунті, загальне рівняння водного балансу можна виразити формулою:

$$В_о + О_с + В_г + В_п + В_п + В_б = Е_в + Е_т + В_і + В_п + В_с + В_і,$$

де $В_о$ – запаси вологи в ґрунті на початку спостереження;

$О_с$ – сума опадів за увесь період спостережень;

$В_г$ – кількість вологи, яка надійшла із ґрунтових вод;

$В_п$ – кількість вологи, яка надійшла із водяних парів;

$В_п$ - кількість вологи, яка надійшла в результаті поверхневого притоку води;

$В_б$ – кількість вологи, яка надійшла від бокового притоку ґрунтових вод;

$Е_в$ – кількість води, яка випарувалась із поверхні ґрунту за увесь період спостережень;

$Е_т$ – кількість води, яка витратилась на транспірацію;

B_i – кількість води, яка інфільтрувалась у глибинні горизонти ґрунту;
$B_п$ – кількість води, яка втратилась у результаті поверхневого стоку;
B_c - кількість води, яка втратилась із боковим внутрішньоґрунтовим стоком;
B_l – запас вологи в ґрунті в кінці періоду спостереження.

Величини лівої частини рівняння – прибуткові джерела балансу, правої частини – видаткові.

Як правило, ґрунти характеризуються стабільним водним режимом, що встановився за багато років, без прогресуючого висушування або зволоження, коли надходження води в ґрунт та її витрати практично не змінюються. В різні періоди часу (пори року, вегетаційний період) баланс води в ґрунті змінюється, тобто має річні цикли. Закономірності надходження і витрати води в кожному ґрунті повторюються щорічно.

$$Cw = W \cdot d \cdot h$$

Cw - запас води, т/га;
W - польова вологість ґрунту, %;
d - рівноважна щільність ґрунту, т/м³;
h - потужність шару ґрунту, м.

При розрахунках водного балансу запаси води в ґрунті обчислюють для кожного генетичного горизонту (тому, що вони відрізняються за щільністю та вологістю ґрунту), а потім підсумовують (до певної заданої глибини). Запас вологи в горизонтах виражають у т/га або м³/га і розраховують за відповідною формулою.

Для перерахунку запасу води у ґрунті в мм водяного стовпа необхідно кількість води, розраховану в т/га (м³/га), помножити на 0,1, тому що 1м³/га відповідає 0,1 мм водяного стовпа.

Загальний запас води в ґрунті розраховують, додаючи запаси води по кожному генетичному горизонту.

Для визначення запасу продуктивної вологи в заданому шарі ґрунту необхідно знати значення вологості в'янення (ВВ). Віднявши від вологості ґрунту вологість в'янення рослин, знаходять процентний вміст продуктивної вологи в ґрунті. Потім проводять розрахунки запасів продуктивної вологи в т/га (м³/га) за наведеною вище формулою. При необхідності їх переводять у мм водяного стовпа.

Оцінку запасів продуктивної вологи в ґрунті особливо важливо проводити перед початком весняних польових робіт, а також перед сівбою озимих культур, коли необхідно проектувати план їх розміщення та заходи з накопичення і збереження вологи в ґрунті.

У табл. 44 наведено параметри якісної оцінки запасів води в ґрунті (табл.44).

Таблиця 44

Оцінка запасів продуктивної вологи в різних шарах ґрунту
(за А.Ф.Вадюніною і З.А.Корчагіною, 1986)

Потужність шару, см	*Запаси води, мм*	*Якісна оцінка запасів води*
0-20	більше 40	добрі
	40-20	задовільні
	менше 20	незадовільні
0-100	більше 160	дуже добрі
	160-130	добрі
	130-90	задовільні
	90-60	погані
	менше 60	дуже погані

Водний режим ґрунтів формується під впливом клімату, рельєфу, водно-фізичних властивостей ґрунтів і материнських порід, умов водного живлення та господарської діяльності людини. Специфіку формування водного режиму зональних типів ґрунтів визначають, перш за все, кількість атмосферних опадів і температурний режим. Сумісний вплив цих факторів на характер водного режиму ґрунтів Г.М. Висоцький визначив як відношення річної суми опадів до річної випаровуваності, назвавши його коефіцієнтом зволоження (К).

$$K = \frac{\sum o}{\sum в}$$

$\sum o$ – сума річних опадів, мм
$\sum в$ – річне випаровування з вільної водної поверхні, мм

Залежно від кліматичних умов величина коефіцієнта зволоження може змінюватися в межах 0,1-3. Г.М. Висоцький на основі значень К виділив чотири типи водного режиму ґрунтів (табл. 45).

Таблиця 45

Типи водного режиму ґрунтів за Г.М. Висоцьким

Значення К	*Тип водного режиму ґрунтів*
> 1	промивний;
> 1 (<1)	періодично промивний;
1	непромивний;
< 1	випітний (при близькому до поверхні заляганні ґрунтових вод).

До цих чотирьох типів водного режиму О.А. Роде додав ще два – мерзлотний та іригаційний. Останнім часом виділяються 14 типів водного режиму (В.А. Ковда, Б.Г. Розанов).

З агрономічного погляду найбільш доцільно виділяти 6 типів водного режиму (за Висоцьким-Роде). Характер водного балансу при промивному, непромивному і випітному типах водного режиму зображений на рис. 84.

Мерзлотний водний режим (постійно кріогенні ґрунти) властивий ґрунтам, які формуються в області багаторічної мерзлоти. Протягом більшої частини року ґрунтова вода знаходиться у твердому стані у вигляді льоду.

У теплий період лід розмерзається зверху вниз і над мерзлим шаром утворюється надмерзлотна верховодка. Вода витрачається на випарування, боковий стік, десукцію. Ґрунт постійно вологий. Упродовж більшої частини вегетаційного періоду волога підтримується на рівні від найменшої до повної вологоємності і ніколи не буває нижчою від вологи в'янення (ВВ).

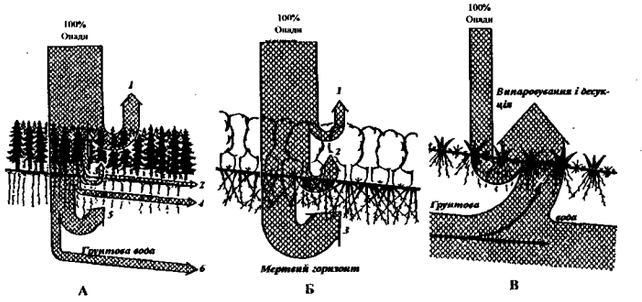


Рис. 84. Схеми водного балансу при промивному (А), непромивному (Б) і випітному (В) типах водного режиму (О.А. Роде, 1965): *1 – випаровування з рослинної поверхні; 2 – поверхневий стік; 3 – випаровування з поверхні ґрунту; 4 – внутрішньоґрунтовий стік; 5 – десукція; 6 – ґрунтовий стік*

Промивний режим властивий ґрунтам лісових зон тайги, вологих субтропіків і тропічних лісів, помірних широколистяних лісів, де річна сума опадів перевищує річне випарування. Щорічно ґрунтова

товща промочується до рівня ґрунтових вод, що забезпечує виніс продуктів ґрунтоутворення за межі ґрунтової товщі. Ґрунти мають надлишок води. У нижній частині профілю вміст вологи ніколи не знижується нижче від найменшої вологоємності. У підзолистих ґрунтах тайги тільки протягом 3-х місяців літа вологість тримається в межах від вологи в'янення до найменшої вологоємкості. Весною після сніготанення ґрунт зволожується в межах від найменшої до повної вологоємності, на деякій глибині утворюється верховодка.

Періодично промивний режим характерний для ґрунтів, які формуються в умовах, коли річна сума опадів приблизно дорівнює річному випаруванню. Це характерно для Лісостепу з вилугуваними і типовими чорноземами. Наскрізне промочування ґрунту відбувається один раз на 10-15 років. Періодично (не щорічно) весь профіль насичується водою до вологості, що відповідає найменшій вологоємності. У нижній частині профілю періодично вологість падає до вологості розриву капілярів (ВРК), а у верхній – до вологості в'янення (ВВ).

Непромивний режим властивий зонам, де середня річна сума опадів менша від середньорічного випарування (Степ, Посушлива Савана). Ґрунтова товща промочується на глибину 0,5-2 м, нижче знаходиться шар із постійно низькою вологістю. У верхній частині профілю відповідно з режимом випадання опадів волога коливається в межах від ПВ до ВВ, у нижній – від вологості розриву капілярів (ВРК) до ВВ протягом року.

Випітний режим, як і непромивний або посушливий, має місце в ґрунтах аридного клімату, але в умовах близького залягання ґрунтових вод до поверхні. В них капілярна кайма періодично піднімається до поверхні, ґрунтові води випаровуються фізично і в разі наявності в них солей, розчинних у воді, поверхневі горизонти збагачуються ними. Формуються лучні солончаки і солончакові ґрунти.

Іригаційний водний режим характерний для штучно зрошуваних територій. Річний водний режим при зрошенні нестабільний і може змінюватися з часом на промивний, непромивний і навіть випітний залежно від виду, інтенсивності та строків зрошення.

Регулювання водного режиму ґрунтується на врахуванні ґрунтово-кліматичних умов території і біологічних особливостей вирощуваних культур. Необхідно намагатися створювати в ґрунті коефіцієнт зволоження, близький до одиниці.

Для умов Сухих Степів і пустельної зони основний захід регулювання водного режиму – зрошення.

Для зон із нестійким зволоженням важливо накопичувати і зберігати вологу в ґрунті. Це здійснюється за допомогою снігозатримання і затримання талих вод (кулісні посіви, обробіток ґрунту поперек схилу, щілювання і т.п.), збереження вологи в ґрунті (поверхневе розпушування, боронування, мульчування поверхні, коткування і т.ін.). Велике значення мають полезахисні лісові смуги та введення в сівозміну чистих парів.

У зонах достатнього надлишкового зволоження зі слабкою дренованістю ґрунтів основний прийом – відведення надлишку води. Для цього здійснюють осушення за допомогою дренажної системи відкритого або закритого типу, гребнювання, вирівнювання поверхні ґрунту, вузькозагінну оранку тощо. Найкращим способом осушення перезволожених земель є закритий гончарний дренаж. Однак, як

установлено І.І.Назаренком (1981), у бездощові роки дренаж негативно впливає на водний режим ґрунту. Тому, проектуючи осушувальні системи в Передкарпатті чи на інших перезволожених територіях, доцільно передбачати можливість двостороннього регулювання водного режиму ґрунту шляхом проведення зрошення в посушливі періоди.

При регулюванні водного режиму ґрунтів найбільш ефективний весь комплекс агромеліоративних, агрохімічних, фітомеліоративних та інших заходів із підвищення родючості ґрунту і збільшення урожайності сільськогосподарських культур.

Контрольні запитання та завдання

1. *Обґрунтуйте значення води в ґрунтових процесах.*
2. *Що таке ґрунтовий розчин? Його агрономічне значення.*
3. *Які існують форми (категорії) води в ґрунті?*
4. *Що таке вологоємність? Охарактеризуйте основні види вологоємності.*
5. *Що таке вологість в'янення і від чого вона залежить?*
6. *Охарактеризуйте водні властивості ґрунтів.*
7. *Що таке водний режим ґрунту і водний баланс?*
8. *Як розрахувати запаси продуктивної вологи в ґрунті?*
9. *Охарактеризуйте типи водного режиму ґрунтів.*

РОЗДІЛ СІМНАДЦЯТИЙ

ПОВІТРЯНИЙ РЕЖИМ ҐРУНТІВ

17.1. Форми ґрунтового повітря та повітряно-фізичні властивості ґрунтів

Ґрунтове повітря – один із факторів життя рослин. Кисень необхідний для проростання насіння, дихання коренів рослин і ґрунтових мікроорганізмів. Він бере участь у реакціях окиснення мінеральних і органічних сполук. При нестачі кисню послаблюються дихання, обмін речовин, а при його відсутності розвиток рослин припиняється. Побічний вплив нестачі кисню в ґрунті на продуктивність рослин пов'язаний зі зниженням величини окисно-відновного потенціалу, розвитком анаеробних процесів, утворенням токсичних для рослин сполук, зниженням доступності поживних речовин, погіршенням фізичних властивостей ґрунту. Все це знижує родючість ґрунту та врожайність рослин.

Газоподібна фаза ґрунту включає ґрунтове повітря та пароподібну вологу. Основний компонент газоподібної фази – ґрунтове повітря. Воно займає пори ґрунту, вільні від води. Чим вища загальна пористість і менша вологість ґрунту, тим більше міститься в ньому повітря.

Повітря в ґрунті знаходиться у чотирьох фізичних станах: *вільне, защемлене, адсорбоване й розчинне.*

Вільне ґрунтове повітря – це суміш газів і летких органічних сполук, які вільно переміщуються системою ґрунтових пор і з'єднуються з повітрям атмосфери.

Вільне ґрунтове повітря забезпечує аерацію ґрунтів і газообмін з атмосферою.

Защемлене ґрунтове повітря знаходиться в порах, з усіх боків ізольоване водяними пробками.

Тонкодисперсна ґрунтова маса й компактна її упаковка забезпечує найбільшу кількість защемленого повітря. У суглинкових ґрунтах кількість його досягає більше 12 % від загального об'єму ґрунту або четвертої частини його порового простору. Воно нерухоме, не бере участі в газообміні між ґрунтом й атмосферою, істотно перешкоджає фільтрації води в ґрунті, може спричиняти руйнування ґрунтової структури при коливанні температури, тиску, вологості.

Адсорбоване ґрунтове повітря – це гази й леткі органічні сполуки, адсорбовані ґрунтовими частинками на їх поверхні.

Чим більш дисперсний ґрунт, тим більше містить він адсорбованих газів при даній температурі. Кількість сорбованого повітря залежить від мінералогічного складу ґрунтів, вмісту органічної речовини, вологості. Пісок поглинає повітря в 10 разів менше, ніж важкий суглинок: відповідно 0,75 і 6,00 $см^3/г$. Тонкодисперсний кварц сорбує CO_2 у 100 разів менше, ніж гумус: відповідно 12 і 1264 $см^3/г$.

Розчинене повітря – це гази, розчинені в ґрунтовій воді. Це повітря обмежено може брати участь в аерації ґрунту.

Але розчинні гази відіграють велику роль у забезпеченні фізіологічних потреб рослин, мікроорганізмів, ґрунтової фауни, а також фізико-хімічних процесів, які протікають у ґрунті.

Загальною повітроємністю ґрунтів називають максимально можливу кількість повітря, яка може вміщуватися в повітряно-сухому ґрунті непорушеної будови при нормальних умовах.

Загальну повітроємність ($P_{з.п.}$) виражають у процентах до всього об'єму ґрунту й визначають за відповідною формулою.

Рз.п. = Рзаг. - Рг.

Рз.п. - загальна повітроємність, %;
Рзаг. - загальна пористість, %;
Рг.- об`єм гігроскопічної вологи, %

Повітроємність ґрунтів залежить від їх гранулометричного складу, складення, ступеня оструктурення. Необхідно розрізняти *капілярну* й *некапілярну* повітроємності. Ґрунтове повітря, яке міститься в капілярних порах малого діаметра, характеризує капілярну повітроємність ґрунтів. Велика кількість у ґрунті цього повітря свідчить про незначне переміщення газів у межах ґрунтового профілю. Це характерно для важкоглинистих, безструктурних, щільних, набубнявілих ґрунтів, що викликає розвиток у них процесів оглеєння.

Ра. = Рзаг. - Рк.

Ра. - пористість аерації, %;
Рзаг. - загальна пористість, %;
Рк.- об`єм капілярної пористості, %

Суттєве значення для забезпечення нормальної аерації ґрунтів має некапілярна повітроємність, або пористість аерації, тобто *повітроємність міжагрегатних пор*. Вона включає великі пори, ходи коренів і черв'яків у ґрунтовій товщі. Некапілярна повітроємність (P_a - пористість аерації) визначає кількість повітря, яка існує в ґрунтах при їх капілярному насиченні вологою.

У добре оструктурених ґрунтах некапілярна повітроємність досягає найбільших значень – 25 - 30 %.

Рв. = Рзаг. - Рw.

Рв. - повітровміст, %;
Рзаг. - загальна пористість, %;
Рw.- об`ємна вологість ґрунтів, %

Повітровміст – це кількість повітря, яка міститься в ґрунті при визначеному рівні зволоження.

Оскільки повітря і вода в ґрунтах є антагоністами, існує чітка від'ємна кореляція між волого- і повітровмістом.

Повітропроникність - здатність ґрунту пропускати через себе повітря.

Вона визначає швидкість газообміну між ґрунтом і атмосферою. Залежить від гранскладу ґрунту та його оструктуреності, від об'єму й будови порового простору. Переважно визначається некапілярною пористістю. Необхідно також звернути увагу на залежність некапілярної пористості від стану поверхні ґрунту, його розпушеності, наявності кірки.

За складом ґрунтове повітря суттєво відрізняється від атмосферного. Основні компоненти атмосферного повітря – азот (78,08%), кисень (20,98%), вуглекислий газ (0,03%), аргон (0,93%). На долю решти газів припадає лише 0,01% об'єму. Атмосферне повітря має досить постійний склад, і коливання у вмісті основних компонентів на різних висотах і в різних точках земної кулі незначні.

У ґрунтовому повітрі порівняно з атмосферним менше кисню і більше вуглекислого газу. Може змінюватися в межах кількох процентів і вміст азоту. Зменшення кількості азоту в ґрунті відбувається в результаті зв'язування його вільноживучими або симбіотичними азотфіксаторами, а збільшення – внаслідок розкладу білкових речовин і денітрифікації. В ґрунтовому повітрі болотних і заболочених ґрунтів у підвищених концентраціях можуть міститися аміак, метан, водень, сірководень. Постійними складниками ґрунтового повітря є нелеткі органічні сполуки (вуглеводні жирного та ароматичного рядів, складні альдегіди, спирти і ін.), що утворюються в процесі життєдіяльності ґрунтових мікроорганізмів. Ці сполуки можуть поглинатися коренями, поліпшуючи ріст рослин.

Ґрунтове повітря відрізняється динамічністю. Найбільш змінними в ґрунтовому повітрі є O_2 і CO_2. Їх вміст у ґрунтах дуже коливається відповідно до інтенсивності споживання кисню й продукування вуглекислого газу, а також зі зміною швидкості газообміну між ґрунтом і атмосферою. У ґрунтовому повітрі CO_2 може бути в десятки й сотні разів більше, ніж в атмосферному, а концентрація кисню може знижуватись з 20,9 до 15-10 % і нижче. В орних, добре аерованих ґрунтах кількість CO_2 в ґрунтовому повітрі не перевищує 1-2 %, а кількість O_2 не буває нижчою за 18%. В орних ґрунтах важкого гранулометричного складу вміст CO_2 може досягати 4-6 % і більше, а O_2 падати до 8-15 %.

Кисень виконує величезну роль у біосфері в цілому і в ґрунтовому повітрі зокрема. Достатній вміст кисню забезпечує необхідний рівень мікробіологічної діяльності, дихання коренів рослин і ґрунтової фауни. Дефіцит кисню пригнічує розвиток кореневих волосків, викликає масову загибель сходів рослин, провокує розвиток хвороботворних мікроорганізмів. Анаеробний процес починає розвиватися при зниженні вмісту кисню до 2,5-5 %. Концентрація кисню в ґрунтовому повітрі коливається від 0 до 21,0 %.

Вуглекислий газ. Існує думка, що вуглекислий газ атмосфери на 90 % має ґрунтове походження. Процеси дихання, розкладання органічної речовини постійно поповнюють запаси CO_2. Вуглекислий газ забезпечує асиміляційний процес рослин. Водночас його надлишок у складі ґрунтового повітря (більше 3 %)

пригнічує розвиток рослин, уповільнює проростання насіння, скорочує надходження води до рослинних клітин. Оптимальні рівні концентрацій CO_2 в складі ґрунтового повітря коливаються в межах 0,3 – 3,0%.

Існує високоінформативний показник біологічної активності ґрунтів: так зване "дихання ґрунтів". Воно характеризується швидкістю виділення CO_2 за одиницю часу з одиниці поверхні. Коливається від 0,01 до 1,5 г/м^2 · год.

Динаміка ґрунтового повітря визначається сукупністю всіх явищ поступання, переміщення й трансформації газів у межах ґрунтового профілю, а також взаємодією газової фази з твердою, рідкою й живою фазами ґрунту. Вона має добовий і сезонний (річний) хід. Крім того, ґрунтове повітря різко реагує на додаткове надходження вологи в ґрунт.

Добова динаміка визначається добовим ходом атмосферного тиску, температури, освітлення, зміною швидкості фотосинтезу. Ці параметри контролюють інтенсивність дифузії, дихання коренів, мікробіологічної активності, сорбції й десорбції, розчинності й дегазації.

Сезонна (річна) динаміка визначається річним ходом атмосферного тиску, температури та опадів і тісно зв'язаними з ними вегетаційними ритмами розвитку рослинності та мікробіологічної діяльності.

17.2. Газообмін у ґрунті

Процес обміну ґрунтового повітря з атмосферним називається аерацією, або газообміном.

Газообмін здійснюється через систему повітроносних пор під дією дифузії, зміни температури ґрунту, барометричного тиску, рівня ґрунтових вод, кількості вологи в ґрунті, вітру. Основним фактором аерації ґрунтів, газообміну між ґрунтом й атмосферою є *дифузія*.

Дифузія – це процес переміщення газів відповідно до їх парціального тиску.

Оскільки у ґрунтовому повітрі концентрація кисню завжди менша, а вуглекислого газу – більша, ніж в атмосфері, то під впливом дифузії створюються умови для безперервного надходження кисню в ґрунт і виділення CO_2 в атмосферу.

Зміна температури і барометричного тиску зумовлює газообмін, тому що при цьому відбувається стискування або розширення ґрунтового повітря.

Надходження вологи до ґрунту з опадами або при зрошенні викликає стискування ґрунтового повітря, його виштовхування з пор та надходження атмосферного повітря. Газообмін проходить і при випаровуванні води з ґрунту, коли звільнені пори і пустоти заповнюються атмосферним повітрям. Однак цей процес протікає повільно, і його роль у газообміні незначна.

Вплив вітру на газообмін незначний і залежить від його швидкості, макро- і мікрорельєфу та структури ґрунту й сильніше проявляється на пористих ґрунтах без рослинного покриву.

Перелічені фактори діють на газообмін комплексно, однак головним фактором надходження кисню в ґрунт та видалення вуглекислого газу є дифузія.

Швидкість дифузії газів залежить від швидкості теплового руху молекул газів і від довжини їх вільного пробігу.

Швидкість теплового руху молекул дуже висока (для O_2, N_2, CO_2, H_2 і парів води вона складає 461, 493, 393, 1838 і 615 м/с відповідно), і якби дифузія залежала тільки від теплового руху молекул, то вона в атмосфері проходила б миттєво. Однак цього не спостерігається. Внаслідок незначної довжини вільного пробігу молекул газів (для O_2, N_2, CO_2, H_2 і парів води вона в середньому дорівнює $10{,}2 \cdot 10^{-5}$; $9{,}5 \cdot 10^{-5}$; $6{,}5 \cdot 10^{-5}$; $17{,}8 \cdot 10^{-5}$ і $0{,}72 \cdot 10^{-5}$ см) вони зіштовхуються одна з одною і за одиницю часу проходять значно меншу відстань, ніж та, що властива швидкості теплового руху. Тому дифузія газів у ґрунті завжди повільніша, ніж у вільній атмосфері (в 2-20 разів).

Дифузія газів у ґрунті проходить через пори аерації, тобто пори, зайняті повітрям. Однак, пористість аерації, обчислена звичайним способом (різниця між загальною пористістю і вологістю ґрунту в об'ємних процентах), включає не тільки пори аерації, а й пори, зайняті защемленим повітрям, через які газообмін не проходить. Більше таких пор у важких безструктурних ґрунтах. Вважається, що нормальний газообмін між ґрунтовим і атмосферним повітрям здійснюється при пористості аерації 20% і сильно сповільнюється при 8-12 %. Але варто зазначити, що стан газообміну пов'язаний не тільки із сумарною кількістю пор, але і з їхнім розміром, який залежить перш за все від структури ґрунту. В структурному ґрунті, навіть при насиченні його водою до капілярної вологоємності, зберігається значна кількість великих міжагрегатних пор аерації, які забезпечують нормальний газообмін. При зволоженні безструктурного ґрунту до повної вологоємності всі його пори заповнюються водою і газообмін припиняється.

Регулювання повітряного режиму ґрунтів здійснюється агротехнічними і меліоративними заходами. Велике значення мають також заходи із забезпечення нормального газообміну: руйнування кірки, що утворюється на поверхні ґрунту після випадання дощів або поливів, підтримання поверхні ґрунту в розпушеному стані, що поліпшує повітропроникність ґрунту та ін.

Поліпшення повітряного режиму особливо необхідне в зонах, де розповсюджені ґрунти з надлишковим зволоженням. Продуктивність угідь на болотних і заболочених ґрунтах лімітується поганою аерацією та нестачею кисню. Тому їх повітряний режим регулюють осушуванням, тобто одночасно з регулюванням водного режиму.

17.3. Окисно-відновні процеси в ґрунтах

У ґрунті широко розповсюджені окисно-відновні процеси і в цьому відношенні його можна розглядати як складну окисно-відновну систему. Процесами окиснення називаються:

1) приєднання кисню: $2KNO_2 + O_2 \rightarrow 2KNO_3$;

2) віддача водню:

$$\begin{matrix} CH_2COOH \\ | \\ CH_2COOH \end{matrix} \rightarrow \begin{matrix} CH - COOH \\ \| \\ CH - COOH \end{matrix} + H_2$$

3) віддача електронів без участі водню і кисню:

$Fe^{2+} - e^- \rightarrow Fe^{3+}$

Зворотні процеси мають назву "відновлення".

Реакції окиснення і відновлення завжди протікають одночасно. У цьому процесі беруть участь дві або кілька речовин: одні втрачають електрони, окиснюються (реакція окиснення), інші – приєднують електрони, відновлюються (реакція відновлення). Донор електронів називається відновником (він окиснюється), акцептор – окиснювачем (він відновлюється). У загальному вигляді реакція записується так:

$$Ox \overset{+ne^-}{\underset{-ne^-}{\leftrightarrow}} Red,$$

де Ox – окиснювач; Red – відновник; e – електрони; n – кількість електронів, що беруть участь у реакції.

Окиснювальні процеси проходять при перетворенні органічної речовини в ґрунті. Наприклад, окиснення тирозину та інших ароматичних амінокислот у меланіни, сполук ненасиченого ряду, дубильних речовин, цукрів, амінокислот, білків та інших речовин, що входять до складу рослинних решток. В цілому окиснювальним процесом є також гуміфікація.

Більшість реакцій окиснення органічних речовин ґрунту належить до групи необернених. Оберненими окисно-відновними реакціями є широко розповсюджені в ґрунті реакції окиснення і відновлення заліза ($Fe^{3+} \leftrightarrow Fe^{2+}$), марганцю ($Mn^{4+} \leftrightarrow Mn^{2+}$), азоту ($N^{5+} \leftrightarrow N^{3+}$). У ґрунті проходить окиснення і відновлення кисню і водню ($O_2 \leftrightarrow O^{2-}$; $H_2 \leftrightarrow 2H^+$), сірки ($S^{6+} \leftrightarrow S^{2-}$), вуглецю ($CO_2 \leftrightarrow CH_4$). Більшість із цих реакцій має біохімічну природу, тобто тісно пов'язана з розвитком мікробіологічних процесів. Тому інтенсивність останніх значною мірою впливає на ступінь розвитку окисно-відновних процесів.

Основний окиснювач у ґрунті – молекулярний кисень ґрунтового повітря та ґрунтового розчину.

Розвиток окисно-відновних процесів у ґрунті тісно пов'язаний з умовами його аерації, а отже, залежить від усіх властивостей ґрунтів, що визначають стан газообміну (структура, щільність, гранулометричний склад і т.п.) і, перш за все, від вологості.

Інтенсивність і спрямованість окисно-відновних процесів залежать від стану зволоження і аерації ґрунтів, а також від вмісту в них органічної речовини і температурних умов, сприятливих для розвитку біохімічних процесів.

Погіршення аерації в результаті перезволоження ґрунту, ущільнення, утворення кірки та інші причини призводять до зниження величини окисно-відновного потенціалу. Найбільш різке падіння потенціалу відбувається в ґрунтах при вологості, близькій до повної вологоємності, коли порушується нормальний газообмін ґрунтового повітря з атмосферним. Крім того, суттєво впливає на окисно-відновні про-

цеси в ґрунті вміст і форма органічних речовин. Швидке зниження величини потенціалу при перезволоженні ґрунту спостерігається, як правило, тільки в гумусових горизонтах. Свіжа, не розкладена органічна речовина, що містить багато білків і розчинних вуглеводів, – найліпший матеріал для життєдіяльності мікроорганізмів та сприяє інтенсивному розвитку відновних процесів у перезволоженому ґрунті.

Для кількісної характеристики окисно-відновного стану ґрунту використовують величину окисно-відновного потенціалу (ОВП), яка, як правило, є опосередкованою, оскільки будь-який ґрунт містить одночасно окиснені та відновлені форми сполук, що й зумовлюють величину ОВП, яку визначають експериментально.

Окисно-відновним потенціалом ґрунту (ОВП) називають різницю потенціалів, що виникає між ґрунтовим розчином і поміщеним у ґрунт електродом із інертного металу (платини).

$$Eов = Eo + \frac{RT}{nF} \ln \frac{A[Ox]}{A[Red]}$$

Еов - величина окисно-відновного потенціалу, мВ;
Ео - нормальний потенціал, коли [Ox]:[Red]=1;
R - універсальна газова постійна, Дж/(моль К);
Т - абсолютна температура, К;
n - число зарядів, що переноситься іоном;
F - число Фарадея, Кл;
А[Ox], А[Red] - активність або концентрація окисновачів і відновлювачів у даній системі.

Вимірюється ОВП за допомогою потенціометра й виражається в мВ. Як електрод порівняння використовують каломельний електрод. Величина окисно-відновного потенціалу ($E_{ов.}$) характеризується рівнянням Петерса.

Згідно з рівнянням, чим вища концентрація окисника, тим вищий потенціал. Якщо активні концентрації окисника і відновника однакові, то відношення (окисн.)/(віднов.) дорівнює одиниці і тоді $E_{ов}=E_o$.

Потенціал системи, в якій активність окисника і відновника однакові і дорівнюють одиниці, називається нормальним потенціалом окисно-відновної системи.

Окисно-відновний потенціал по відношенню до водню позначають Eh.

Зміну потенціалу вираховують до умовного стандартного електрода. В електрохімії за нього взято водневий електрод. Потенціал стандартного нормального водневого електрода (який насичений при тиску в 1 атм газоподібним воднем і знаходиться в рівновазі з розчином, активність водневих іонів якого дорівнює одиниці) умовно вважається таким, що дорівнює нулю. Величина і знак заряду інших електродів, що використовуються при визначенні ОВП системи, встановлюється шляхом порівняння з водневим електродом.

$$Eh = Eo + \frac{RT}{nF} \ln \frac{[H^+]^2}{[H_2]}$$

або

$$Eh = 0{,}0291 \lg \frac{[H^+]^2}{[H_2]}$$

Напруженість окисно-відновних

процесів у ґрунтах певною мірою пов'язана з умовами реакції середовища – з величиною pH. Реакція середовища впливає на інтенсивність і спрямованість мікробіологічних процесів.

Для одержання порівняльних даних по окисно-відновних умовах в середовищах із різною величиною pH Кларк запропонував використовувати показник rH_2, який являє собою від'ємний логарифм тиску концентрації молекулярного водню.

$$rH_2 = \frac{Eh}{30} + 2\,pH$$

Величина rH_2, вища за 27, свідчить про переважання в ґрунті окисних процесів. Для відновних процесів у ґрунтах характерна величина, нижча 27 (22-25). Про інтенсивний розвиток відновних процесів свідчить величина rH_2, нижча 20.

Конкретний прояв окисно-відновних процесів у ґрунті залежить від його генетичних особливостей та стану водно-повітряного й температурного режимів. Тому різні ґрунти мають свої особливості у розвитку окисно-відновних процесів та сезонної динаміки їх прояву.

В дерново-підзолистих ґрунтах нормального зволоження величини ОВП змінюються в межах 550-750, у чорноземах 400-600 мВ. Найбільш низькими потенціалами характеризуються болотні ґрунти та ґрунти рисових полів, що перебувають під тривалим затопленням. При значеннях Eh менше 200 мВ спостерігається інтенсивний розвиток відновних процесів із типовими ознаками ґлеєутворення. Ґрунти нормального зволоження характеризуються відносно вирівняною величиною ОВП впродовж вегетаційного періоду, однак у періоди підвищеного зволоження ґрунтів і найбільш інтенсивного розвитку мікробіологічних процесів спостерігається деяке зниження його величини.

Найбільш контрастною динамікою окисно-відновних процесів характеризуються ґрунти, яким притаманне тимчасове перезволоження: дерново-підзолисті, бурувато-підзолисті, дерново-глеєві та інші.

Роль ОВП у ґрунтотворенні та родючості ґрунтів. Окисно-відновні процеси пов'язані з процесами перетворення рослинних решток, накопичення гумусу. Надлишкове зволоження уповільнює розклад органічної речовини, сприяє переважному утворенню фульвокислот. Зміна умов зволоження і висушування, відновлення і окиснення найсприятливіша для проходження процесів розкладу органічної речовини, рослинних решток, дегуміфікації.

ОВ-режим вирішально впливає на співвідношення у ґрунті елементів з різним ступенем окиснення. При відновленні сполук заліза і марганцю підвищується їх розчинність, рухомість, вони мігрують по профілю.

З відновними явищами пов'язані розвиток у сезонно-надлишково зволожених ґрунтах елювіально-глейового процесу та формування елювіальних горизонтів. При зміні відновних умов на окисні утворюються залізо-марганцеві новоутворення: ортштейни, конкреції, бобовини, плівки тощо. При відновленні сульфатів з'являються H_2S, FeS_2, які надають ґрунтові темного кольору.

Поживний режим ґрунту складається несприятливо як при різко окисних, так і при різко відновних умовах: анаеробіоз призводить до накопичення у ґрунтах H_2S, CH_4, H_2, NH_3 і т.ін. Оптимальні умови для процесів нітрифікації створюють-

ся при Eh 350-500 мВ. Головний прийом регулювання ОВ умов – оптимізація водно-повітряного режиму ґрунтів.

Контрольні запитання та завдання

1. Назвіть форми ґрунтового повітря.
2. Що таке повітроємність, повітропроникність та повітровміст?
3. Охарактеризуйте склад ґрунтового повітря.
4. Від чого залежить вміст O_2 і CO_2 в ґрунтовому повітрі?
5. Перелічіть умови, що визначають газообмін у ґрунті.
6. Що таке дифузія?
7. Дайте характеристику окисно-відновних процесів у ґрунті.
8. Яку роль відіграють окисно-відновні процеси в генезисі ґрунту та формуванні його родючості ?

РОЗДІЛ ВІСІМНАДЦЯТИЙ

ТЕПЛОВІ ВЛАСТИВОСТІ ТА ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ҐРУНТІВ

18.1. Тепловий режим

Кількість тепла в ґрунті, а відповідно і його температура, змінюються навіть протягом доби. Мінливість її величин суттєво впливає як на хід ґрунтотворних процесів, так і на умови росту і розвитку рослин. Тому необхідною умовою відтворення родючості ґрунту і підвищення урожайності культурних рослин є регулювання його теплового режиму.

Тепловий режим ґрунту – сукупність процесів надходження і віддачі тепла ґрунтом, його переміщення в ньому і всіх змін температури ґрунту.

Джерела тепла в ґрунті – променева енергія сонця (пряма і розсіяна сонячна радіація); тепло, що отримується від повітря, і тепло, яке утворюється в результаті розкладу рослинних решток; внутрішнє тепло земної кулі; тепло від радіоактивних процесів, що проходять у ґрунті.

Основним джерелом тепла у ґрунті є сонячна радіація. Вона складає 2 кал. на 1 $см^2$ поверхні землі. Але ця величина не скрізь однакова, тому що сонячні промені спрямовані до поверхні землі в різних точках під різним кутом. Кількість тепла, яка надходить від сонця, збільшується від полюсів до екватора.

Здатність ґрунту поглинати променисту енергію (теплопоглинальна здатність) залежить від будови ґрунту, його теплоємності.

На тепловий режим ґрунту істотно впливає втрата ґрунтом тепла, яке випромінюється в навколишню атмосферу. Вологі ґрунти мають більш високе променевипромінювання, ніж сухі.

Альбедо – це відношення кількості променистої енергії, яка відбивається від поверхні ґрунту, до загальної кількості променистої енергії, що надходить на Землю.

Найбільших величин альбедо досягає на поверхні снігу 0,7-0,8 (табл. 46). Альбедо залежить від кольору ґрунту, його структурного стану, вологості й вивітрюваності поверхні, а також від особливостей рослин (кольору листків, стебел).

Розрізняють *вагову* та *об'ємну* теплоємності ґрунту.

Вагова теплоємність – кількість тепла в калоріях, яка витрачається на нагрівання 1 г ґрунту на 1 ^{0}С (кал/г на 1 ^{0}С).

Теплоємність залежить від мінералогічного та гранулометричного складу і вологості ґрунту, а також від вмісту в ньому органічної речовини.

Вагова теплоємність для більшості мінеральних ґрунтів у абсолютно сухому стані коливається в порівняно вузьких межах – 0,17-0,20. З підвищенням вологості теплоємність піщаних ґрунтів зростає до 0,7, глинистих – до 0,8, а торфяних – до 0,9. Глинисті ґрунти відрізняються великою вологоємністю. Весною вони повільно нагріваються, за що й одержали назву "холодні" ґрунти. Легкі за гранулометричним складом ґрунти (піщані, супіщані) нагріваються швидко, тому їх називають "теплими". Теплоємність пухких ґрунтів, які характеризуються високою пористістю аерації, значно нижча від теплоємності щільних ґрунтів (табл. 47).

Таблиця 46

Залежність величини альбедо (%) від зволоження ґрунту і рослинності

Ґрунт, порода	*Альбедо, % (А)*	*Культура, рослинність*	*Альбедо, % (А)*
Чорнозем:		*Пшениця:*	
сухий	14	*яра*	10-25
вологий	8	*озима*	16-23
Глина:		*Трави:*	
суха	23	*зелені*	26
волога	16	*сухі*	19
Пісок білий і жовтий	34-40	*Картопля*	19

Таблиця 47

Теплоємність складових частин ґрунту, ккал/г·град

Речовина	*Вагова*	*Об'ємна*
Пісок кварцевий	0,196	0,517
Глина (суха)	0,233	0,575
Органічна речовина (торф)	0,477	0,601
Вода	1,000	1,000
Повітря	0,239	-

Теплопровідність ґрунту – здатність його проводити тепло.

Теплопровідність вимірюється кількістю калорій тепла, яке проходить за 1 с через 1 см² ґрунту шаром 1 см. У такому багатофазному середовищі, яким є ґрунт, тепло передається різними шляхами: через розділяючі частини або повітря; при безпосередньому контакті частин між собою. На величину теплопровідності впливає хімічний склад, вологість, кількість повітря, щільність і температура ґрунту.

Гранулометричний склад ґрунту безпосередньо впливає на величину теплопровідності. Остання тим значніша, чим більші механічні елементи ґрунту (табл. 48). Дослідним шляхом установлено, що теплопровідність фракцій великозернистого піску з однаковою пористістю та вологістю в два рази більша, ніж великопилуватої фракції. Теплопровідність твердої фази приблизно в 100 разів більша від теплопровідності повітря, а тому пухкий ґрунт характеризується більш низьким коефіцієнтом теплопровідності, ніж щільний ґрунт. Експериментально встановлено, що при зміні щільності від 1,1 до 1,6 г/см³ теплопровідність збільшується в 2 – 2,5 раза. Зворотна залежність виявляється між пористістю і теплопровідністю: при збільшенні пористості з 30 до 70% теплопровідність зменшується у 6 разів.

Таблиця 48

Теплопровідність складових частин ґрунту, ккал/см · с · град

Речовина	*Тепло-провідність*	*Речовина*	*Тепло-провідність*
Повітря	0,00006	*Кварц*	0,0024
Вода	0,00136	*Граніт*	0,0082
Торф	0,00027	*Базальт*	0,0052

Прямий вплив на теплопровідність має ступінь зволоження ґрунту. При однаковій дисперсності та щільності вологіший ґрунт характеризується більшою теплопровідністю, ніж сухіший.

Для оцінки швидкості вирівнювання температури горизонтів ґрунту використовують поняття температуропровідності. Остання визначається зміною температури ґрунту внаслідок надходження до нього тепла, що протікає за 1 с через 1 см² поперечного перерізу при різниці температури в 1 °С на відстань 1 см.

Тепловий режим має добову та річну ритмічності. Найбільші коливання температури впродовж доби весною та літом поширюються на глибину 70-100 см, але амплітуда коливань дуже зменшується, коли на поверхні ґрунту є рослинність або сніг.

Річні коливання температури ґрунту досягають більш глибоких шарів. У південних широтах річні температурні коливання не відчуваються на глибині 5 м, а при різко континентальному кліматі коливання поширюються на глибину до 30 м. Значний вплив на ріст озимих і зимуючих рослин і на водний режим ґрунту здійснює промерзання та розмерзання ґрунту. Глибоке промерзання погіршує перезимівлю озимих, а також створює труднощі проникненню в ґрунт води, яка утворюється з льоду.

В літні місяці найвищі середньодобові температури спостерігаються на поверхні ґрунту. З глибиною вони знижуються спочатку швидко, а потім поступово. В зимові місяці, навпаки, температура з глибиною підвищується.

Суттєвий вплив на температурний режим ґрунту здійснює ґрунтовий покрив. Погано проводячи тепло, сніг зменшує випромінювання його з ґрунту і віддачу в атмосферу, тобто зменшує охолодження ґрунту.

Тепловий режим ґрунту залежить від рельєфу місцевості. Експозиція схилів та їх крутизна визначають різницю в кількості тепла, що отримується від сонця. Ґрунти південних, південно-східних і південно-західних схилів прогріваються краще, ніж на північних, північно-західних і північно-східних схилах і вирівняних ділянках.

Ґрунти, покриті рослинністю (озимі, трави, ліс і т.ін.), промерзають менше, ніж непокриті.

Таблиця 49

Систематика теплових режимів ґрунтів (за М.О. Дімо)

Класи (групи)	*Підкласи (типи)*
Промерзаючі	мерзлотні тривало-сезонно-промерзаючі сезонно-промерзаючі
Непромерзаючі	охолоджуючі теплі жаркі

У різних ґрунтово-кліматичних зонах складаються різні температурні режими ґрунтів (табл. 49).

1. Мерзлотні режими типові для ґрунтів з багаторічною мерзлотою. Середньорічна температура ґрунтів від'ємна. Температура найтеплішого місяця на глибині 0,2 м не перевищує 20 °С.

2. Тривало-сезонно-промерзаючі: до п'яти місяців переважає додатна середньорічна температура профілю. Температура самого теплого місяця на

глибині 0,2 м складає від 10 до 25°С. Глибина промерзання більше 1 м.

3. Сезонно-промерзаючі ґрунти мають додатну середньорічну температуру. Термін промерзання не більше 2-х місяців. Підстелаючі породи немерзлі. Температура теплого місяця на глибині 0,2 м - 20 - 30°С.

4. Непромерзаючі ґрунти мають протягом року додатні середньорічні температури по профілю.

Суттєві зміни в характер теплового режиму ґрунтів вносить обробіток ґрунту, а також агромеліоративні заходи.

Основний показник теплозабезпеченості ґрунтів – сума активних температур (>10 °С) у ґрунті на глибині 20 см (табл. 50), тому що саме тут розміщується основна маса коренів рослин.

Таблиця 50

Оцінка теплозабезпеченості ґрунтів (за М.О. Дімо)

Сума активних температур ґрунту на глибині 0,2 м, °С	*Теплозабезпеченість ґрунтів*	*Сума активних температур ґрунту на глибині 0,2 м, °С*	*Теплозабезпеченість ґрунтів*
0-400	Низька	2100-2700	Вище середньої
400-800	Дуже слабка	2700-3400	Добра
800-1200	Слабка	3400-4400	Дуже добра
1200-1600	Нижче середньої	4400-5600	Висока
1600-2100	Середня	5600-7200	Дуже висока

18.2. Регулювання теплового режиму

Зважаючи на те, що тепловий режим ґрунту взаємозв'язаний із водним, повітряним і поживним режимами, метою його регулювання є поліпшення умов життя рослин. Залежно від умов ґрунтово-кліматичної зони, воно повинно спрямовуватися на збільшення притоку тепла до поверхні ґрунту (північні райони) або на його зменшення (південні райони).

Щодо характеру активного впливу на тепловий режим ґрунту всі дії щодо його регулювання поділяються на агротехнічні, агромеліоративні та агрометеорологічні.

До групи *агротехнічних заходів* входять способи обробітку ґрунту: глибоке розпушування, коткування, нарізання гребенів, залишення стерні на поверхні, мульчування. *Агромеліоративні заходи* включають лісонасадження, боротьбу з посухою, зрошення, осушення. *Агрометеорологічні заходи* спрямовані на зниження випромінювання тепла з ґрунту, боротьбу із заморозками і т.ін.

Дія меліоративних заходів на тепловий режим найбільш стійка та радикальна. Лісосмуги комплексно впливають на тепловий і водний режими ґрунту. Вони сприяють накопиченню снігу на полях, зменшують стік талих вод, безпосередньо впливаючи на температуру ґрунту. Лісосмуги змінюють мікроклімат місцевості, знижують швидкість вітру в лісосмуговому просторі порівняно з відкритою місцевістю на 20-40 %. Це зменшує вертикальний обмін приземного шару повітря з атмосферним і сприяє зниженню температури повітря в міжсмуговому просторі вдень та підвищенню вночі.

Для захисту озимих культур від вимерзання велике значення має снігозатримання. Наприклад, із дослідів В.В. Милого відомо, що якщо на поверхні ґрунту без снігу температура становила – 19,4 °С, то під шаром снігу товщиною 16 см – 13,5 °С, а товщиною 33 см – 5,6 °С. Це пояснюється низькою теплопровідністю снігу.

Зрошення зменшує відбивання сонячної радіації на 20% та знижує випромінювану радіацію, а отже, збільшує надходження теплової енергії в ґрунт. Зрошення збільшує теплопровідність ґрунту, що сприяє більш рівномірному його прогріванню і зменшенню коливань температури.

Тепловий режим поліпшується при осушенні перезволожених ґрунтів. На таких ґрунтах ефективний гребневий спосіб сівби та садіння культурних рослин. У гребенях ґрунт швидше просихає і ліпше прогрівається. Температура в гребені впродовж дня вища на 3-5 °С, ніж на вирівняних ділянках. Це важливо для захисту рослин від заморозків.

До групи меліоративних відносять також заходи, спрямовані на зміну мікрорельєфу ґрунту. На вирівняних ділянках зменшується прогрівання ґрунту та аерація посівів, знижується акумуляція розсіяної сонячної радіації та конвективний теплообмін повітря з ґрунтом.

Для регулювання теплового режиму найбільш доступні агротехнічні заходи. Обробіток ґрунту змінює співвідношення між водою і повітрям, а отже, і його теплоємність і теплопровідність.

Різниця температур обробленого і необробленого ґрунту може досягати 5 °С і більше. Глибоко зораний та розпушений ґрунт навесні ліпше прогрівається, ніж ущільнений. Розпушений ґрунт вдень більше вбирає сонячної радіації, а вночі більше її випромінює, ніж ущільнений. Коткування розпушеного ґрунту підвищує його температуру на глибині 3 см на 2-4 °С.

Температуру ґрунту можна регулювати також мульчуванням, тобто покриттям поверхні торфом, соломою, листям, гноєм, деревною тирсою, полімерними і пластмасовими плівками. Чорний матеріал зменшує альбедо ґрунту на 10-15 %. Це приводить до зниження відбивної здатності та кращого прогрівання ґрунту. Білий матеріал (крім плівок) є засобом зниження надлишкового нагрівання ґрунту. Покриття поверхні прозорими плівками сприяє інтенсивнішому прогріванню ґрунту порівняно з темними плівками внаслідок того, що прозорі пропускають видиму частину сонячного спектра та інфрачервону радіацію і зменшують витрату тепла. При мульчуванні поверхні зменшуються також добові коливання температури ґрунту.

До групи агрометеорологічних заходів регулювання теплового режиму відносять утворення димових завіс, яке застосовується для захисту рослин від заморозків і затінення поверхні ґрунту щитами, мульчою, що знижує температуру верхнього шару ґрунту.

Вміле регулювання теплового режиму ґрунтів сприяє відтворенню ґрунтової родючості й істотно підвищує врожайність сільськогосподарських культур.

Контрольні запитання та завдання

1. Дайте визначення теплового режиму ґрунту.

2. Наведіть систематику теплових режимів ґрунтів.

3. Назвіть основні заходи регулювання теплового режиму ґрунтів.

РОЗДІЛ ДЕВ'ЯТНАДЦЯТИЙ

МІКРОБІОЛОГІЧНИЙ І ПОЖИВНИЙ РЕЖИМИ ҐРУНТУ ТА ЇХ РЕГУЛЮВАННЯ

19.1. Жива фаза ґрунту, еколого-географічне розповсюдження мікроорганізмів у ґрунтах

Ґрунт населяють багато рослинних і тваринних організмів, різних за розмірами, з неоднаковою активністю. Вони беруть участь у генезисі та еволюції ґрунту як фактори біологічного вивітрювання та гумусоутворення, а також у мобілізації поживних речовин, значною мірою зумовлюючи формування родючості ґрунту.

Організми, що заселяють ґрунт, поділяються на макро- та мікроорганізми і включають як тваринні, так і рослинні види.

Макроорганізми представлені *макрофауною* і *макрофлорою*. Найбільш розповсюджені з *макрофауни* – гризуни, комахоїдні, комахи, двопарноногі, рівноногі, кліщі, черевоногі, молюски, багатоніжки, павуки та кільчасті черви. Життєвий цикл або значна його частина багатьох представників макрофауни проходить у ґрунті. Вони сприяють перемішуванню ґрунту, підтриманню грудкуватої структури, аерації та дренованості ґрунту. Вони можуть впливати також на хімічні перетворення, що проходять у ґрунті безпосередньо в результаті власних процесів травлення, або побічно – знищуючи бактерій, грибів, найпростіших і т.п. Після відмирання вони є джерелом органічної речовини ґрунтів.

Одними з організмів, що беруть найактивнішу участь у процесах ґрунтоутворення, є *дощові черви*. Ч. Дарвін вперше припустив можливість створення ними гумусу. Він вважав, що весь поверхневий шар ґрунту за багато років неодноразово проходив і ще не раз пройде через шлунково-кишковий тракт червів. Існує думка, що головну роль у створенні зернистої структури чорноземів відіграли саме дощові черви.

У різних кліматичних зонах кількість дощових червів у ґрунті різна (від кількох сотень до мільйона і більше). Загальна біомаса їх – 30-500 кг/га. Дощові черви віддають перевагу вологим ґрунтам, із високим вмістом органічної речовини та кальцію. Більша чисельність їх, як правило, у важких за гранскладом ґрунтах, з нейтральною або слабокислою реакцією. Їх чисельність, активність та видовий склад сильно змінюється під впливом реакції середовища та інших факторів.

Макрофлора представлена в основному коренями рослин, які є головним джерелом органічної речовини ґрунту. Ця форма повернення органічної речовини в орні ґрунти у вигляді кореневих решток є необхідною умовою як для підтримання запасів гумусу, так і для живлення мікроорганізмів. Крім того, корені вищих рослин порушують рівновагу ґрунтових розчинів, засвоюючи з них розчинні сполуки, а також вибірково вилучаючи поживні речовини з допомогою кислот, що концентруються на їх поверхні. Завдяки кореневим виділенням вищих рослин стимулюється розвиток мікрофлори, що знаходиться в ризосфері. Роль вищих рослин у процесах ґрунтотворення розглядалась у підрозділах 10.5 та 13.1.

Значну роль у педогенезі відіграє мікрофауна, зокрема найпростіші та ґрунтові нематоди.

Найпростіші – найбільш просто організовані тваринні форми. Вони складаються з однієї великої клітини. В ґрунті знайдено майже 250 видів найпростіших. У 1 г ґрунту може налічуватися 0,5-1 млн. *джгутикових*, 100-500 тис. *амеб*, 800-1000 – *війчастих*. Біомаса найпростіших складає 100-300 кг/га. Основні фактори, що регулюють розподіл найпростіших у ґрунті, – аерація та джерела поживних речовин. Вони зосереджені переважно в поверхневому шарі ґрунту й зростання чисельності спостерігається весною та восени. Найпростіші можуть знищувати фітопатогенні бактерії, сприяючи омолодженню складу популяцій важливих у функціональному відношенні груп мікроорганізмів і підтримуванню їх в активному стані.

Нематоди – поширені в більшості ґрунтів. Їх чисельність досягає кількох мільярдів на 1 га. За способом живлення нематоди поділяються на три групи: 1) нематоди, які живляться органічними речовинами, що розкладаються; 2) нематоди, які живляться іншими нематодами, мікроорганізмами, найпростішими, рослинами, бактеріями тощо; 3) нематоди, які проникають у корені вищих рослин і проводять там частину свого життєвого циклу. Найпоширеніші в ґрунті – представники першої групи, які сприяють розкладанню органічних речовин, їх перемішуванню з мінеральною частиною ґрунту і поліпшенню аерації ґрунту.

Мікрофлора ґрунту складається з організмів, які можна поділити на три великі групи у відповідності з розміром та ступенем подібності й розмістити по низхідній у такому порядку: *водорості, гриби* та *бактерії*.

Водорості – розповсюджені переважно в поверхневих шарах ґрунту. Вони здебільшого містять хлорофіл, здатні фотосинтезувати і продукувати первинну органічну речовину. Більшість ґрунтових водоростей – мікроскопічні організми, але, на відміну від інших мікроорганізмів, скупчення водоростей легко помітити неозброєним оком при їх рясному розвитку в ґрунті. Особливо інтенсивно розвиваються водорості на польових ґрунтах, до посіву і після збирання врожаю сільськогосподарських рослин. При цьому відбувається позеленіння ґрунту, що одержало назву «цвітіння». Частіше цвітіння ґрунту буває навесні і восени при сполученні сприятливих умов вологості, температури, освітленості й елементів живлення. Цвітіння ґрунту вважається в народі прикметою гарного врожаю. У цей період на 1 $см^2$ поверхні ґрунту може розвиватися до 40 млн. клітин, а їх біомаса сягає 1,5 т/га. Після відмирання ця біомасса надходить у біологічний кругообіг і використовується іншими мікроорганізмами і через них – вищими рослинами.

Водорості виявляються у всіх ґрунтах, в т.ч. у ґрунтах пустель і напівпустель. Чисельність і біомаса водоростей варіює в одному і тому ж ґрунті в залежності від вологості, сольового режиму й умов освітлення. Кількість клітин в 1 $м^2$ ґрунту складає від 5 тис. до 1,5 млн, сягаючи максимальних значень на ґрунтах, не зайнятих суцільним покривом вищих рослин, наприклад на паруючому полі, по стерні, в кірковому солончаку, на такирі. Їхня біомаса в шарі 0-10 см сягає іноді

сотень кг/га. Річна продукція ґрунтових водоростей у різних ґрунтах коливається від 50 до 1500 кг/га.

Функції водоростей у ґрунтах визначаються насамперед їхньою належністю до фотоавтотрофної групи організмів – первинних продуцентів органічної речовини. Продуктивність водоростей у наземних біогеоценозах, природно, незрівнянно менша, ніж вищих рослин, однак їхня біомаса мінлива, вона швидко накопичується при сприятливих умовах і легко мінералізується, а також служить харчовою базою для безхребетних тварин.

Водорості впливають на кисневий режим ґрунтів, нагромадження в них азоту і структурний стан. Ґрунтові водорості можуть бути біоіндикаторами процесів, що протікають у ґрунті, газового і сольового режимів, забруднення ґрунтів продуктами промислової діяльності людини

Водорості, як і всі *еукаріоти*, не здатні зв'язувати молекулярний азот. Тільки синьозелені водорості, чи ціанобактерії, належать до азотфіксуючих мікроорганізмів – *прокаріотів*. Джерелами азоту при рості водоростей, як і для вищих рослин, у ґрунті є амонійні і нітратні сполуки. В цьому відношенні водорості виступають конкурентами рослин за доступні форми азоту. Однак розвиток водоростей у ґрунті ранньою весною чи пізньою осінню після збирання врожаю може сприяти тимчасовому закріпленню (іммобілізації) розчинних сполук азоту і запобіганню їхнього вимивання з ґрунту.

У ґрунті виявляються представники далеко не всіх відомих груп водоростей. Загальна кількість видів водоростей, знайдених у ґрунтах, наближається до 2000. Флористична особливість угруповання ґрунтових водоростей – досить висока видова розмаїтість жовто-зелених (приблизно 10 % від загальної кількості видів), тоді як у водних середовищах їх частка не перевищує 2 %. Серед ґрунтових водоростей приблизно порівну і найбільшою кількістю видів представлені зелені і синьо-зелені (близько 500 видів кожного відділу), далі йдуть діатомові (близько 300 видів) і жовто-зелені (більше 150) і дуже мало евгленових і пірофітових. Із червоних водоростей геобіонтів відомий усього один вид.

Залежно від умов, водорості можуть вести спосіб життя, подібний до вищих рослин (на світлі, у верхніх шарах ґрунту) або до менш організованих форм (у більш глибоких шарах ґрунту, без доступу кисню), як, наприклад, гриби.

На відміну від водоростей, у *грибів* відсутній хлорофіл, вони облігатно гетеротрофні організми. Ці організми складають окреме царство, до якого входять еукаріоти з відносно простою організацією – від одноклітинних до нитчастих, міцеліальних, що розмножуються спорами. Розростаючись на поверхні чи в глибині субстрату, гриби стикаються з ним клітинною оболонкою, через яку вони виділяють у зовнішнє середовище ферменти і поглинають поживні речовини абсорбтивним шляхом. Такий тип взаємодії із субстратом визначає положення грибів як деструкторів органічних речовин у екосистемах. Ґрунтові гриби представляють найбільшу екологічну групу, що бере участь у мінералізації органічних залишків рослин і тварин та в утворенні ґрунтового гумусу.

Основна вегетативна структура грибів – *гіфа*; сукупність гіф утворює *міцелій*, чи *грибницю*. Гіфи мають ниткоподібну будову і здатні обплітати ґрунтові частинки, створюючи умови для біогенного структуроутворення.

Гриби синтезують і виділяють у зовнішнє середовище різноманітні гідролітичні ферменти, що розкладають будь-які органічні субстрати аж до лігніну. Завдяки цим здібностям вони виконують функцію деструкторів в аеробній зоні За добу гриби розкладають у 2-7 разів більше органічної речовини, ніж споживають. Цим вони відрізняються від консументів. Є екологічні групи грибів, що спеціалізуються по субстратах.

Багато ґрунтових грибів утворюють темнозабарвлений міцелій за рахунок синтезу й акумуляції в гіфах меланіноподібних (чорних) пігментів. Після відмирання і лізису міцелію ці речовини накопичуються в ґрунті в складі ґрунтового гумусу. Гриби в процесі метаболізму утворюють і виділяють у середовище багато органічних кислот, що сприяють розчиненню важкодоступних фосфатів і впливають на живлення рослин фосфором та іншими елементами, що вилучаються з мінералів. Ґрунтові гриби здатні здійснювати процес гетеротрофної нітрифікації, що має значення в кислих лісових ґрунтах, де автотрофна нітрифікація відсутня. Гриби-хижаки знищують шкідливих нематод і амеб і являють перспективу для розробки біологічних методів боротьби зі шкідниками кореневих систем рослин.

Найчисленнішими в ґрунтах є представники пліснявих грибів і базидіоміцетів. Зокрема, останні в лісових ґрунтах викликають утворення мікоризи. Гриби можуть жити в умовах часткового анаеробіозису, однак аеробні умови стимулюють їх розвиток. Чисельність грибів у поверхневому шарі ґрунту може складати від 2-10 тис. до 1-3 млн. на 1 г ґрунту, а біомаса – 1000 – 1500 кг/га і більше.

Бактерії в окультурених ґрунтах переважають всіх інших організмів як за чисельністю, так і за різноманітністю. Розміри їх близькі до розмірів колоїдних частинок. Кількість бактерій в ґрунті змінюється від 0,3 до 95 млн. і може сягати навіть 4 млрд. в 1 г ґрунту. У високородючих ґрунтах їх біомаса сягає 500 кг/га і більше. Ці мікроорганізми – багатофункціональні, вони беруть участь у всіх циклах перетворення хімічних елементів. Залежно від функціональних та фізіологічних особливостей виділяють бактерії, що розкладають вуглецевмісні сполуки, азотфіксатори, амоніфікатори, нітрифікатори, денітрифікатори, фосфат-мобілізатори, залізобактерії, сіркобактерії, галобактерії, метаногени і т.ін.

Особливу групу серед бактерій складають *актиноміцети*. Це міцеліальні бактерії різного ступеня морфологічної диференціації, але подібні між собою за біохімічними показниками. Міцелій актиноміцетів дуже тонкий – менше 1,5 мкм у діаметрі. При рості на щільних поживних середовищах міцелій проникає в субстрат (субстратний міцелій), а частина розвивається над субстратом (повітряний міцелій). Виділено кілька груп актиноміцетів, серед яких найбільш важлива роль у ґрунтотворенні належить нокардіям (беруть участь у мінералізації органічних речовин у ґрунтах на пізніх стадіях сукцесії, розкладають складні сполуки, в тому числі й молекули гумінових кислот) і стрептоміцети (найпоширеніші ґрунтові актиноміцети, що розкладають вуглеводи та виділяють у ґрунт антибіотики).

Чисельність цих організмів в 1 г ґрунту змінюється від сотень тисяч до мільйонів, а біомаса їх може складати 700 кг/га. Вони добре розвиваються в не дуже кислих і не дуже вологих ґрунтах, збагачених органічними речовинами. Більшість із них є аеробними організмами.

Бактерії бувають *гетеротрофними* і *автотрофними.* Гетеротрофи використовують енергію та вуглець, що містяться в складних органічних сполуках. Автотрофи використовують енергію, що виділяється при окисненні мінеральних речовин, добуваючи вуглець із вуглекислого газу, азот – із мінеральних сполук. До автотрофів належать нітрифікуючі, водневі, сірко- та залізобактерії. Бактерії відрізняються між собою за реакцією на умови навколишнього середовища. Тому природа, активність і чисельність бактерій різних типів залежать одночасно від наявності поживних речовин та ґрунтових умов.

Температурні умови, що складаються у ґрунті суттєво впливають на чисельність мікроорганізмів та мікробіологічні процеси у ньому. Слабкий мікробіологічний розклад органічної речовини розпочинається при температурі 0 °С. Однак відомі випадки бактеріального розкладу при - 5 °С. Для різних ґрунтових сапрофагів верхня межа оптимальної температури складає 15-30 °С, для мікроорганізмів - 35 °С.

Мікроорганізми порівняно з ґрунтовими тваринами влітку можуть переробляти органічні рештки за умов досить низької вологості. Вони здатні проявляти активність при вологості ґрунту, що наближається до максимальної гігроскопічності і здатні засвоювати вологу, яка малодоступна вищим рослинам. Оптимальна вологість для більшості мікроорганізмів – 60-80 % від ПВ. Актиноміцети досить добре розвиваються при низькій вологості (20 % від ПВ).

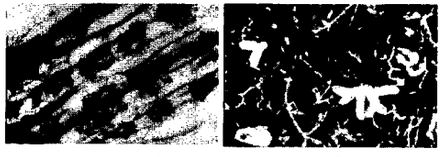
Отже, головними екологічними факторами, що визначають природу та кількість живих організмів у ґрунтах, є органічні рештки, температура та вологість ґрунту. Ці ж фактори визначають і географічне розповсюдження мікроорганізмів у ґрунтах. У регіонах із більш сприятливими ґрунтово-кліматичними умовами ґрунти, що містять більше органічних речовин, більш заселені живими організмами.

19.2. Взаємозв'язок ґрунтових мікроорганізмів і рослин

Мікроорганізми в ґрунті входять до складу складного біоценозу і проявляють по відношенню один до одного і до вищих рослин пригнічуючу або стимулюючу дію. Основними типами взаємовпливу між ґрунтовою біотою є *симбіоз, метабіоз, антагонізм, паразитизм.*

Симбіоз – це форми існування, співжиття різних видів, які вигідні обом видам чи одному з них, без завдання шкоди іншому.

Прикладом симбіозу може бути мікориза (рис. 85), коли на коренях і в клітинах коренів як дерев'яних, так і трав'яних рослин розповсюджується міцелій грибів. Він виконує функції всмоктуючого апарату кореневої системи, забезпечуючи рослини водою та елементами живлення. Гриби у свою чергу використовують вуглеводи, в тому числі цукор, а також деякі оксикислоти і амінокислоти, що поступають із листя в корені рослин. Яскраво виражений симбіоз спостерігається між бульбочковими бактеріями і бобовими рослинами.



1 2

Рис. 85. Ендо - (1) та екзомікориза (2)

Один із широко розповсюджених типів взаємовідносин між мікроорганізмами в ґрунті – *метабіоз*. Типовим прикладом метабіозу є взаємовідносини між азотобактером і целюлозорозкладаючими бактеріями. Ці організми в процесі своєї життєдіяльності створюють умови, сприятливі для взаємного розвитку.

Швидка мінералізація органічної речовини в ґрунті проходить лише завдяки спільній діяльності різних груп мікроорганізмів. Розвиток *облігатних анаеробних бактерій* в ґрунті неможливий, якщо разом із ними не розвиваються *аеробні бактерії,* що поглинають молекулярний кисень. Розвиток у ґрунті бактерій другої фази процесу нітрифікації неможливий без діяльності нітрифікуючих бактерій першої фази цього процесу, що окиснюють аміак до азотної кислоти.

Паразитизм зустрічається як серед макроорганізмів, так і серед мікроорганізмів. Це такі форми взаємовідносин між організмами, коли один організм живе і живиться за рахунок іншого протягом тривалого часу і призводить його до загибелі. Розрізняють *фіто-* і *зоопаразитизм.*

Внутрішні паразити називаються ендопаразитами, зовнішні – ектопаразитами.

Явище паразитизму використовується для розробки біологічних методів захисту культурних рослин від шкідників та хвороб.

Антагоністичні взаємовідносини між мікроорганізмами пояснюються тим, що одні групи мікроорганізмів виділяють у середовище речовини, що стримують розвиток інших груп мікроорганізмів. Так, окремі види актиноміцетів виділяють у ґрунт речовини (антибіотики), що стримують розвиток деяких бактерій.

Взаємодія між мікроорганізмами і рослинами продовжується й після відмирання останніх. Вона зумовлює повну мінералізацію рослинних решток або утворення гумусу.

Одним із найважливіших показників рівня родючості ґрунту та умов росту і розвитку культурних рослин є *біологічна активність ґрунту,* яка характеризує діяльність ґрунтової біоти.

Під біологічною активністю розуміють загальну біогенність ґрунту, що визначається підрахунком загальної кількості мікроорганізмів у ґрунті.

Іноді для характеристики біологічної активності ґрунту визначають кількість окремих фізіологічних груп мікроорганізмів, наприклад нітрифікуючих або целюлозорозкладаючих бактерій і т.п.

Виділення вуглекислого газу з ґрунту в приземний шар атмосфери називається «диханням» ґрунту.

Інтенсивність «дихання» ґрунту залежить від його властивостей, гідротермічних умов, характеру рослинності, агротехнічних заходів. Виділення CO_2 ґрунтом посилюється при його окультурюванні у зв'язку з активізацією біологічних процесів та поліпшенням умов аерації. Зниження виділення CO_2 ґрунтом (зниження біологіч-

ної активності) може погіршити поступання кисню в ґрунт, що спричинюватиме утворення токсичних речовин.

За умов нестачі кисню кореневі виділення рослин та проміжні продукти мінералізації гумусу перетворюються в сильновідновлені сполуки, що веде до створення вогнищ токсичності в ґрунті. При цьому в зоні коренів деяких рослин вибірково накопичуються певні групи мікроорганізмів, що несприятливо впливають на рослини.

Отже, взаємозв'язок ґрунтових мікроорганізмів і рослин значно зумовлює продуктивність останніх, а біологічна активність ґрунту є інтегральним показником його родючості.

19.3. Азот у ґрунті і шляхи регулювання азотного режиму

Сукупність всіх процесів надходження, трансформації і використання елементів живлення рослин, що забезпечує наявність у ґрунті певного кількісного і якісного їх стану, формує поживний режим ґрунту в цілому і кожного елемента окремо.

Азот – важливий біогенний елемент, необхідний рослинам. Він знаходиться в ґрунті, переважно, у формі органічних сполук, які походять з рослинних і тваринних решток. Накопичення азоту в ґрунті можливе тільки в органічній формі. Тому вміст азоту в ґрунті залежить від вмісту органічної речовини і, перш за все, гумусу. Отже, чим більше гумусу міститься в ґрунті, тим більше в ньому буде й азоту (табл. 51).

Таблиця 51

Загальний запас гумусу й азоту в різних ґрунтах (за І.В. Тюріним), (т/га)

Ґрунт	Гумус		Азот	
	0-20см	0-100см	0-20см	0-100см
Дерново-підзолистий	53	99	3,2	6,6
Сірий лісовий	109	215	6,0	12,0
Чорнозем:				
вилугуваний	192	549	9,4	26,5
потужний	224	709	11,3	35,8
звичайний	137	426	7,0	24,0
Темно-каштановий	99	229	5,6	-

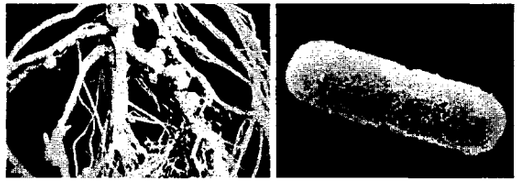
В атмосфері азоту знаходиться майже 79 %. Загальні запаси його в земній корі, за даними В.І. Вернадського, складають 0,023 вагових проценти, у дерново-підзолистих ґрунтах – 0,05-0,2%, у чорноземах – 0,3-0,5 %. Майже 99 % азоту знаходиться в органічній формі, а в мінеральній – 1,0 %. Основним джерелом надходження азоту в ґрунт є атмосфера.

З опадами звичайно надходить невелика кількість азоту у вигляді оксидів NO і NO_2. Оксиди азоту утворюються при електричних розрядах у високих шарах атмосфери. Аміак поглинається також водою, туманом, росою й інеєм із повітря, куди він надходить із продуктами згорання палива і під час лісових та степових пожеж. З атмосферними опадами за рік у ґрунт надходить дуже мала кількість азоту (від 3 до 17 кг/га). При такій кількості азоту не можна одержати високого врожаю сільськогосподарських культур. Крім того, кількість азоту, що надходить з опадами, змінюється в залежності від різних умов. Недалеко від великих міст і заводів, звичайно, підвищується кількість аміаку, а в деяких субтропіках і тропіках – окисів азоту. Кудрін наводить такі кількості азоту, який надходить з опадами в кг на 1 га за рік: у Німеччині – 15,7 кг/га, в тому числі аміачного – 77 %, нітратного – 23 %; в Англії – 4,3 кг/га, в т.ч. аміачного – 70 %, нітратного – 30 %; у Середній Азії – 4,5 кг/га, з них аміачного – 68 %, нітратного – 32 %.

Біологічна фіксація азоту. Велике значення в створенні азотного фонду в ґрунті має діяльність мікроорганізмів-азотофіксаторів, які належать до двох груп:

1) вільноживучі в ґрунті (рис. 86; А);

2) симбіотичні, які живуть на коренях деяких вищих рослин, переважно з родини бобових (рис. 86; Б).



А Б

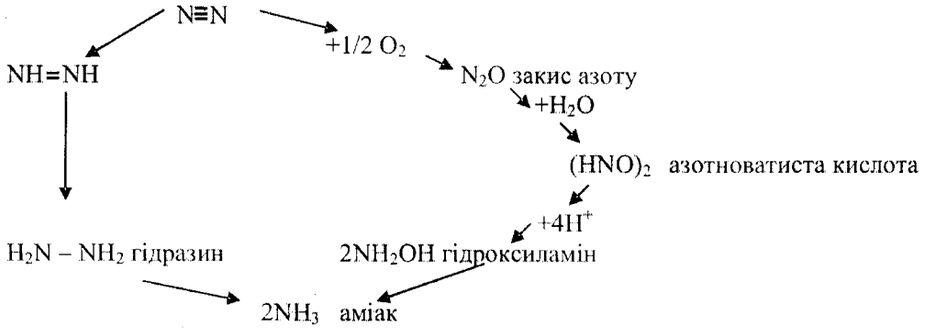
Рис. 86. Симбіотичні та вільноживучі азотофіксатори:
А – бульбачкові бактерії на коренях гороху;
Б – клітина Azotobacter vinelandii

Значення цієї групи мікроорганізмів для фіксації азоту дуже велике. Описано близько 1300 видів бобових рослин, і більшість з них фіксують азот. Початковий процес зараження коренів бобових рослин і утворення бульбочок характеризується тим, що бактерії групуються навколо кореневих волосків і виділяють ростові гормони типу ацетилену. У відповідь на це кінчики кореневих волосків починають завиватися. Потім бактерії впроваджуються в кореневі волоски, а рослина утворює інфекційну нитку. Бактерії розмножуються і через інфекційну нитку проникають у середину клітини кори корня. Ці клітини й утворюють кореневі бульбочки. Вони сполучаються з рослинами за допомогою судин.

Бульбочки утворюються в усіх випадках, але ефективність бактеріальних штамів у різних випадках різко відмінна. В одних спостерігається добра фіксація азоту, а в інших – слабка. При складанні азотного балансу Д.М.Прянишников виходив із того, що кількість азоту в розрахунку на 1 га за вегетацію в конюшини складає 250-280 кг, а в люцерни – 300 кг, думаючи при цьому, що дві третини цього азоту рослини взяли з повітря, а решту – із ґрунту. Для розрахунку виносу азоту з надземною частиною урожаю звичайно береться для конюшини 150-160, люпину – 160, люцерни – 200 кг/га азоту за рік.

Для фіксації азоту необхідно розраховувати на велику енергію, яка потрібна для розриву зв'язків у молекулі азоту. Ця енергія складає 225, 2 ккал на моль. Тому при синтезі аміаку ($N_2 + 3H_2 = 2NH_3$) треба створити умови, коли температура складає 500 °С, а тиск – 350 атм (витрачається 5 т вугілля на 1 т аміаку). У бульбочкових бактерій азотфіксація пов'язана з окисно-відновними процесами, в яких бере участь гемоглобін клітин, що утворюється тільки бульбочковими бактеріями. У синьо-зелених водоростей фіксація азоту пов'язана з перетворенням світлової енергії:

Кінцевим продуктом зв'язування азоту азотофіксаторами є аміак. Можливі шляхи зв'язування азоту показані на схемі:

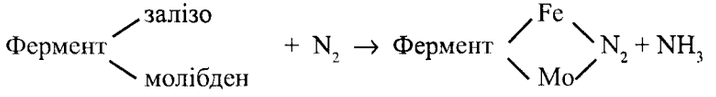


Встановлено, що гідразин засвоюється клітинами азотфіксаторів. Про наявність проміжного продукту гідроксиламіну говорив Бах. Але це зустріло заперечення інших біологів, які думали, що OH-NH_2 є отрутою. В невеликих кількостях гідросиламін неотруйний, тим більше, що OH-NH_2 зв'язаний з кетоновими кислотами, які менш отруйні.

В лабораторних умовах було доведено, що азотфіксатор добре засвоює гідроксиламін у вигляді α-кетоглутарової кислоти (HOOC – CH_2 – CH_2 – CO - COOH).

Одночасно встановлено, що в цьому процесі бере участь фермент гідроксиламінредуктаза, який прискорює відновлення OH–NH_2 до аміаку. Отже, проміжним продуктом є гідроксиламін. Крім того, встановлено, що фіксація азоту безклітинними ферментами можлива тільки в присутності кетокислот, особливо піровиноградної. Кетокислоти є не тільки перехоплювачами OH – NH_2, але і першими акцепторами NH_3. Вони є являють собою перехрестя, на якому зустрічаються два найважливіших потоки – обмін енергії і обмін азоту.

Для азотфіксації необхідні залізо, молібден, кобальт.



Аміак токсичний для рослинних клітин, тому він не повинен накопичуватися в них у великих кількостях. Аміак перетворюється в амінокислоти, вступаючи в реакцію з α-кетоглутаровою кислотою, в результаті чого утворюється глутамінова кислота, а при подальшій взаємодії з аміаком – глутамін із глутамінової кислоти. Інші амінокислоти синтезуються в ході процесу переамінування, при якому

глутамінова кислота взаємодіє з іншими кетокислотами – попередниками нових амінокислот, переносячи на них свою аміногрупу і перетворюючись знову в α-кетоглутарову кислоту. Аспарагінова кислота – один із перших продуктів реакції переамінування. В цьому випадку рецептором аміногрупи є щавелевооцтова кислота. При додатковому зв'язуванні аміаку аскорбіновою кислотою утворюється аспарагінамід аспарагінової кислоти. Переважно у формі цих чотирьох компонентів – глутамінової кислоти, глутаміну, аспарагінової кислоти й аспарагіну – і транспортується фіксований азот від кореня по всій рослині.

Отже, загальний кругообіг азоту в природі являє собою зворотний перехід його вільної газоподібної форми з атмосфери у фіксовану форму в ґрунті або біологічній системі (рис. 87).

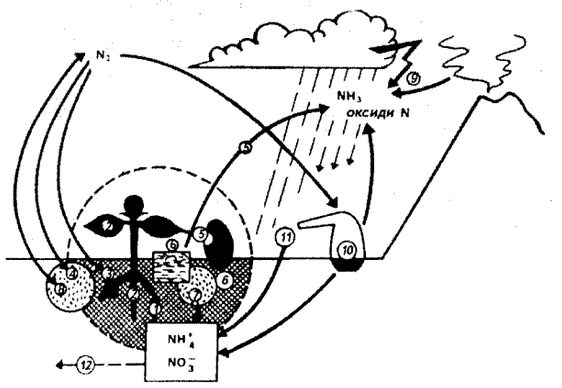


Рис. 87. Схема кругообігу азоту:
1 – поглинання NO_3^- і NH_4^+ мікроорганізмами та вищими рослинами; 2 – асиміляція азоту та синтез білка; 3 – зв'язування атмосферного азоту бульбочковими бактеріями; 4 – зв'язування атмосферного азоту вільноживучими азотофіксуючими бактеріями та синьо-зеленими водоростями; 5 – забезпечення азотом інших організмів екосистеми через ланцюги живлення; 6 – виділення азотних сполук (амінокислот, сечовини) і розкладання органічної речовини; 7 – мінералізація азоту (амоніфікація, утворення нітритів та нітратів); 8 – денітрифікація (вивільнення N_2); 9 – втрати NH_3 екосистемою, надходження в атмосферу азотних складових у результаті фітоокиснення, вулканічної діяльності та грозових розрядів; 10 – зв'язування азоту та вивільнення азотних сполук промисловістю (азотні добрива, газоподібні відходи); 11 – надходження азотних сполук в екосистему з атмосфери з опадами; 12 – втрата азоту екосистемою внаслідок вимивання

Азотфіксація найліпше проходить за таких умов:

а) рівень зволоження – 60-70 % від повної вологоємності ґрунту;
б) оптимальна температура – +25-27°С;
в) вільне надходження кисню;
г) реакція середовища – слабокисла або близька до нейтральної;
д) присутність кальцію.

Органічний азот перетворюється у ґрунті в мінеральні форми. Спочатку білкові форми азоту перетворюються в амінокислоти, які дають аміак. Потім останній окиснюється й утворюються азотиста та азотна кислоти.

$NH_4^+ + 1{,}5O_2 \rightarrow 2H^+ + H_2O + NO_2^- + 66$ ккал – *перша фаза*
$NO_2^- + 1{,}5O_2 \rightarrow NO_3 + 17$ ккал – *друга фаза*

Процес нітрифікації іде в декілька етапів:

а) аміак – гідроксиламін;

б) гідроксиламін – гіпонітрити;

в) гіпонітрити – нітрити; г) нітрити – нітрати.

Дуже важливим негативним процесом, який відбувається в ґрунті, є денітрифікація. Це процес втрат азоту із ґрунту у вигляді вільного азоту або аміаку. Він відбувається при невисокому вмісті повітря, дуже уповільненій або зовсім відсутній аерації. Процес пов'язаний з активністю денітрифікуючих мікроорганізмів, які використовують для дихання кисень сполук, що його вміщують, в тому числі нітратів і нітритів.

Основні прийоми регулювання азотного режиму ґрунту полягають у:

– збільшенні вмісту органічної речовини в ґрунті шляхом внесення органічних добрив, широкого використання рослинних решток (стерня, солома і т.ін.), вирощування сидеральних культур і збільшення у структурі посівних площ частки багаторічних бобових трав;

– збільшенні вмісту в ґрунті мінеральних форм азоту, доступних рослинам шляхом внесення мінеральних добрив; створення умов для фіксації атмосферного азоту;

– підвищенні ефективності використання азоту з ґрунту шляхом регулювання реакції ґрунтового розчину внесенням кальцієвмісних сполук, вдосконалення способів внесення азотних добрив і структури посівних площ, поліпшення агрофізичних властивостей ґрунту тощо.

19.4. Фосфор у ґрунті та шляхи регулювання фосфатного режиму

Фосфатний режим ґрунту залежить перш за все від материнської породи, ступеня її вивітреності і характеру ґрунтоутворюючого процесу. Одна з найбільш загальних закономірностей залежності фосфатного режиму від ґрунтоутворюючого процесу – тісний зв'язок валового фосфору і його профільного розподілу з вмістом органічної речовини.

Таблиця 52

Валові запаси фосфору в орному шарі ґрунтів різних типів (за В.М.Клечковським і А.В.Петербургським)

Ґрунт	P_2O_5	
	%	т/га
Дерново-підзолистий піщаний	0,03-0,06	0,9-1,8
Дерново-підзолистий суглинковий	0,04-0,12	1,2-3,6
Чорнозем	0,1-0,3	3-9

Валові запаси фосфору в орному шарі відносно високі. Вони змінюються в ґрунтах різних генетичних типів менш суттєво порівняно з запасами азоту. При цьому в гумусовому горизонті кількість його завжди більша, ніж у нижчележачих і материнській породі, внаслідок процесів біологічного переносу. Загальний вміст фосфору в ґрунтах збільшується пропорційно збільшенню рівня родючості (табл. 52).

Аналогічно змінюється і вміст рухомого фосфору в ґрунті. Це фосфор, який вилучається з ґрунту різними витяжками: 0,2 н розчином HCl (метод Кірсанова), 0,5 н розчином CH_3COOH (метод Чирікова) та ін.

Фосфор у ґрунті знаходиться у двох формах: органічній та мінеральній. Органічні фосфати (нуклеїнові кислоти, нуклеопротеїди, фосфатиди, цукрофосфати та ін.), частка яких складає 10-50% від загального вмісту фосфору, недоступні для рослин і беруть участь у їх живленні тільки після гідролізу і відокремлення фосфору. Мінеральні фосфати у ґрунті складаються з багатьох солей, які утворилися з ортофосфорної кислоти і є різними за хімічним складом і ступенем доступності для рослин. Мінеральний фосфор у ґрунтах представлений в основному малорухливими формами. Він може входити до складу мінералів: фторапатиту ($Ca_5F(PO_4)_3$), гідроксилапатиту ($Ca_3(PO_4)_2 \cdot Ca(OH)_2$), фосфориту ($Ca_3(PO_4)_2$) і вівіаніту ($Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8\ H_2O$).

Кислі ґрунти містять хімічно активні форми заліза та алюмінію, тому фосфор в них, головним чином, знаходиться у формі фосфатів заліза та алюмінію ($FePO_4$, $AlPO_4$, $Fe_2(OH)_3PO_4$, $Al_2(OH)_3PO_4$ і ін) або зв'язується півтораоксидами в адсорбційні сполуки, здатні до часткового обміну фосфат-іонами, що входять до їх складу.

У нейтральних та слаболужних ґрунтах переважають фосфати кальцію. У ґрунтах, багатих кальцієм, фосфати кальцію постійно переходять у найбільш стійку форму гідроксилапатиту ($Ca_3(PO_4)_2 \cdot Ca(OH)_2$), більш основну, ніж трикальційфосфат ($Ca_3(PO_4)_2$).

У ґрунті можуть знаходитися більш кислі форми фосфорнокислого кальцію – одно- та двозаміщені ($Ca(H_2PO_4)_2$ і $CaHPO_4$), які більш доступні рослинам. В деяких ґрунтах зустрічаються фосфати магнію або одновалентних металів.

Сполуки фосфору сприятливо впливають на фізичні і біологічні властивості ґрунту. Вони сприяють протіканню в ґрунті колоїдно-хімічних і біологічних процесів, підтриманню водостійкої структури. Структурні агрегати, збагачені іонами фосфору, містять колоїди, які стійкі проти набухання і звертання під впливом зовнішньої дії.

Для багатьох мікроорганізмів, а також вільноживучих азотфіксаторів, характерний високий вміст в їх організмах фосфору. Але фосфорні добрива стимулюють розвиток бульбочкових бактерій, що живуть у симбіозі з бобовими рослинами. Ціла низка мікроорганізмів у результаті своєї життєдіяльності виділяє ферменти, під впливом яких розкладаються фосфороорганічні речовини, в першу чергу фітин, лецетин, нуклеїнові кислоти. Азотобактер і нітробактер розчиняють важкорозчинні мінеральні форми фосфатів.

Головним способом поліпшення фосфатного режиму ґрунтів є внесення мінеральних і органічних добрив. Не менш важливе значення має і підвищення доступності частини ґрунтових фосфатів для рослин. При вапнуванні кислих ґрунтів важкорозчинні фосфати заліза і алюмінію переходять у легкозасвоювані форми. На багатьох ґрунтах вапнякові добрива часто діють як фосфорні добрива. На лужних ґрунтах, в яких фосфор знаходиться в основному у формі трикальційфосфату, ефективне застосування мінеральних добрив, що підкислюють ґрунтовий розчин.

При внесенні в ґрунт органічних добрив стимулюється активність ґрунтових мікроорганізмів й виділяється більше CO_2. Під його дією, а також під впливом продуктів життєдіяльності мікроорганізмів розчиняються мінеральні фосфати ґрунту.

Обробіток ґрунту сприяє кращій мобілізації фосфатів, а деякі рослини з глибокою кореневою системою можуть розчиняти важкорозчинні фосфати. До культур,

які здатні засвоювати фосфор із малорозчинних речовин (фосфоритне борошно, фосфати заліза та алюмінію), належать люпин, горох, буркун і конюшина другого року використання, а з небобових – гречка та гірчиця. Останні, хоч і менше, ніж люпин, але також здатні використовувати фосфор із важкорозчинних фосфатів ґрунту. Проте цієї властивості не мають головні польові культури – зернові, картопля, цукровий буряк, льон тощо. У зв'язку з цим рекомендується робити мішані посіви або висівати після люпину, гороху – зернові культури, коренеплоди, картоплю.

19.5. Калій у ґрунті та шляхи регулювання калійного режиму

Калій – важливий елемент для оптимального росту рослин, а отже, і для отримання високих врожаїв та підтримання високого рівня родючості ґрунту. Аналогічно фосфору, розрахунки вмісту калію роблять у вигляді оксиду K_2O.

Вміст і форми калію в ґрунті визначаються гранулометричним складом, природою глинистих мінералів і ступенем їх вивітреності. В ґрунтах важкого гранулометричного складу валовий вміст калію може досягати 2 % і більше (табл. 53). Значно менше його в ґрунтах легкого гранулометричного складу. Основна частина калію в ґрунті входить до складу кристалічної решітки первинних і вторинних мінералів, тобто знаходиться в малодоступній для рослин формі. Деякі з цих мінералів (біотит, мусковіт) віддають калій досить легко і є джерелом мобілізації доступного калію. Ґрунтовий калій поділяють на необмінний, обмінний та калій ґрунтового розчину. Частка обмінного калію складає не більше 5 % його загальних запасів, а в ґрунтовому розчині міститься не більше 1% від усього обмінного калію. Всі форми калію в ґрунті знаходяться у формі рівноваги і зміна кількості будь-якої форми впливає на інші. В умовах нейтральної реакції середовища і збагаченості ґрунту органічною речовиною калій більш інтенсивно закріплюється в необмінній формі. При різкому зниженні вмісту обмінного, частина необмінного калію переходить в обмінний стан. З іншого боку, калій добрив може необмінно закріплюватися в ґрунті, тобто проходить його фіксація. Проходження названих процесів зумовлюється вологозабезпеченістю ґрунту. Так, у вологі роки в ґрунті міститься більше доступного калію, ніж у посушливі, тому що в сухому ґрунті посилюється фіксація калію.

Таблиця 53

Валові запаси калію в орному шарі різних ґрунтів

Ґрунт	K_2O	
	%	т/га
Дерново-підзолистий піщаний	0,5 – 0,7	15-21
Дерново-підзолистий суглинковий	1,5 – 2,5	45 – 75
Чорнозем	2,0 – 2,5	60 – 75

У регулюванні калійного режиму ґрунту першочергове значення мають зміни вмісту доступного для рослин калію і швидкість переведення його загальних запасів у доступну форму. Підвищення вмісту доступного для рослин калію здійснюється внесенням добрив з урахуванням особливостей їх впливу на ґрунт.

Більшість ґрунтів важкого гранулометричного складу містять достатню кількість калію. Однак рослини не завжди можуть використати ці запаси через їх низьку доступність. Тому на таких ґрунтах також необхідно вносити калійні добрива.

Калій у ґрунті утримується ґрунтово-поглинальним комплексом аналогічно

іншим катіонам, тобто відповідно своїй валентності та гідратації, і може еквівалентно обмінюватися на інші катіони. Вапнування та гіпсування вивільняють відповідну кількість калію і завдяки цьому сприяють мобілізації важкодоступного ґрунтового калію. При нестачі в ґрунті калію його засвоюваність рослинами зменшується, тому що іони калію в ґрунтово-поглинальному комплексі не можуть заміщуватися менш рухомими катіонами H^+ і Al^{3+}. Аналогічно іншим катіонам закріплення калію в ґрунті зростає в умовах низького ступеня насиченості ґрунту основами.

Підвищення біологічної активності та родючості ґрунту при використанні калійних добрив незначне, однак воно досить помітне, якщо калійні добрива вносять одночасно з органічними добривами і в ґрунті міститься достатня кількість фосфору та кальцію. Оскільки гній підлуговує реакцію ґрунтового розчину, то тим він сприяє підвищенню поглинання рослинами калію з ґрунту, а також азоту, фосфору, магнію. Оптимальний водний режим ґрунту та відсутність бур'янів – необхідні умови успішного застосування калійних добрив.

Контрольні запитання та завдання

1. Перелічіть представників мікрофауни, що населяють ґрунт.
2. Дайте характеристику мікрофауни і мікрофлори ґрунту.
3. Які особливості гетеротрофних та автотрофних бактерій?
4. Що таке метабіоз, паразитизм?
5. Що таке біологічна активність ґрунту?
6. Назвіть джерела азоту в ґрунті.
7. Як змінюється вміст азоту в різних ґрунтах?
8. Розкрийте значення та механізм біологічної фіксації азоту.
9. Перелічіть заходи регулювання азотного режиму ґрунту.
10. Назвіть джерела та сполуки фосфору в ґрунті.
11. Перерахуйте шляхи регулювання фосфатного режиму ґрунту.
12. Охарактеризуйте форми калію в ґрунті.
13. Як змінюється вміст калію в ґрунтах різних типів?
14. Вкажіть способи регулювання калійного режиму.

РОЗДІЛ ДВАДЦЯТИЙ

РОДЮЧІСТЬ ҐРУНТУ

Основою сільськогосподарського виробництва є ґрунт (земля). Поліпшення його культурного стану – одна із найважливіших умов підвищення родючості. Виконання головного завдання землеробства передбачає максимальне і раціональне використання ґрунтів як головного засобу виробництва в сільському господарстві, забезпечення росту врожайності сільськогосподарських культур.

Не дивно, що в стародавні часи родючість ґрунту, як сонце, вогонь і воду, люди обожнювали: в стародавньому Єгипті богинею родючості ґрунту була Ізида, а у стародавньому Римі – Прозерпіна. У ті часи письменники, філософи (наприклад, *Аристотель*) розглядали неорганічну природу як умову існування рослин і поділяли ґрунти на родючі і неродючі. *Бернард Паліссі* (1563) пояснював ріст рослин дією солей, що містяться в землі: "Сіль є основа життя і росту всіх посівів".

М.В. Ломоносов (1763) вважав, що рослини отримують живлення з повітря. У першій половині XIX ст. *Теєр*, який узагальнив погляди своїх попередників (*Деві, Берцеліуса*), дійшов висновку, що рослини живляться гумусом. Він вважав, що родючість повністю залежить від гумусу, оскільки він є тією речовиною ґрунту, яка, як і вода, живить рослини.

Пізніше *Шпренгель* висловив думку про те, що для живлення рослин необхідні не тільки "перегнійні" кислоти, але ще принаймні 12 неорганічних елементів: сірка, фосфор, калій, кремній та інші.

У 40-ві роки XIX ст. німецький учений *Ю. Лібіх* висунув теорію мінерального живлення рослин, згідно з якою родючість залежить від кількості мінеральних поживних речовин, які містяться у ґрунті в доступному для рослин стані.

В.Р.Вільямс звернув увагу, що родючість ґрунту залежить не тільки від кількості мінеральних поживних речовин, але й від запасів вологи. Під родючістю він розумів здатність ґрунту забезпечити життєві потреби рослин у воді і живленні. Він перший поставив питання не про відновлення, а про підвищення родючості ґрунту, запропонував травопільні сівозміни і обожнював ґрунтову структуру.

Для отримання високих і стійких врожаїв необхідно вкладання праці і коштів у землю, удобрення, правильне і своєчасне застосування технологічних процесів. У зв'язку з останнім при швидкому розвитку виробничих сил всі старі машини замінюються на більш вигідні. Земля, навпаки, постійно поліпшується, якщо правильно поводитися з нею.

Отже, під родючістю ґрунту розуміють здатність ґрунту забезпечувати рослини всіма необхідними умовами росту і розвитку (а не тільки водою й елементами живлення).

20.1. Фактори і закономірності природної родючості ґрунтів

Питання про родючість ґрунтів має давню історію. Люди ще на зорі землеробства помітили, що врожай залежить від властивостей ґрунтів. Видатний діяч стародавнього Риму *Колумелла* ще тоді в досить образній формі доводив, що земля – "*це діва завжди юна і красива, завжди свіжа і молода, завжди здатна бути родючою, якщо тільки зумієш лілеїти її молодість, зберігати і підтримувати її ніжне грайливе життя*".

Сучасне природознавство розглядає родючість ґрунту як функцію ґрунтотворного процесу, визначаючи її як здатність ґрунту до одночасного забезпечення рослин умовами їх нормального росту і розвитку.

У зв'язку з тим, що ознакою родючості ґрунту є величина врожаю, яка зумовлюється сукупністю властивостей, здатних забезпечувати рослини всім необхідним, *О.М. Грінченко* (1984) зобразив їх у вигляді шестикутної призми, в кожному з кутів якої стоїть один із факторів, усі вони зв'язані між собою: гумус; гранулометричний склад; будова профілю і щільність; хімічний склад; структура; водно-повітряний і температурний режими; рослинність і мікробіологічна активність (рис. 88).

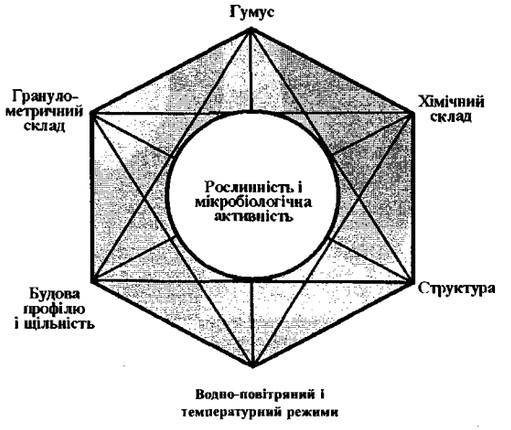


Рис. 88. Природні фактори родючості (за О.М. Грінченко)

Тільки врахування всієї сукупності факторів дає можливість підвищувати врожай. Дія лише на один з факторів родючості на певному етапі призводить до зниження врожаю. Дослід, проведений у Німеччині (дослід Вольні), враховує дію на рослини трьох факторів – світла, води і живлення, – при одночасному кількісному збільшенні яких прибавка врожаю не зменшувалася.

Із цих прикладів випливає надзвичайно важливий висновок, сформульований В.Р. Вільямсом: з метою підвищення родючості ґрунту необхідно одночасно подіяти на всі фактори життя і росту рослин. Все це характеризує ґрунт із природничонаукових позицій. Водночас при характеристиці родючості ґрунту необхідно враховувати і соціально-економічний аспект. Як тільки ґрунт починають використовувати для вирощування культурних рослин, здатність його забезпечувати рослини всім необхідним зумовлюється не тільки природними властивостями, але й характером впливу на нього людини. Останній визначається соціально-економічними умовами суспільства.

Проблему родючості не можна розглядати з відривом від обґрунтування теорії земельної ренти, яка зобов'язана своїм походженням суспільству, а не ґрунту. Рі-

вень родючості тісно зв'язаний з питанням про те, кому належить земля. Родючість розглядається як здатність ґрунту давати врожай.

20.2. Категорії ґрунтової родючості, їх суть і коротка характеристика

У підручниках та наукових працях із землеробства, ґрунтознавства та агрохімії зустрічаємо різні формулювання понять категорій, видів, груп ґрунтової родючості: природна, первинна, актуальна, потенційна, штучна, культурна, відносна, порівнювальна, дійсна, абсолютна, ефективна, економічна. Деякі поняття ототожнюються: родючість природна, або потенційна; відносна, або порівняльна; ефективна, або економічна.

У зв'язку з тим, що родючість ґрунту утворюється під дією природних і соціально-економічних факторів, вона належить до розряду природних і економічних категорій. О.М. Грінченко (1984) вважав за необхідне виділити і використовувати в господарській діяльності три категорії ґрунтової родючості: природну, ефективну й економічну.

Природна родючість ґрунту. Ґрунт, як природно-історичне тіло, володіє визначеною родючістю, яка називається "природною". Вона є результатом розвитку ґрунтоутворюючих процесів, які привели до утворення даного ґрунту як природного тіла, до якого не доторкалась рука людини. Вона притаманна лише цілинним землям. Характеризується комплексом взаємозв'язаних механічних, фізичних, хімічних, фізико-хімічних і біологічних властивостей, які зумовлюють життєдіяльність рослинних організмів. Водночас рослинність і мікроорганізми також діють на зміну і напрямок ґрунтових процесів, а отже, і на родючість ґрунту.

Ефективна родючість ґрунту. Як тільки людина починає використовувати ґрунт (землю) з господарською метою, він стає засобом виробництва. Людина господарською діяльністю (обробітком та іншими технологічними процесами) впливає на розвиток і зміну родючості ґрунту; його родючість проявляється у величині врожаю культурних рослин. Цю категорію виділяють як ефективну родючість. Її рівень залежить не тільки від природної родючості ґрунту, але й – ще більше – від процесу і характеру сільськогосподарського використання та культури землеробства. Застосування обробітку, добрив, меліоративних заходів визначає й напрямок ґрунтоутворення: змінюється природна родючість, створюється її штучний ступінь. Але це не нова категорія родючості, а та сама природна родючість, яка за допомогою штучних заходів набуває більш високого ступеня розвитку. Штучний ступінь родючості і природна родючість зв'язані між собою і впливають на врожайність. Ефективна родючість та її новий штучний ступінь тісно зв'язані з розвитком соціально-економічних умов.

Рівень ефективної родючості ґрунту, що встановлюється за рівнем урожаю вирощуваних сільськогосподарських культур, залежить не тільки від ґрунту, але й від метеорологічних умов, біологічних особливостей рослин, дії людини. Взаємозв'язок факторів, що визначають урожайність вирощуваних рослин, а відповідно, й рівень ефективної родючості ґрунту, показаний на рисунку 89.

Рівень ефективної родючості визначають:

– поживний, водно-повітряний, тепловий режими ґрунту, вміст фізіологічно-активних речовин, реакція ґрунтового розчину, наявність у ґрунті фітотоксичних сполук тощо;

– метеорологічні умови вегетації рослин (сонячна радіація, кількість та розподіл атмосферних опадів, температурні умови, відносна вологість повітря, вміст у ньому CO_2, тривалість вегетаційного періоду);

– рослина: сорт, репродукція, якість насіннєвого матеріалу та ін.;

– фітосанітарні умови: бур'яни, шкідники та хвороби культурних рослин;

– антропогенна дія: обробіток ґрунту, технологія вирощування рослин, сівозміни, система добрив, меліоративні прийоми, заходи захисту рослин тощо.

Комплекс взаємопов'язаних і взаємозумовлених властивостей, що визначає природну родючість, має певні відмінності на різних типах ґрунтів. Конституційні властивості ґрунтів (хімічний, мінералогічний, гранулометричний склад, щільність твердої фази і ін.) практично не зазнають суттєвих змін у порівняно короткі проміжки часу, тоді як динамічно-функціональні (фізико-хімічні, агрохімічні, біологічні і ін.) досить мінливі під впливом антропогенного фактору. У зв'язку з цим вони здійснюють неоднаковий вплив на формування урожаю на різних ґрунтах. Наприклад, агрохімічний фактор у Поліссі за умови оптимального поєднання з іншими блоками системи землеробства забезпечує 50-70 % приросту врожаїв (Г.А.Мазур, 2002). Тому рівень ефективної родючості може бути практично однаковим на різних ґрунтах за різного рівня потенційної родючості.

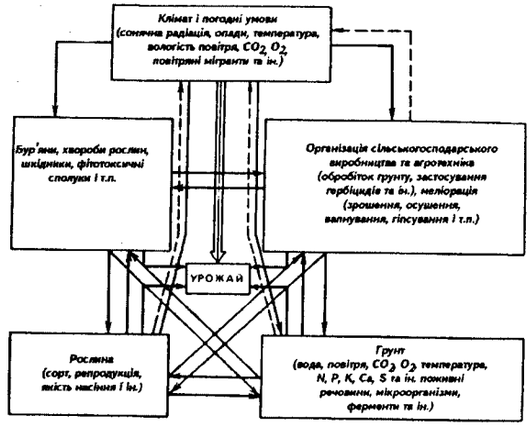


Рис. 89. Взаємозв'язок урожаю та факторів, що його визначають (В.Д.Муха)

Зіставлення даних про спрямованість та інтенсивність зміни показників природної та ефективної родючості дозволяє прогнозувати характер розвитку ґрунтової родючості й визначати необхідні заходи антропогенної дії. Звідси випливає необхідність виділення категорії економічної родючості ґрунту.

Економічна родючість ґрунту. В підручниках і працях деяких учених економічна родючість як категорія не виділяється, вона ототожнюється з поняттям "ефективна родючість". Однак поняття "економічна родючість" все ж доцільно вважати окремою категорією ґрунтової родючості, адже в суспільному виробництві ґрунт виступає предметом і знаряддям праці. В процесі застосування праці, знарядь і знань, при правильному ставленні до ґрунту він поліпшується. При цьому змінюється природна і підвищується ефективна родючість, перетворюючись в економічну, яка реалізується у *визначеній кількості споживчих вартостей.*

Економічна родючість – це зумовлена соціально-економічними факторами здатність землеробства використовувати і підвищувати природну родючість ґрунту.

З розвитком науково-технічного прогресу і виробничих сил суспільства створюються умови правильного використання земельних ресурсів і підвищення природної та економічної родючості ґрунту.

20.3. Підвищення родючості та окультурювання ґрунтів

Родючість ґрунту є такою властивістю, яка здатна до відтворення і в природних умовах, і при сільськогосподарському використанні ґрунту. *Відтворення родючості* може бути розширеним, простим і неповним. *Розширене* відтворення родючості – це поліпшення сукупності властивостей ґрунту, які впливають на його родючість. *Просте* – це відсутність помітних змін сукупності властивостей ґрунту, які впливають на його родючість. *Неповне* – це погіршення властивостей ґрунту, які впливають на його родючість. Останнє явище широко розповсюджене як у світі, так і у нашій країні. Воно має негативні наслідки в природному й соціально-економічному відношеннях. Зниження родючості ґрунту відбувається за рахунок трьох основних процесів. Перший – *антропогенна деградація* (ерозія, викликана людиною, вторинне засолення, вторинне заболочення). Другий – *виснаження ґрунту* (зменшення запасів гумусу, поживних речовин тощо). Третій – *утома ґрунту* (накопичення в ньому різних токсичних речовин, викликаних недотриманням науково обґрунтованого чергування культур, надлишком хімічних засобів тощо).

Для підвищення ефективної та природної родючості треба впроваджувати науково обґрунтовані системи землеробства, що може забезпечити *окультурювання* ґрунтів.

Окультурювання ґрунтів – систематичне використання заходів щодо підвищення їх родючості з врахуванням генетичних властивостей, вимог сільськогосподарських культур, тобто формування ґрунтів із більш високим рівнем ефективної й економічної родючості.

Проте не можна забувати, що окультурювання ґрунту має бути науково обґрунтованим та здійснюватись із використанням екологічного підходу. Ще В.В.Докучаєв (1883), порівнюючи ґрунт із породистим конем, зазначав, що нещадна експлуатація та голодний раціон обов'язково викличуть виснаження навіть найсильнішої тварини, тобто найродючішого ґрунту.

Окультурювання ґрунту – це екологічна реорганізація всіх компонентів біогеоценозу, що приводить до антропогенної зміни ґрунтових режимів під потреби однієї рослини.

Таке штучне обмеження біорізноманітності в агроценозі робить подібні екосистеми нестійкими. Саме тому едафотопи агроценозів потребують пильної уваги та дбайливого ставлення.

20.4. Родючість різних типів ґрунтів та прийоми її розширеного відтворення

Родючість ґрунту зумовлюється, як зазначалося вище, дією *природних* та *антропогенних факторів*. За умов низької культури землеробства родючість ґрунту визначається, в основному, природними факторами, складом та властивостями самого ґрунту. Із ростом культури землеробства рівень ґрунтової родючості стає все більше залежним від антропогенного фактору. Однак усі фактори родючості зв'язані між собою, і тільки врахування їх сукупності дає можливість підвищувати урожай.

Про рівень родючості основних типів ґрунтів та її зміни під впливом застосовуваних мінеральних добрив (тільки одного фактору антропогенного впливу) свідчать дані вегетаційного досліду, проведеного А.М. Лебедянцевим (табл. 54.)

Згідно з його даними, найбільш високою ефективною родючістю, що проявляється в оптимальних умовах зволоженості та температури, володіють чорноземи типові та звичайні. Рівень родючості північніших (підзолисті ґрунти) та південніших (сіроземи) від них ґрунтів знижується. Застосування мінеральних добрив (NPK) істотно збільшило кількість продукції (особливо на низькородючих ґрунтах), однак не змінило закономірності, яка встановлена у випадку без добрив. Відмінності в родючості цих ґрунтів зумовлені, перш за все, їх генетичними особливостями.

Таблиця 54

Урожайність вівса на різних типах ґрунтів та її зміни при використанні добрив

Ґрунти	Без добрив		NPK	
	г/посудину	%	г/посудину	%
Підзолисті	7,6	100	51	572
Сірі лісові та чорноземи опідзолені	8,3	109	48	482
Чорноземи типові та звичайні	14,4	189	61	327
Чорноземи південні та каштанові ґрунти	13,7	180	62	352
Сіроземи	11,6	153	54	365

Низький рівень родючості *підзолистих* і *дерново-підзолистих ґрунтів* спричинений переважанням підзолистого процесу ґрунтоутворення. Під його впливом формуються ґрунти з кислою реакцією ґрунтового розчину, сильною ненасиченістю основами, низьким вмістом гумусу та поживних речовин із токсичними для рослин концентраціями рухомого алюмінію та закисного заліза.

Чорноземи типові та *звичайні Лісостепу і Степу* відрізняються найвищим рівнем родючості завдяки високій гумусованості, близькій до нейтральної або нейтральній реакції ґрунтового розчину, високій насиченості основами (особливо обмінним кальцієм), високій буферності, зернисто-грудкуватій структурі та сприятливим агрофізичним властивостям, високому вмісту поживних речовин. Все це є наслідком дернового (чорноземного, гумусово-акумулятивного) процесу ґрунтоутворення, який дістав у цих ґрунтах максимальне вираження.

Сірі лісові ґрунти та *чорноземи опідзолені Лісостепу*, у відповідності з їх генетичними особливостями, займають проміжне положення між підзолистими

ґрунтами й чорноземами типовими та звичайними. Формуються вони як під впливом дернового, так і підзолистого процесів ґрунтоутворення. Інтенсивність останнього підвищується в сірих лісових ґрунтах.

Каштанові ґрунти зони сухих степів, бурі напівпустельні ґрунти володіють невисокою родючістю через низьку гумусованість, а також лужної реакції середовища, засолення й осолонцювання та інших негативних наслідків солонцьового (галогенного) процесу ґрунтоутворення.

Родючість природних ґрунтів, що виникла в процесі їх формування, *оцінюється продуктивністю природної рослинності*. Її можна виразити величиною річного приросту біомаси на одиницю площі:

Ґрунти	***Приріст біомаси, ц/га***
Підзолисті	45-85
Чорноземи	90-137
Каштанові	40-50
Червоноземи та жовтоземи	325- 400

У природних біогеоценозах ґрунт і рослина тісно взаємопов'язані. Ріст і продуктивність рослин залежать від родючості та властивостей ґрунту, а рослини, визначаючи об'єм і характер біологічного кругообігу речовин, теж сильно впливають на властивості ґрунту. Тому просторова зміна ґрунтових умов завжди супроводжується зміною природного рослинного покриву, а зміна рослинності – зміною ґрунтів.

В результаті тривалого природного відбору в природних біогеоценозах встановлюється динамічна рівновага, за якої властивості ґрунту екологічно відповідають біологічним властивостям його рослинного покриву, навіть в тому випадку, якщо ґрунт має дуже кислу або лужну реакцію, заболочений, засолений і т.п. На таких ґрунтах з несприятливими властивостями теж ростуть рослини, біологічні властивості яких відповідають властивостям ґрунту. Отже, всі ґрунти володіють різним рівнем природної родючості, а саме відносної родючості – по відношенню до певної групи або виду рослин. Один і той же ґрунт може бути родючим для одних рослин і низькородючим для інших. Цим і пояснюються наведені вище більші величини річного приросту біомаси на червоноземах і жовтоземах порівняно, здавалося б, із більш родючими чорноземами.

Людина підвищує природну родючість ґрунтів у процесі їх сільськогосподарського використання за допомогою добрив, обробітку, внесення меліорантів (вапно, гіпс та інші кальцієвмісні сполуки), зрошення, осушення, сидерації, сівозмін і т.ін. Поліпшення водно-повітряного й поживного режимів, агрофізичних, фізико-хімічних, агрохімічних властивостей, біологічної активності ґрунту істотно підвищує його родючість.

На сучасному етапі розвитку суспільства перед землекористувачами стоїть завдання не просто відновлення ґрунтової родючості, а розширеного її відтворення в процесі окультурювання ґрунту.

Оскільки різні рослини потребують різних умов і неоднаково можуть використовувати природну родючість ґрунту, окультурювання повинно сприяти зміні важливіших агрономічних властивостей ґрунту та встановленню оптимального взаємовідношення між ґрунтом і головною екологічною групою вирощуваних на ньому культур.

Для ефективного окультурювання ґрунтів і підвищення їх родючості необхідно застосовувати комплекс заходів, які повинні бути чітко узгоджені з особливостями кожного ґрунту і кожного поля. Головне – усунути негативну дію факторів, що лімітують родючість ґрунту. Так, для підзолистого типу ґрунту основними заходами є вапнування, внесення органічних добрив, травосіяння, сидерація і т.ін.; для чорноземів – заходи з накопичення і збереження ґрунтової вологи та захисту їх від ерозійних процесів; для каштанових солонцюватих ґрунтів – гіпсування і вологонакопичення; для перезволожених – осушення; для торф'яних – підвищення ущільненості тощо.

20.5. Родючість ґрунту і земельна рента

Складовою земельних відносин на селі є ринкові відносини, які виникають внаслідок виробництва і привласнення додаткового продукту на основі використання землі. Загальновідомо, що ефективність сільськогосподарського виробництва залежить від багатьох факторів і, насамперед, від раціонального використання землі, її родючості. Як йшлося вище, розрізняють *природну* й *ефективну родючість ґрунтів*.

Природна – це сукупність природних факторів родючості ґрунтів, а ефективна – це результат поліпшення цих факторів за рахунок проведення різних видів меліорацій, обробітку, внесення добрив та інших заходів, спрямованих на поліпшення корисних властивостей ґрунтів.

При визначенні якості земель встановлюється якість ґрунту (верхнього родючого шару землі): тип ґрунту, гранулометричний склад, вміст гумусу, забезпечення поживними речовинами, еродованість, кислотність, лужність та інші природні властивості. Особливості землі можуть бути зведені до такого:

– неоднакова природна родючість (природна продуктивність) різних ділянок землі;

– обмеженість землі взагалі і ділянок із кращою природною продуктивністю конкретно;

– можливість підвищення продуктивних сил землі в результаті діяльності людини.

Різноманіття природних умов сільськогосподарського виробництва складається в результаті різних комбінацій природних факторів, які впливають на рівень продуктивності землі і праці. Різна кількість і поєднання одних природних факторів (тепла, вологи, світла, поживних речовин ґрунту і т.ін.) прискорюють або уповільнюють розвиток рослин, визначають їх біомасу. Тим вони ніби порізному винагороджують працю в сільському господарстві. Інші, а часто і ті ж самі, природні фактори (гранулометричний склад ґрунту, вміст гумусу, вологість, рельєф і т.ін.) полегшують працю або роблять її більш трудомісткою, визначають технологічні умови землі.

Земля як головний засіб виробництва в сільському господарстві обмежена і вільно не може бути відтворена.

Це стосується перш за все територій, які придатні для землеробства.

Україна за площею сільськогосподарських угідь (42 млн.га) входить до 12 найбільших країн світу. Разом із тим як в Україні, так і в інших країнах світу спостерігається тенденція до зменшення площі землі, яка обробляється, в розрахунку на душу населення. Наприклад, у 1975 р. в Україні на 100 людей припадало 69 га ріллі, в 1985 р. – 67 га, в 1993 р. – 64 га. Фактор обмеженості земель діє як в просторі, так і в часі. Проте ще більше обмежені земельні ресурси високої природної родючості (табл. 55).

Таблиця 55

Структура грунтового покриву і ступінь його розораності (за А.М.Третяком, 1998)

Грунти	Площа грунтів		Розораність	
	тис.га	%	тис.га	%
Дерново-підзолисті супіщані і глинисто-піщані	1573,0	3,5	1015,0	3,5
Дерново-підзолисті оглеєні	1916,9	4,3	1140,7	3,6
Сірі лісові	7924,0	17,8	6719,1	21,3
Чорноземи типові на лесах	6272,2	14,1	5731,4	18,1
Чорноземи звичайні на лесах	10395,0	23,4	8760,0	27,7
Чорноземи південні переважно на лесах	6237,9	14,1	4662,4	14,2
Лучно-чорноземні переважно на лесах	1124,9	2,5	700,7	2,2
Темно-каштанові й каштанові на лесах	1489,9	3,4	1241,0	3,9
Лучні переважно на алювії	1936,1	4,4	663,0	2,1
Болотні, торфово-болотні і торфовища	2061,8	4,6	78,5	0,2
Солонці і осолоділі	537,8	1,2	256,1	0,8
Дернові	1627,1	3,7	396,3	1,3
Буроземні, дерново-буроземні	956,4	2,2	192,7	0,6
Коричневі гірські, гірсько-лучні	41,8	0,1	7,2	0,1
Виходи порід та зольники	311,0	0,7	21,6	0,1
Разом	44406	100	31586,3	99,9

Найпоширеніші серед орних земель чорноземи (типові, звичайні, південні), що становлять 60,6%, але вони обмежені такою властивістю землі, як *постійність місця*. Ліпші за природною родючістю і місцезнаходженням (стосовно пунктів реалізації продукції і постачання) ділянки *не можна вільно переміститн в просторі*, на відміну від більшості інших засобів виробництва (верстати, машини, транспортні засоби і т.ін.). Тому володіння землями вищої природної продуктивності створює переваги умов сільськогосподарського виробництва.

Наявність власності на землю зумовлює отримання землевласником певної частки додаткового продукту у вигляді *земельної ренти*. Виділяють такі основні різновиди земельної ренти: *диференціальна, абсолютна, монопольна* та *рента в несільськогосподарських галузях* (А.М.Третяк, 1998).

Диференціальна земельна рента зумовлюється відмінностями в природних

умовах, які приводять до того, що при однакових витратах на різних за якістю і місцезнаходженням землях створюється різний обсяг продукції, а відповідно, й неоднаковий додатковий дохід, який і є матеріальною основою ренти. Вона виникає не лише як результат відмінностей родючості земель, а й як наслідок відмінності їх розташування стосовно ринків збуту продукції, транспортних шляхів тощо. Ціна на продукцію залежить від її якості, а якість – від швидкості доставки. Отже, місцезнаходження земельної ділянки створює умови для утворення *диференціальної ренти*. Таким чином, за способом утворення земельну ренту можна поділити на два види: *диференціальна рента 1* і *диференціальна рента 2*. *Утворення диференціальної ренти 1* зумовлюється дією об'єктивних факторів при однакових затратах живої та уречевленої праці, тобто при одному й тому ж рівні інтенсивності ведення господарства. *Диференціальна рента 2* – результат дії суб'єктивних факторів на одних і тих же земельних ділянках, а саме: за рахунок інтенсифікації сільськогосподарського виробництва.

Водночас держава, як власник землі, встановила ціну землі і земельний податок на неї. Такий вид монополії на землю породжує *абсолютну ренту*, що сплачується з усіх видів землі, незалежно від її якості. Абсолютна земельна рента не пов'язана з природними та інтенсивними факторами ведення сільського господарства, вона зумовлена монополією власності на землю.

У регіонах із різноманітними природними і кліматичними умовами, крім диференціальної й абсолютної ренти, існує і *монопольна рента*. Умовами її утворення є обмеженість і невідтворюваність земель особливої якості чи певні кліматичні умови (землі Закарпаття, Криму, Поділля і т.ін.). Для них характерно те, що лише на цих землях, лише в даних природно-кліматичних умовах можливе виробництво сільськогосподарської продукції з особливими якісними характеристиками (наприклад, винограду, яблук, певних видів овочів, тютюну і т.п.). *Різниця між монопольно високою ціною продукту й економічними витратами* і *складає монопольну ренту*, яка залишається в землевласника.

У населених пунктах земельна рента поділяється на три, які характеризуються трьома типами власності простору, облік якого в містобудуванні прерогативний:

– особливістю господарсько-містобудівного освоєння регіону, в якому знаходиться населений пункт;

– неоднорідністю міського простору і планувальної структури міста, селища чи села;

– локальними умовами, які притаманні кожній ділянці, її інженерне облаштування, підготовленість території до житлового чи іншого будівництва і т.ін.

Перший вид земельної ренти формується не тільки за рахунок регіональної виробничої інфраструктури, адміністративного, науково-технічного і соціально-культурного потенціалу міської або сільської системи, а також різницею в суспільних витратах на відтворення основних фондів і трудових ресурсів у різних регіональних умовах.

Другий – встановлюється для кожного конкретного населеного пункту на основі аналізу його планувальної структури, економічна суть якого полягає в неоднорідності плану території міста або села. Сприятливіші умови для землевласників і землекористувачів у центрі міста (села), яке пов'язане з місцями прикла-

дання праці, масового відпочинку, центрами обслуговування. Менш сприятливі умови на периферії.

Третій вид земельної ренти пов'язаний з благоустроєм локальної території землі залежно від її освоєності, складності інженерно-технічного облаштування і т.п.

Саме ці види ренти зумовлюють величину земельної ренти, а отже, й ціну на землю.

20.6. Закон "спадаючої родючості ґрунту", його критика

Вчення про ґрунтову родючість склалося в процесі розвитку теорії про земельну ренту. Другим аспектом, у якому розвивалося це вчення, була боротьба з мальтузіанською "теорією" народонаселення і законом спадаючої родючості ґрунту, сформульованими у 18 ст. французьким економістом А.Тюрго у книзі "Роздуми про створення та розподіл багатств" (1766). Згідно із зазначеним законом, кожне вкладання праці і засобів виробництва на одній і тій самій ділянці землі дає все меншу і меншу прибавку врожаю.

"Теорія" мала багато прибічників на початку 20 ст. і в Україні та Росії, оскільки за її допомогою можна пояснити причини зубожіння людей, затушовуючи при цьому роль соціальних умов. Але закон "спадаючої родючості ґрунту" має лише відносне й умовне застосування до тих випадків, коли техніка, засоби виробництва залишаються без змін. Головною тезою його прибічників є лише відносне й умовне застосування до вказаних випадків; воно зводиться до того, що якби наступні вкладення праці і капталу до землі давали не зменшену, а однакову кількість продукту, тоді навіщо було б узагалі розширяти площі, які обробляються. Якщо ж збільшення фактору родючості ґрунту супроводжується, завдяки розвитку науки і техніки, підвищенням технічного рівня у сільському господарстві, то закон "спадаючої родючості ґрунту" зовсім не справджується в тих випадках, коли техніка прогресує, а засоби виробництва поліпшуються.

Контрольні запитання та завдання

1. Що таке родючість ґрунту?
2. Назвіть категорії та форми родючості ґрунту.
3. Чим визначається рівень природної родючості ґрунту?
4. Назвіть фактори урожаю. В чому їх взаємозв'язок?
5. Дайте порівняльну оцінку родючості основних зональних типів ґрунтів.
6. Визначте суть та вкажіть мету окультурювання ґрунтів.
7. Назвіть основні різновиди земельної ренти.
8. Охарактеризуйте диференціальну земельну ренту.
9. Дайте визначення абсолютної та монопольної земельної ренти.
10. Чи справджується в сучасних умовах закон "спадаючої родючості ґрунту"?

3 ЧАСТИНА ЗОНАЛЬНЕ ҐРУНТОЗНАВСТВО

РОЗДІЛ ДВАДЦЯТЬ ПЕРШИЙ

ГЕНЕТИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА, ГЕОГРАФІЯ ТА СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКЕ ВИКОРИСТАННЯ ҐРУНТІВ УКРАЇНИ

21.1. Географічне розповсюдження та класифікація ґрунтів

21.1.1. Закономірності територіального розміщення ґрунтів

Ґрунтово-географічне районування – це поділ території на ґрунтово-географічні райони, однорідні за структурою ґрунтового покриву, поєднанням факторів ґрунтоутворення та можливостями сільськогосподарського використання ґрунтів.

Сучасна схема ґрунтово-географічного районування розроблена Ґрунтовим інститутом ім. В.В.Докучаєва (м. Москва) спільно з іншими установами (1962). У цій розробці прийнято таку систему таксономічних одиниць:

1. Ґрунтово-біокліматичний пояс
2. Ґрунтово-біокліматична область

Для рівнинних територій	*Для гірських територій*
3. Ґрунтова зона	3. Гірська ґрунтова провінція (вертикальна структура ґрунтових зон)
4. Ґрунтова провінція	4. Вертикальна ґрунтова зона
5. Ґрунтовий округ	5. Гірський ґрунтовий округ
6. Ґрунтовий район	6. Гірський ґрунтовий район

Опорними одиницями ґрунтово-географічного районування є: на рівнинних територіях – ґрунтова зона, в горах – гірська ґрунтова провінція.

Ґрунтово-біокліматичний пояс – це сукупність ґрунтових зон і гірських ґрунтових провінцій, об'єднаних подібністю радіаційних і термічних кліматичних умов (полярний, бореальний, суббореальний, субтропічний, тропічний).

Для кожного поясу характерний свій великий ряд типів ґрунтів, які не зустрічаються в інших поясах. Ці ґрунти мають подібні термічні режими ґрунтоутворення.

У межах кожного поясу виділяють ґрунтово-біокліматичні області. Ґрунтово-біокліматична область – це сукупність ґрунтових зон і гірських провінцій, об'єднаних (крім радіаційних і термічних умов) подібними умовами зволоження і континентальності, які зумовлюють особливості ґрунтоутворення, вивітрювання і розвитку рослинності на даній території.

За ступенем континентальності області поділяють на океанічні, континентальні й екстра-континентальні, за характером зволоження – на гумідні (з лісовим, тайговим або тундровим рослинним покривом), перехідні (субгумідні, субаридні – зі степовим, ксерофітно-лісовим і саванними рослинними покривами); аридні та екстрааридні (з напівпустельним і пустельним рослинними покривами). Ґрунтовий покрив областей більш однорідний, ніж поясів, але все ж він складається з декількох зональних і супутніх інтразональних ґрунтових типів. Тому в кожній області звичайно виділяють 2–3 ґрунтові зони.

Ґрунтова зона – ареал одного або двох зональних типів ґрунтів і супутніх йому інтразональних ґрунтів.

Всередині ґрунтових зон на переході до сусідніх зон виділяються ґрунтові підзони – частини зони, витягнуті в тому ж напрямку, на території яких розповсюджені певні зональні підтипи ґрунтів.

Ґрунтова провінція – частина ґрунтової зони, яка відрізняється специфічними особливостями ґрунтів і умовами ґрунтоутворення (зволоження, континентальність клімату, температура).
Ґрунтовий округ – частина ґрунтової провінції з певним типом структур ґрунтового покриву, який зумовлений характером рельєфу і ґрунтоутворюючих порід.
Ґрунтовий район – частина ґрунтового округу, яка характеризується однотипною структурою ґрунтового покриву (закономірним чергуванням в межах району тих самих ґрунтових комплексів).

Райони відрізняються лише кількісним співвідношенням родів, видів та різновидів ґрунтів. Гірська ґрунтова провінція – ареал поширення чітко визначеного ряду вертикальних ґрунтових зон, спричиненого положенням гірської країни в системі ґрунтово-біокліматичних областей.

Значення інших таксономічних одиниць районування ґрунтів однакові для рівнинних і гірських територій.

Таке районування дає змогу оцінити в узагальненій формі поширення головних типів ґрунтів земної кулі в тісному зв'язку з кліматичними умовами.

Закономірності просторового поширення ґрунтів, які є основою їх обліку і оцінки як природного ресурсу, вивчає географія ґрунтів. Знання законів географії ґрунтів, зональних та регіональних особливостей ґрунтового покриву потрібне для раціонального використання земельних ресурсів, охорони і меліорації ґрунтів. Як наукова дисципліна географія ґрунтів виникла і почала розвиватись на початку

80-х рр. XIX ст., коли В.В.Докучаєв та його учні заклали основи наукового ґрунтознавства та встановили зональне поширення основних типів ґрунтів. Важливу роль у розвитку географії ґрунтів відіграє картографія.

Географія ґрунтів одночасно вивчає закономірності просторових змін ґрунтів і причини цих змін. Причинами просторових змін ґрунтів є просторові зміни факторів ґрунтоутворення (клімату, ґрунтоутворюючих порід, рельєфу, рослинності і тваринного світу, діяльності людини, тривалості ґрунтоутворення тощо). Отже, закономірності географічного поширення ґрунтів – результат складної взаємодії всіх факторів ґрунтотворення.

Основні закони географії ґрунтів такі: *закон горизонтальної зональності; закон вертикальної зональності; закон фаціальності ґрунтів.*

Вчення про фактори ґрунтоутворення пов'язано з поняттям про ґрунтові зони як основні форми організації ґрунтового покриву планети. На основі цього В.В.Докучаєв висунув положення, що ґрунти на земній поверхні підкоряються загальному закону природної широтної зональності: кожній природній зоні відповідає свій зональний тип ґрунту.

Закон горизонтальної зональності він сформулював у праці "К учению о зонах природы" (1899).

Згідно з цим законом, основні типи ґрунтів поширені на поверхні континентів земної кулі широкими смугами (зонами), які послідовно змінюють одна одну відповідно до зміни клімату, рослинності та інших факторів ґрунтотворення.

Цей закон проявляється в наявності на земній поверхні ґрунтово-біокліматичних поясів, які перетинають континенти. В північній півкулі виділяють п'ять широтних ґрунтово-біокліматичних поясів: полярний, бореальний, суббореальний, субтропічний і тропічний. Для кожного поясу характерні свої ряди типів ґрунтів, які не зустрічаються в інших поясах.

У післядокучаєвський період доведено, що на кожному континенті існують свої особливості та закономірності в розміщенні ґрунтових зон. Вони залежать не тільки від біокліматичних умов географічного поясу, але й від віку, геологічної будови, тектоніки, близькості чи віддаленості від морських або океанічних басейнів. Ці ґрунтові зони часто не суцільні, а деколи острівні серед інших ґрунтових зон. Нижче наведені ґрунтові пояси та ґрунти, які їм відповідають. Так, *арктичному* поясові відповідають арктичні пустельні й типові гумусні ґрунти; *субарктичному* поясові в межах тундрової зони – тундрові глейові і торф'яні; *бореальному* поясу – підзолисті, болотно-підзолисті й болотні; *суббореальному* поясу – широколистяні ліси з бурими і сірими лісовими ґрунтами; *Лісостепу* – опідзолені та вилугувані чорноземи та сірі лісові ґрунти; *Степу* – типові, звичайні та південні чорноземи; *сухому Степу* – каштанові, засолені і лужні ґрунти. Отже, кожна природна зона характеризується не одним типом ґрунту, а визначеним набором часто генетично не зв'язаних між собою ґрунтів.

Закон вертикальної зональності також відкрив В.В Докучаєв, вивчаючи ґрунтовий покрив Кавказу.

В гірських системах, згідно із законом, простежується послідовна зміна типів ґрунтів у міру наростання абсолютної висоти від підніжжя гір до їх вершин у зв'язку зі зміною клімату, рослинності та інших факторів ґрунтотворення.

Склад ґрунтових зон у гірських країнах в основному аналогічний складу зон на рівнині.

Пізніше була встановлена деяка невідповідність між схемою вертикальної зональності ґрунтів і розміщенням окремих типів ґрунтів у різних гірських регіонах. С.С.Неуструєв зазначав, що невідповідність ґрунтових типів вертикальним зонам пов'язана з:

а) експозицією схилу,
б) інтерференцією (вклинюванням, випаданням) зон,
в) інверсією зон,
г) міграцією зон.

С.А.Захаров запропонував під *інтерференцією* розуміти повне випадання ґрунтових зон. Наприклад, у горах південного Закавказзя немає гірсько-лісових і гірських чорноземів між зонами каштанових і гірсько-лучних ґрунтів. *Інверсія* ґрунтових зон виражається у зворотному розподілі ґрунтових зон. Під *міграцією* ґрунтових зон розуміють проникнення однієї зони в іншу (наприклад, по гірських чи річкових долинах).

Закон фаціальності ґрунтів обґрунтували Л.І.Прасолов та І.П.Герасимов. Суть його полягає в тому, що місцеві провінційні (фаціальні) особливості клімату зумовлюють появу специфічних місцевих ознак ґрунтів і навіть формування інших типів. Така різноманітність спричинена неоднаковою континентальністю клімату, неоднаковим сезонним розподілом опадів тощо.

21.1.3. Ґрунтово-географічне районування території України

Україна знаходиться на південному сході Східноєвропейської рівнини. На заході країни розташовані Українські Карпати, на півдні простягаються вздовж Чорноморського узбережжя Кримські гори, південь країни омивають води Чорного та Азовського морів. З півночі на південь територія України простягається майже на 900 км (від 52° 22'54" до 44° 23'18" північної широти), а з заходу на схід – на 1300 км (від 22° 08'42" до 40° 13'05" західної довготи).

Рівнинна частина території країни займає 95% всієї площі (573,5 тис. км^2). В північній частині України розміщується Полісся – болотиста низина, Дніпровське лівобережжя займає Придніпровська низина. Відроги Середньоруської височини досягають крайнього північного сходу України. На північному сході країни розташовані Донецький кряж та Приазовська височина. На Центральній та західній території правобережжя Дніпра розміщуються Придніпровська, Волинська та Подільська височини. На півдні країни знаходиться Причорноморська низина, яку Перекопський перешийок сполучає з Північно-Кримською рівниною.

На рівнинній території досить чітко простежуються природні зони. На півночі розміщена зона мішаних лісів (19 % всієї території). Лісостепова зона займає 34 % території, розташована на півдні степова зона – 40 % площі країни. Карпатські та Кримські гори характеризуються високою зональністю ландшафтів.

Клімат в Україні – помірно-континентальний на всій території, за винятком вузької смуги на південному узбережжі Криму із субтропічним кліматом та району Карпат, що характеризується різкою вертикальною зональністю в розподілі кліматичних елементів. Вельми важливим фактором формування клімату України є атмосферна циркуляція: переважний західний перенос зумовлює приток атлантичного повітря, часом на територію країни вторгаються повітряні маси з Азіатського континенту, з північних широт, із Середземного моря. Різниця в циркуляційних умовах заходу та сходу виразно виявляється в збільшенні континентальності клімату із заходу на схід. У районах Карпат та Кримських гір клімат багато в чому залежить від висоти місцевості та експозиції схилів: зі збільшенням висоти атмосферний тиск і температура знижуються, кількість опадів збільшується, період зі сніговим покровом подовжується, швидкість вітру зростає та ін. Менше на кліматичні умови впливають Волино-Подільське плато та Донецький кряж. Вони проявляються в основному в невеликому зниженні температури, зміні тривалості залягання снігового покриву.

Чорне та Азовське моря також помітно впливають на клімат України – в прибережних районах спостерігається збільшення вологості повітря та вирівнювання добової зміни температури повітря.

Ґрунтовий покрив України дуже різноманітний. Номенклатура ґрунтів, прийнята при великомасштабному ґрунтовому картуванні, налічує біля 650 видів. Якщо ж узяти до уваги різновиди за гранулометричним складом, материнською породою, ступенем еродованості, засоленості і т.ін., за якими розділені деякі ґрунти, то кількість ґрунтових індивідуумів зросте до декількох тисяч. Уся ця розмаїтість ґрунтів розподіляється на території країни нерівномірно: по-перше, відповідно загальної фізико-географічної (ландшафтної) зональності; по-друге, у зв'язку з місцевими (провінційними) особливостями природних умов. Але поряд із дуже строкатими в ґрунтовому відношенні територіями, як, наприклад, Полісся, Лісостеп, гірські провінції, на величезних просторах Степу, що займають майже половину площі країни, ґрунтовий покрив простий – монотонний на великих відстанях. Ступінь складності ґрунтового покриву визначається не тільки типологічною розмаїтістю ґрунтів, а й різними їхніми сполученнями, розмірами і формою контурів.

У поширенні ґрунтів по території України виявляються закони широтної зональності і висотної поясності. За цими законами, ґрунти на рівнинній частині змінюються в широтному напрямку, а в горах – знизу нагору. Ґрунтовий покрив країни суворо зональний, тому що саме такий розподіл на цій території двох основних природних чинників – клімату і рослинності. Але в Україні через збільшення континентальності з північного заходу на південний схід ґрунти змінюються й у меридіальному напрямку.

Значні зміни в поширенні ґрунтів відбулися в результаті господарської діяльності людини. Інтенсивне розорювання земель, зміна рослинності, вирубка лісів вплинули

на родючість ґрунтів. Існуючі в Україні найбільші фізико-географічні, а отже, і ґрунтові регіони (пояси, області і зони) є по суті південно-західним продовженням тих же регіонів на великій території Східноєвропейської (Російської) рівнини, де вони класично виражені. Агроґрунтове районування України в 60-ті роки здійснене ґрунтознавцями Українського НДІ ґрунтознавства та агрохімії. Територія України має два ґрунтово-біокліматичні пояси – бореальний (помірно холодний – Полісся) і суббореальний (помірний – інша частина території). Крім цих двох, чітко виявлений третій субтропічний теплий пояс, що охоплює дуже незначну територію (частину південного берега головної Кримської гряди). Пояси й області поділені на ґрунтові зони. Перелік їх наведений на схемі агроґрунтового районування України (рис. 89).

Рис.89. Агроґрунтове районування України

Лише одна із зон України – степова – розділена на підзони: північну степову з чорноземами звичайними і південну степову з чорноземами південними. У межах зон і підзон виділені провінції і підпровінції. Вони виділяються за сукупністю показників, що визначають своєрідність ґрунтового покриву. Підставою до виділення провінцій в окремих випадках служать фаціальні особливості ґрунтів, зумовлені місцевими особливостями клімату. За фаціальними особливостями ґрунтів або за відомими модифікаціями структури ґрунтового покриву виділяються підпровінції:

П – зона мішаних лісів дерново-підзолистих типових і оглеєних ґрунтів Українського Полісся: П1 – західна провінція; П2 – центральна правобережна провінція; П3 – лівобережна висока провінція; П4 – лівобережна низинна провінція. ЛС – Лісостепова зона чорноземів типових і сірих лісових ґрунтів: ЛС1 – західна провінція; ЛС2 – правобережна центральна висока провінція; ЛС21 – північна підпровінція; ЛС22 – південна підпровінція; ЛС3 – лівобережна низинна провінція, ЛС31 – північна підпровінція; ЛС32 – південна підпровінція; ЛС4 – лівобережна висока провінція, ЛС41 – південно-західна підпровінція, ЛС42 – східна підпровінція;

С – Степова зона чорноземів звичайних і південних: СА – підзона чорноземів звичайних північного Степу: СА1 – південно-західна провінція, СА2 – Дністровсько-Дніпровська провінція, СА3 – Дніпровсько-Донецька провінція, СА4 – Донецька провінція, СА5 – Задонецька провінція; СБ – підзона південно-степова чорноземів південних: СБ1 – Придунайська провінція, СБ2 – Азово-Причорноморська провінція, СБ3 – Кримська провінція, СБ4 – Керченська провінція.

СС – сухо-степова зона темно-каштанових і каштанових ґрунтів: СС1 – Причорноморська провінція, СС2 – Північно-Кримська провінція.

К – зона буроземних ґрунтів Українських Карпат: Кзп – провінція лугово-буроземних оглеєних ґрунтів Закарпатської низовини: КП – зона бурувато-підзолистих поверхнево оглеєних ґрунтів передгір'їв до 300–500 м а.в.; КПЗ – зона буроземів опідзолених оглеєних Закарпатського передгір'я до 125–400 м а.в.; КПЛ – зона гірсько-лугових буроземів полонин з 1200–1500 м а.в.; КГ – зона гірсько-лісових буроземів до 500–1500 м а.в.; Кр – ґрунтові зони Гірського Криму: КрС – зона чорноземів передгірського Степу; КрЛС – зона ґрунтів передгірського Лісостепу; КрГ – зона буроземів гірсько-лісових; КрЯ – зона гірсько-лугових ґрунтів яйл; КрП – зона коричневих ґрунтів південного схилу головного гірського хребта.

21.1.4. Принципи класифікації ґрунтів

Різноманітне поєднання факторів ґрунтоутворення в різних природних зонах зумовило формування різних ґрунтів. Для упорядкування відомостей про ґрунти, для того, щоб зручно орієнтуватися в їх різноманітті, розуміти їх природу та оцінювати продуктивність, необхідно ґрунти, як і будь-який об'єкт природи, систематизувати та класифікувати.

Класифікація в ґрунтознавстві – одна з головних і найбільш складних теоретичних проблем, яка за всю історію розвитку науки про ґрунти викликала найбільшу кількість дискусій. За образним висловлюванням М.А.Глазовської, проблема класифікації ґрунтів є найстарішою і наймолодшою одночасно.

В історії розвитку ґрунтових класифікацій умовно виділяють три етапи. Перший етап – додокучаєвський, коли переважали геолого-петрографічні, хімічні та фізичні принципи класифікації, а ґрунт розглядався тільки як продукт вивітрювання гірської породи або відмирання рослинності. Другий етап – докучаєвський, коли В.В.Докучаєв, М.М.Сибірцев, К.Д.Глінка та їх послідовники заклали основи та розробили принципи генетичної класифікації ґрунтів, які в наш час використовуються ґрунтознавцями багатьох країн. Третій етап – сучасний (з 50-х років XX ст.), коли була більш-менш остаточно встановлена система таксономічних одиниць і діагностичних показників, створені національні класифікації ґрунтів у різних країнах. Незважаючи на такий тривалий розвиток класифікації ґрунтів, сучасний стан проблеми характеризується тим, що ні в світі, ні в нашій країні не вироблені загальноприйняті принципи наукової класифікації, особливо на надтиповому рівні, не розроблена єдина класифікація. У кожній країні існують свої класифікації, а в деяких навіть декілька.

Класифікація (систематика) ґрунтів – це об'єднання їх у групи (таксони) за будовою, походженням, властивостями та рівнем родючості, а також встановлення об'єктивно існуючих у природі взаємозв'язків між цими групами.

Всі питання класифікації вирішуються за допомогою таксономії. Слово "таксономія" походить від грецького taxis – будуй, порядок або від лат. takso – оцінюю і nomos – закон.

Таксономічні одиниці (таксони) – це класифікаційні, або систематичні, одиниці, що показують клас, ранг або місце в системі певних об'єктів.

У ґрунтознавстві таксономічні одиниці – це *послідовно супідрядні систематичні категорії*, що відображають об'єктивно існуючі в природі групи ґрунтів.

У основі сучасної ґрунтової таксономії лежить докучаєвське вчення про ґрунтовий тип, розвинуте згодом у вченнях про типи ґрунтів і типи ґрунтотворення. Сучасне розуміння типу ґрунту склалося поступово в міру розвитку науки.

Тип ґрунту – велика група ґрунтів, що розвиваються в однотипових біологічних, кліматичних, гідрологічних умовах і характеризуються яскравим проявом основного процесу ґрунтотворення при можливому сполученні з іншими процесами.

Приклади типів ґрунтів: підзолисті ґрунти, чорноземи, сірі лісові ґрунти, сіроземи, червоноземи. Тип ґрунту – це опорна, основна одиниця систематики ґрунтів. Типи ґрунтів можуть бути розділені на більш дрібні одиниці і, навпаки, об'єднані в більш великі. Характерні риси і єдність ґрунтового типу визначаються:

– однотипністю надходження органічних речовин і процесів їхнього розкладання та перетворення в гумус;
– однотипним комплексом процесів розкладання мінеральної частини та синтезу органо-мінеральних сполук;
– однотипним характером міграції й акумуляції речовин;
– однотипною будовою ґрунтового профілю і характером генетичних горизонтів;
– однотипною спрямованістю заходів щодо збереження та підвищення родючості ґрунтів і меліоративних заходів.

У принципі тип ґрунту як опорна одиниця систематики ґрунтів загальноприйнятий. У різних країнах ця одиниця називається по-різному, але сутність її залишається приблизно однаковою:

Підтип ґрунту – групи ґрунтів у межах типу, що якісно вирізняються проявом основного і додаткового процесів ґрунтотворення часто підтипи ґрунтів виділяються як перехідні утворення між близькими (географічно або генетично) типами ґрунтів.

Як правило, в межах кожного типу виділяється "центральний", найбільш типовий підтип і ряд перехідних до інших типів підтипів. Поява підтипів може бути зумовлена накладенням додаткового процесу ґрунтотворення (дерново-підзолистий ґрунт, чорнозем опідзолений); істотною зміною основної ознаки типу (світло-сірі, сірі, темно-сірі лісові

ґрунти); специфікою положення в межах ґрунтової зони (чорнозем південний); специфікою кліматичної фації в межах ґрунтової зони або підзони (чорнозем типовий помірний, чорнозем типовий теплий, чорнозем типовий холодний).

Рід ґрунту – групи ґрунтів у межах підтипу, якісні генетичні особливості яких зумовлені впливом комплексу місцевих умов, складом ґрунтотворних порід, складом і рівнем ґрунтових вод, реліктовими ознаками субстрату (солонцюваті, солончакові, осолоділі, контактно-глейові, залишково-лугові, залишково-підзолисті ґрунти).

Наприклад, серед підтипу чорноземів типових помірних виділяються такі роди ґрунтів: звичайні, залишково-підзолисті, глибокозакипаючі, залишково-карбонатні, солонцюваті.

Вид ґрунту – групи ґрунтів у межах роду, що розрізняються ступенем розвитку основного ґрунтотворного процесу.

Наприклад, у межах підзолистих ґрунтів за ступенем розвитку підзолоутворення виділяють види сильно-, середньо- і слабопідзолистих ґрунтів. У межах чорноземів за ступенем розвитку гумусового горизонту виділяють, з одного боку, види малопотужних, середньопотужних, потужних і надпотужних чорноземів, а з іншого – види мало-, середньо- і багатогумусних чорноземів.

Підвид ґрунту – група ґрунтів у межах роду, що розрізняються ступенем розвитку супутнього процесу ґрунтотворення.

Наприклад, в межах середньопотужного малогумусного чорнозему можуть бути виділені підвиди слабо-, середньо- і сильносолонцюватих ґрунтів.

Різновид ґрунту – групи ґрунтів у межах виду або підвиду, що розрізняються гранулометричним складом верхніх ґрунтових горизонтів (легкосуглинкові, середньосуглинкові, супіщані, глинисті, піщані і інші ґрунти).
Розряд ґрунту – групи ґрунтів, що утворилися на однорідних у літологічному або генетичному відношенні породах (на лесах, морені, алювії, граніті, вапняку і т.д.).
Підрозряд ґрунту – група ґрунтів, що розрізняються ступенем сільськогосподарського освоєння або ступенем еродованості (слабо-, середньо-, сильнозмитий ґрунт; слабо-, середньо-, високоокультурений ґрунт).

21.1.5. Номенклатура та діагностика ґрунтів

Номенклатура – перелік назв, уживаних у будь-якій галузі науки, техніки тощо.

У ґрунтознавстві – це найменування ґрунтів згідно з їх властивостями й класифікаційним станом.

Ще задовго до виникнення науки про ґрунти, їм давались влучні назви: чорнозем, солончак, червонозем, сірий ґрунт тощо. Із розвитком знань у народній лексиці нагромадилось багато різноманітних назв ґрунтів, в основі яких лежали різні принципи: колір, властивості верхніх горизонтів тощо. Ці назви широко ввійшли у світову літературу та наукову практику. Але відсутність чітких єдиних принципів побудови назв привела до великої термінологічної плутанини. Це питання залишається відкритим і в наш час, тому що у світовому ґрунтознавстві відсутня єдина термінологія. У ньому існує три основні напрями й принципи номенклатури ґрунтів: російський, американський (США), міжнародний (ФАО/ЮНЕСКО).

Російська наукова номенклатура започаткована в перших працях В.В.Докучаєва за принципом: об'єктам дослідження, тобто ґрунтам, даються лаконічні назви, які відображають певні поняття, є символічними, з широким використанням народної лексики, головний критерій – *колір ґрунту* (підзол, білозем, сірозем тощо). У пізніших працях В.В.Докучаєва та М.М.Сибірцева підхід до номенклатури ґрунтів був ускладнений. *До основного терміна додавалось друге слово, яке вказувало на якусь суттєву властивість ґрунту або особливості ґрунтоутворення: червоний солончак, чорнозем шоколадний тощо.* Трохи пізніше в науці почали використовувати й *ландшафтне, екологічне доповнення*: сірий лісовий ґрунт, болотний ґрунт; *географічні терміни*: чорнозем південний, бурий напівпустельний прикаспійський тощо.

Із розвитком ґрунтознавства номенклатура ґрунтів ускладнювалася, тому що в назві ґрунту прагнули відобразити якнайбільше його суттєвих властивостей, особливостей ґрунтотворного процесу, ландшафтних і режимних характеристик. Назви ґрунтів ставали занадто громіздкими, наприклад: чорнозем вилугуваний теплий короткочасно промерзаючий глибоко міцелярно-карбонатний ксерофітний лісовий... Вони скоріше нагадували опис певного ґрунту, а не науковий термін. Це питання залишається відкритим до сьогодні, оскільки раціональніші підходи не знайдені. Запропонувавши нову „Класифікацію ґрунтів Росії", вчені цієї країни відмовились від екологічного принципу класифікації і номенклатури ґрунтів. В українській класифікації цей принцип широко не використовувався і раніше.

Незважаючи на вказаний недолік, сучасна російська номенклатура має цілу низку позитивних рис: переважне використання на рівні типу ґрунту коротких символічних термінів, в основному взятих із народного лексикону; насиченість смислового змісту прийнятих назв ґрунтів, коли вже із самої назви ґрунту зрозумілі його основні ознаки. Саме тому російська номенклатура ґрунтів мала великий вплив на міжнародне ґрунтознавство. Такі терміни, як "підзол", "чорнозем", "сірозем", "глей", "солонець", "солончак" стали міжнародними. За російським типом складаються такі назви в міжнародній номенклатурі, як каштанозем, грейзем, бурозем, брюнізем , Mollisol, Aridisol тощо. В 2000 р. в Росії прийнята нова класифікація ґрунтів, яка, зберігаючи історичність, наблизила російський підхід до міжнародних принципів – класифікації ФАО та WRB (World reference base for soil resources).

Українська номенклатура базується на принципах, прийнятих в 1977 р., хоча офіційно не затверджених сучасною українською ґрунтознавчою наукою. *За*

існуючими правилами української номенклатури ґрунтів, у назві ґрунту повинні бути відображені всі таксономічні рівні. Це здійснюється так. Спочатку дається *назва типу ґрунту*, історичне формування назви якого розглянуто вище. Кожний генетичний тип має *"центральний" підтип*, для якого використовуються терміни "типовий", "звичайний". Виділяються також *підтипи "перехідні"*, що пов'язують центральний із сусідніми типами. Для них використовують цілу низку термінів: таких, *що характеризують додаткові процеси* (чорнозем опідзолений, чорнозем вилугуваний); таких, *що вказують на зміну забарвлення щодо центрального типу* (світло-сірі, темно-сірі), *морфологічні ознаки, пов'язані з гідротермічним режимом* (міцелярно-карбонатні).

Для номенклатури родів вживаються терміни, що характеризують *якісні властивості ґрунтів* (солонцюваті, осолоділі, солончакові, глейові), *або вказують на реліктові ознаки* (залишково-лугові, залишково-підзолисті). Номенклатура видів і підвидів містить кількісну характеристику властивостей ґрунтів і вираження ґрунтових процесів. Використовують терміни, які говорять про: *вміст* (мало-, середньо -, багатогумусні тощо), *потужність окремих горизонтів* (мало -, середньо-, надпотужні), *інтенсивність явищ ґрунтоутворення* (слабо -, середньоопідзолений). *Номенклатура різновидів – це назва гранскладу верхніх горизонтів, розряду – назва материнської породи, підрозряду – ступінь змитості, окультуреності.*

Діагностика – це процес опису ґрунту відповідно до певних правил із метою віднесення його до того чи іншого класифікаційного підрозділу.

У вітчизняній генетичній школі ґрунтознавства в основу діагностики ґрунтів покладено декілька принципів, головні з яких такі:

– *використання профільного методу*. Він був закладений В.В.Докучаєвим у перших працях, де вчений показав, що кожен ґрунт складається з трьох генетичних горизонтів А –В –С. Найсуттєвіше в цьому методі – принципове положення про те, що профіль ґрунту – це не арифметична сума різних випадкових горизонтів, а єдине ціле. Для повної характеристики будь-якого ґрунту потрібне дослідження, опис усіх горизонтів із поверхні й до материнської породи;

– *комплексний підхід до діагностики ґрунтів* полягає в тому, що необхідно витримати повну картину ґрунту як єдиного цілого на основі аналізу та характеристики ряду властивостей і ознак – морфологічних, фізичних, хімічних, фізико-хімічних, біологічних, агрономічних. При цьому мається на увазі та обставина, що жодна з ознак або властивостей ґрунту, вибрана ізольовано, не може мати визначального значення, оскільки ґрунт дуже складний об'єкт діагностики;

– *порівняльно-географічний аналіз* широко використовується в діагностиці ґрунтів для зіставлення одних ґрунтів з іншими з урахуванням ареалів їх розповсюдження й відмінності або подібності комплексу факторів ґрунтоутворення. Однакові за багатьма ознаками ґрунти, які знаходяться в різних режимах, повинні діагностуватись по-різному й бути віднесеними до різних систематичних груп;

– *генетичний принцип діагностики ґрунтів* передбачає першочергове використання тих властивостей і ознак, які безпосередньо пов'язані з генезисом. При цьому використовуються такі генетичні параметри, як ступінь розвитку й диференційованості ґрунтового профілю, ступінь акумуляції сполук або збіднення ними, ступінь трансформації ґрунтотворного матеріалу, вияв направленості ґрунтових процесів тощо.

Для діагностики ґрунтів у першу чергу використовують ознаки, що легко виявити при ґрунтових обстеженнях, морфологічному вивченні ґрунтового профілю та простими аналізами. Однак для точного визначення деяких ґрунтів часто названих ознак недостатньо. Тоді використовують результати складніших аналізів (склад ввібраних основ, склад гумусу, валовий хімічний склад мінеральної частини ґрунту та його мулистої фракції, кількісний мінералогічний аналіз, мікроморфологічні дослідження тощо). Якщо послідовно використовувати ці принципи, можна сформулювати ряд практичних правил діагностики ґрунтів. Поки що такі правила сформульовані для деяких таксономічних рівнів. Наприклад, щоб визначити тип ґрунту, потрібно:

– визначити тип ґрунтового профілю й комплекс генетичних горизонтів, що складають його, порівнюючи ці дані зі схемами будови відомих типів ґрунтів;
– визначити тип географічного ландшафту з урахуванням його історії, зіставити ці дані з відомими типами ландшафтів;
– визначити географічний ареал розповсюдження даного ґрунту в поєднанні з ареалами пов'язаних з ним факторів ґрунтоутворення;
– визначити основний комплекс елементарних ґрунтових процесів, що формують даний профіль;
– визначити тип міграції та акумуляції речовин у даному ґрунті, зіставити його з відомими типами.

При діагностиці ґрунтів, змінених людиною в процесі вирощування сільськогосподарських культур, окрім морфогенетичних даних, велике значення мають результати агрохімічних і агрофізичних аналізів, а також дані про середньобагаторічну урожайність за умови відповідного рівня агротехніки.

Контрольні запитання та завдання

1. Обґрунтуйте принципи сучасної класифікації ґрунтів.
2. Дайте визначення поняттю „номенклатура ґрунтів" та обґрунтуйте принципи діагностики ґрунтів.
3. Розкрийте причини виникнення горизонтальної та вертикальної зональності ґрунтів та вкажіть основні ґрунтово-кліматичні зони України.
4. Які особливості ґрунтово-географічного районування території України?
5. Обґрунтуйте поняття зональних, інтразональних та азональних ґрунтів і вкажіть особливості їх розміщення на території України.
6. Охарактеризуйте основні одиниці ґрунтово-географічного районування.

РОЗДІЛ ДВАДЦЯТЬ ДРУГИЙ

ҐРУНТИ ТАЙГОВО-ЛІСОВОЇ ЗОНИ (МІШАНИХ ЛІСІВ) УКРАЇНСЬКОГО ПОЛІССЯ

22.1. Природні умови

Бореальний ґрунтово-біокліматичний пояс на території України містить тільки одну зону мішаних лісів дерново-підзолистих типових і оглеєних ґрунтів Українського Полісся.

Зона мішаних лісів Східноєвропейської рівнини включає північну частину України, простягаючись від державного кордону на заході до Середньоруської височини на сході. Південна межа зони мішаних лісів проходить по лінії населених пунктів: Рава-Руська, Нестерів, Львів, Золочів, Кременець, Ізяслав, Шепетівка, Полонне, Ніжин, Батурин, Кролевець, Глухів. Ця межа більш-менш виявляється в рельєфі, будові антропогенових відкладів, ґрунтах, рослинності й у цілому в характері ландшафтів. На значному протязі, особливо в західній частині, ця межа виявляється положистим уступом лесової рівнини до піщаної низовини висотою в кілька метрів. Менш помітна вона в придніпровській частині, зокрема – на лівобережжі Дніпра, де ландшафти зони мішаних лісів по широких терасах поступово переходять у лісостепові. На заході України, південніше міст Луцьк і Рівне, простягається Волинська височина, що належить до лісостепової зони. Від Подільської височини вона відділена Малим Поліссям.

Зона мішаних лісів займає близько 20 % території України. Там розташовано більшість районів Волинської, Рівненської, Житомирської та Чернігівської областей, а також частина районів Львівської, Хмельницької, Київської і Сумської областей. Характерні риси природного середовища зони мішаних лісів в Україні: низинний рельєф, у будові якого головну роль відіграють піщані і піщано-глинисті антропогенові відклади, густа річкова мережа із широкими заболоченими річковими долинами, позитивний баланс вологи, високий рівень ґрунтових вод, переважання дерново-підзолистих і болотних ґрунтів, значне поширення соснових лісів із домішкою широколистяних порід.

Зона мішаних лісів України майже цілком розташована в південній частині Поліської низовини. Тому її ще називають поліською зоною. Однак Полісся – явище не зональне. Воно не простягається суцільною смугою через материк або фізико-географічну країну. Полісся – це фізико-географічна провінція зони мішаних лісів Східноєвропейської рівнини.

Зона мішаних лісів розташована на різних геоструктурах Східноєвропейської рівнини. Найдавніша з них – Український щит. Зона заходить на північно-західну частину щита (північніше лінії Шепетівка – Житомир – Корнин). Межа виходів кристалічних порід проходить на заході через населені пункти Шепетівка, Берез-

дів, Корець, Соснове, Клесів; на півночі – через Томашгород, Глушкевичі (Білорусь), північніше Словечно й Овруч; на сході – через Народичі, Малин, Радомишль, Фастів. Тут, по долинах рік, іноді на межиріччях, оголюються граніти, гнейси, габро, габро-лабрадорити, кварцити.

На захід від Українського щита зона займає частину Волино-Подільської плити і Галицько-Волинської западини. Ці структури складені могутньою товщею палеозойських і мезозойських осадових порід, перекритих в окремих місцях палеогеновими та неогеновими відкладами. З осадових порід найбільше поширені мергелі, крейдові, палеогенові і неогенові піщано-глинисті відклади.

На схід від Українського щита простягається Дніпровсько-Донецька западина, заповнена могутньою товщею палеозойських, мезозойських і кайнозойських осадових відкладів. Вище місцевого базису ерозії тут зустрічаються палеогенові і неогенові піщано-глинисті відклади, що беруть участь у будові сучасного рельєфу.

Крайня східна частина зони розташована на схилі Воронезького кристалічного масиву, де оголюються крейдові та палеогенові відклади.

Таке геоструктурне положення зони мішаних лісів вплинуло на сучасне природне середовище і визначає внутрізональні ландшафтні розходження.

Виникнення Поліської низовини та її ландшафтів зумовлено в основному палеогеографією антропогену. Кількаразові зміни кліматичних умов, що характеризуються періодичним похолоданням, діяльність материкових льодовиків і їхніх вод, значне обводнення території сприяли формуванню морени, водно-льодовикових і алювіальних відкладів переважно піщаного складу, які стали материнською породою для дерново-підзолистих і болотних ґрунтів під хвойними і мішаними лісами. „Островами" зустрічаються лесоподібні суглинки, на яких сформувалися сірі лісові ґрунти.

Велика частина Полісся в період дніпровського (максимального) зледеніння була покрита льодовиком. Зледеніння зумовило формування моренно-зандрових рівнин, моренних гряд, камів, озів, зандрових і зандрово-алювіальних рівнин. Під впливом зледеніння і новітніх тектонічних рухів розвивалася і формувалася річкова мережа. Під час зледеніння переважали річкові долини субширотного напрямку, особливо поблизу краю льодовика відповідно до його відступу. Ці стародавні долини відображені в сучасних ландшафтах. Наприклад, через усе південне Полісся майже паралельно сучасній р. Прип'ять від м. Луцьк до р. Дністер, простягається прадолина Стир – Словечна довжиною більше 400 км, шириною до 20 – 25 км. Вона є зниженням, заповненим алювіальними відкладами, з великою кількістю болотних масивів, особливо між ріками Горинь і Уборть. Виникнення Малого Полісся зв'язують також з діяльністю стародавньої ріки, яка протікала з Українського щита на захід. Це підтверджується наявністю на схилах Малого Полісся залишкових ділянок терас із галькою кристалічних порід. Прадолиною р. Дніпро є і заболочене зниження Замглай на Чернігівщині. Є стародавні долини і в інших районах Полісся.

Для льодовикової епохи характерні інтенсивні еолові процеси, що сприяли перевіванню водно-льодовикових і алювіальних пісків, формуванню еолових форм рельєфу Полісся. У міжльодовиковий період формувалися ґрунти і торфовища, що зустрічаються у викопному вигляді. За їх складом можна відновити зміни в рослинному і ґрунтовому покриві, а також в ландшафтах у цілому. Природно-територіальні комплекси набули сучасного вигляду внаслідок тривалої еволюції, яка завершилася в голоцені.

Особливості природної зони визначаються переважно балансом тепла і вологи при визначеному складі покривних відкладів. У зоні мішаних лісів баланс вологи позитивний (у зв'язку з опадами і тепловим режимом). Річна сумарна сонячна радіація складає 3800-4000 МДж/м^2, радіаційний баланс за рік – 3140 МДж/м^2. Кількість годин сонячного сяйва збільшується в напрямку із заходу на схід від 1500 до 1800 за рік. Середня температура січня зменшується в цьому ж напрямі від -4,5 до -8,0 °С, а січневі ізотерми мають майже меридіальне простягання. Середня температура липня складає +17... +19,5 °С і підвищується з півночі на південь. Вегетаційний період триває з другої декади квітня до третьої декади жовтня. Тривалість безморозного періоду – від 160 на сході до 180 днів на заході зони.

Для рівнинної території України зона мішаних лісів характеризується найбільшим зволоженням. У середньому за рік тут випадає 600-700 мм опадів. Коефіцієнт вологозабезпечення змінюється від 2,6 на заході до 1,9 на сході зони. Значна частина води надходить на Поліську низовину з навколишніх височин – Волинської, Подільської, Придніпровської та Білоруської. Велика кількість тепла витрачається на випаровування вологи. Переважна частина опадів випадає в теплий період року (квітень – жовтень), максимум припадає на червень - липень. Нерідко йдуть затяжні дощі, майже половина днів у році буває з опадами. Стійкий сніговий покрив установлюється в середньому в другій декаді грудня і триває 90-100 днів. Висота снігового покриву від 15 до 35 см, а промерзання ґрунту – 40-50 см. Болота, особливо неосушені, промерзають значно менше. Максимум відносної вологості (80-85 %) відзначається восени й узимку, мінімум – у травні. В окремі роки бувають посухи, зв'язані не тільки з кількістю опадів, але і з властивостями піщаних ґрунтів, що погано затримують вологу. Тому меліоративні роботи тут повинні спрямовуватися не на осушення, а на раціональне керування водним режимом.

Клімат, орографія та геологічна будова території зумовлюють її значну обводненість. Полісся має густу річкову мережу, озера різного походження, болотні масиви і значні запаси підземних вод. Середня густота річкової мережі досягає 0,29 км/км^2, а в басейні р. Горинь - до 0,5 км/км^2. Через Полісся протікають найбільші ріки України: Дніпро, Десна, Прип'ять із правобережними притоками Тур'я, Стохід, Стир, Горинь, Уборть, Уж та інші. Для водного режиму рік Полісся характерна тривала весняна повінь, що супроводжується широкими розливами, літньо-осіння межень, яка порушується невисокими дощовими паводками, і зимова межень. Весняний максимум припадає на кінець березня – початок квітня, що сприяє заболоченню поліських земель.

Своєрідними природними комплексами є озера. Їхній режим і властивості визначаються переважно походженням. На Поліссі є долинні, карстові та льодовикові озера, особливо численні у Волинському Поліссі. Найбільші з них – Свитязь (найглибше в Україні), Пулемецьке, Турське. На поліських річках побудовано багато ставків і водосховищ.

Для природних умов Полісся важливу роль відіграють підземні води. Водоносний горизонт в антропогенових відкладах знаходиться на глибинах 0,5-8 м. Підземні води корінних порід часто мають напірний характер і є джерелами живлення

рік та озер, а також використовуються для водопостачання. У кристалічних породах вони характерні для тріщинуватих зон на глибинах до 70-100 м. Серед підземних вод Українського щита зустрічаються лікувальні мінеральні (джерела в районі міст Житомир, Полонне). На Волині в палеозойських відкладах відомі водонапірні горизонти на глибинах від 30 до 300 м. Вони сприяють розвиткові карстових процесів і є джерелами живлення карстових озер у районі Шацька.

Водоносні горизонти в юрських і крейдових відкладах відомі на Волині й в Дніпровсько-Донецькій западині. У палеогенових утвореннях є небагато водоносних горизонтів на території Київського та Чернігівського Полісся.

Значна кількість води зосереджена в поліських болотах. Їхнє утворення визначене комплексом фізико-географічних умов, у першу чергу кліматичними, гідрографічними та гідрологічними особливостями, будовою рельєфу і близьким заляганням до поверхні ґрунтових вод. У Поліссі найбільше поширені низинні (автотрофні) болота, що живляться річковими водами. Порівняно невеликі площі займають верхові (оліготрофні) болота, розташовані на межиріччях; джерела їхнього живлення – атмосферні опади. Зустрічаються також болота перехідного (мезотрофного) типу. Найбільш заболочена північно-західна частина Українського Полісся, особливо верхів'я Прип'яті, нижніх приток рік Стир, Горинь, Ствига, Уборть, прадолина Стир – Словечна. Великі болотні масиви зустрічаються на лівобережжі Дніпра в долині ріки Десни і долині Замглай. Значна частина болотних масивів після меліоративних робіт освоєна під сільськогосподарські угіддя.

Тваринний світ зони мішаних лісів України різноманітний, що зумовлено наявністю різних ландшафтів. Тут зустрічаються ссавці – лось, козуля, кабан, бобер, видра, білка, рідше рись, куниця. Досить різноманітна орнітофауна: тетерев, рябчик, глухар, дятел, синиця, дрізд, качка, чорний лелека, сірий журавель. Для Полісся характерні звичайна гадюка і живородна ящірка. У ріках і водоймах водиться більше 30 видів риб: короп, лящ, карась, сом, щука, окунь та ін.

Охарактеризовані компоненти природного середовища знаходяться в тісному взаємозв'язку і взаємодії, в результаті чого сформувалися *природно-територіальні комплекси (ландшафти)*. Вони займають певні ділянки території, відрізняються один від іншого своїми властивостями, які необхідно враховувати при господарському освоєнні природного середовища і використанні природних ресурсів.

Ландшафтна структура зони мішаних лісів України досить складна. Природно-територіальні комплекси (ландшафтні місцевості, урочища, фації) не займають великих площ, часто змінюються, що утрудняє їхнє використання, особливо в сільськогосподарському виробництві. Частина природно-територіальних комплексів (заплави, піщані вали, болота) нестійкі, динамічні. Крім того, спостерігаються негативні фізико-географічні процеси: заболочування, перезволоження, дефляція, ерозія, карст. Основну роль у ландшафтній структурі відіграють такі природно-територіальні комплекси: лісові (бори, субори, сугрудки), лучні (заплавні та суходольні), болотні (низинні, частково перехідні і верхові), збезлісені та меліоровані землі (сільськогосподарські угіддя) на моренно-зандрових, зандрових, алювіальних і лесово-острівних рівнинах, утворених на докембрійському (граніти, гнейси, габро, кварцити), крейдовому (мергелі, глини) і палеоген-неогеновому (піски та глини) фундаменті з дерново-підзолистими, болотними, в

окремих місцях із сірими лісовими ґрунтами. Природно-територіальні комплекси зони інтенсивно перетворені. До природних ресурсів зони належать земельні, лісові, водні, мінерально-сировинні, біологічні і рекреаційні.

Загалом у тайгово-лісовій зоні, південною частиною якої є Українське Полісся, переважають лісові фітоценози, що мають складну ярусну будову та утворені багатьма видами рослин. Провідну роль відіграє пануючий деревний ярус, тому що дерева створюють під своїм покривом особливе середовище і сильно впливають на інші рослини. Можуть зустрічатися й підлеглі яруси: підлісок (ярус кущів), трав'янисто-чагарниковий і мохово-лишайниковий покриви, утворені тіньовитривалими рослинами. Зустрічаються й рослини, що не належать до жодного ярусу, – ліани та епіфіти (лишайники і мохи, що ростуть на штамбах і гілках дерев).

Розрізняють дерева хвойні, широколистяні й дрібнолистяні. Хвойні загалом у тайгово-лісовій зоні представлені сосною звичайною, ялиною європейською, ялиною сибірською, модриною даурською та сибірською, сосною сибірською (кедром) і ялицею сибірською. Сибірські види розповсюджені лише в Сибіру і зрідка на крайньому північному сході Європейської частини зони. Хвойні дерева досить холодостійкі, мало вибагливі до тепла та невибагливі до родючості ґрунту. Хвойні ліси поділяються на світло-хвойні (сосняки, модринники) та темнохвойні, що утворені тіньовитривалими деревами (ялина, ялиця, кедр).

До головних широколистяних дерев відносять дуб черешчатий, липа серцелиста, клен платаноподібний, ясень звичайний. Всі вони (за винятком липи серцелистої) зустрічаються тільки в Європейській частині. Ці дерева – теплолюбні та вимогливі до родючості ґрунту.

Дрібнолистяні дерева невибагливі до умов життя, ростуть у різних кліматичних і ґрунтових умовах. Основними представниками є береза повисла, береза пухнаста й осика.

В тайгово-лісовій зоні найбільш поширені хвойні ліси (майже 75 % лісової площі), але зустрічаються й мішані – хвойно-широколистяні (наприклад, ялина – дуб). Зональною рослинністю північної частини зони є хвойні ліси і дуже рідко – домішки широколистяних. Основні формації хвойних лісів: ялинники, сосняки, модринники, кедрівники, яличники. Нерідко зустрічаються ліси, утворені двома породами: ялино-сосняки, ялино-яличники, сосно-модринники. Підлісок представлений ялівцем звичайним, горобиною, крушиною ламкою, чорницею, брусницею, вереском звичайним. З трав'янистої рослинності зустрічаються різні види плаунів, кислиця, веснівка дволиста, а з мохів – плеурацим Шредера, гілокоміум блискучий, різні види діпранума. На сильно зволожених ділянках ростуть зозулин льон звичайний та різні види сфагнуму.

У середній та південній частинах зони поширені як хвойні та широколистяні, так і хвойно-широколистяні (ялиново-широколистяні) ліси. Достатня кількість вологи сприяє ялині, а більша кількість тепла порівняно з північною частиною зони – широколистяним деревам. У вологих пониженнях, недостатньо дренованих, переважає ялина, а на вершинах схилів в умовах доброї дренованості ростуть дуб черешчатий, липа дрібнолиста, клен платаноподібний. В умовах, проміжних між зазначеними, ростуть ялиново-широколистяні ліси. В підліску переважає ліщина. Трав'яно-чагарниковий покрив представлений кислицею, осокою волосистою, зе-

ленчуком, медункою неясною. Моховий покрив розвинутий слабко.

У зоні Полісся поширена переважно лісова і болотна рослинність. Під покривом лісу трав'яниста рослинність розвивалася слабко і суттєвого впливу на ґрунтоутворення не мала. У цій зоні навіть у наш час близько 50 % земель надмірно зволоженні, а ліси займають до 30 % території.

Вирубка лісів і розорювання значних територій, поряд з осушенням заболочених ґрунтів, змінили умови та напрям ґрунтотворення. Низхідні потоки ґрунтової вологи під лісом змінились висхідними, особливо влітку. Це зумовило зниження рівня ґрунтових вод, збільшення надходження в ґрунт органічних речовин з коренями трав'яних рослин, що призвело до посилення дернового процесу ґрунтотворення.

Зональними ґрунтами в зоні Полісся є дернові та дерново-підзолисті.

22.2. Дернові ґрунти (Sod soils)

Дернові ґрунти – результат прояву дернового процесу ґрунтотворення.

Теорія цього процесу розроблена В.Р.Вільямсом, І.В.Тюріним та іншими вченими.

Дерновий – це процес, що відбувається під впливом трав'яної рослинності й приводить до формування ґрунтів із добре розвиненим гумусовим горизонтом.

Суть його полягає в накопиченні гумусу, поживних речовин і створенні водостійкої агрономічно цінної структури у верхньому горизонті.

Причинами цього елементарного ґрунтового процесу є:

– інтенсивний біологічний кругообіг речовин під трав'янистою рослинністю. Це викликано коротким життєвим циклом рослинності, її високою зольністю й підвищеним вмістом азоту. У результаті кожного року утворюється й попадає в ґрунт 15–30 т/га фітомаси, що містить 4–10% N, 800–1200 кг/га мінеральних речовин із максимумом кальцію;

– значна частка коренів від усієї фітомаси (65–95%) – найважливішого джерела гумусу. Коренева система розгалужена, основна її маса знаходиться у верхніх шарах ґрунту. При відмиранні трав переважна маса органічних решток попадає безпосередньо в ґрунт, де тісно контактує з мінеральними речовинами, що сприяє гуміфікації та закріпленню в ґрунті утворених гумусових речовин;

– значний вміст кальцію в рослинному опаді сприяє створенню реакції середовища, близької до нейтральної, стимулює розпад свіжих рослинних залишків, їх гуміфікацію та закріплення у вигляді органо-мінеральних сполук (ОМС). Наявність кальцію – фактор створення агрономічно цінної структури.

Інтенсивність дернового процесу ґрунтоутворення та його результативність залежать від ряду факторів. Перший із них – *продуктивність трав'яних рослин.* Найсприятливіші умови для їх розвитку складаються в Лісостепу, північному Степу, преріях, заливних луках, дещо менша інтенсивність їх розвитку – в південній

частині тайгово-лісової зони, в південному Степу, саванах.

Другим фактором інтенсивності дернового процесу є *комплекс зовнішніх умов*, з яких найважливіші такі:

– умови аерації ґрунту. Найкращим для накопичення гумусу є контрастний режим аерації та зволоження, коли оптимальні періоди чергуються з надлишково аерованими. При постійній нестачі води гальмуються процеси розкладу, гуміфікації органічних залишків, порівняно інтенсивно йде мінералізація гумусу. В анаеробних умовах органічні залишки консервуються у вигляді торфу й дерновий процес трансформується в болотний;

– характер ґрунтотворної породи. Найінтенсивніше дерновий процес йде при наявності в ґрунті великої кількості Ca, Mg та інших основ, тобто на карбонатній материнській породі.

В умовах, найсприятливіших для розвитку дернового процесу, формуються чорноземи, чорноземоподібні ґрунти в Лісостепу, Степу, преріях. З різною інтенсивністю він проявляється також і в інших ґрунтово-кліматичних зонах, в тому числі в південній частині тайгово-лісової зони, де під його впливом утворюються дернові ґрунти. Термін "дернові ґрунти" введений у науку В.В.Докучаєвим.

Отже, дернові ґрунти є зональними для південної частини тайгово-лісової зони (Полісся України), де вони розміщуються серед дерново-підзолистих і болотних ґрунтів, але можуть зустрічатись у Лісостепу та Степу. Багато цих ґрунтів у Прибалтиці, Польщі, Німеччині, Нечорнозем'ї Росії, Східному Сибіру тощо. У світі їх площа складає біля 9 млн. га, на Україні – біля 1 млн. га, в т.ч. біля 0,4 млн. га розорано.

Загальноприйнято до дернових відносити автоморфні ґрунти з профілем типу H+P, потужним гумусованим горизонтом (>10 см), виключаючи такі ґрунти на сучасних алювіальних, вулканічних, кріогенних породах і злиті.

Особливостями *умов утворення* цих ґрунтів є: характер рослинності (трав'яна лугова або лісова з добре розвиненим трав'яним покривом за умови карбонатності материнської породи чи близького залягання жорстких ґрунтових вод); ґрунтотворні породи (переважно карбонатні – елювій вапняку, мергелю, доломіту, але можуть бути й безкарбонатні будь-якого генезису, рідко – леси чи лесоподібні суглинки).

Головні діагностичні властивості дернових ґрунтів – наявність добре вираженого H-горизонту, грудкувато-зернистої структури; відсутність або дуже слабкий розвиток будь-яких інших генетичних горизонтів (типу E, I), високий вміст гумусу (3–15%), висока ємність поглинання (ЄП), близька до нейтральної реакція середовища.

Типова будова профілю дернового ґрунту така: **Но** – підстилка, або дернина; **H** – гумусовий, сірий чи темно-сірий, грудкувато-зернистий, пухкий; **HP** – перехідний, світліший за попередній; **P** – материнська порода різного генезису.

Дерново-карбонатні ґрунти (Rendzinas) (рис. 90, А; с. 353) формуються на карбонатних породах під широколистяними та мішаними лісами з добре розвиненим трав'яним покривом в умовах гумідного клімату. На території країни вони займають площу майже 0,9 млн. га, розташовуються переважно в західній частині Полісся, окремими масивами – у Лісостепу. Згідно з міжнародною номенклатурою, у випадку формування цих ґрунтів на щільних карбонатних породах (вапняках, крейді, мармурі, мергелях, доломітах), їх називають *рендзинами*, а на пухких породах (морені, суглинку) – *пararендзинами*. Висока насиченість карбонатами материнських порід є перешкодою для розвитку підзолистого процесу, який панує в умовах лісової зони.

Профіль на генетичні горизонти диференційований слабо, гумусовий горизонт добре виражений, потужність його коливається від 10 до 100 см, структура грудкувато-зерниста, забарвлення темно-сіре, ґрунти пухкі, каменисті, найчастіше легкосуглинкові. Профіль типового дерново-карбонатного ґрунту має таку будову:

Но – напіврозкладена лісова підстилка потужністю 3-4 см;

Нк – гумусовий, потужністю 5-15 см, сірий, зернистої або зернисто-грудкуватої структури, розпушений, карбонатний, перехід поступовий;

НРк – перехідний, потужністю 10-20 см, світліший, пухкий, карбонатний, іноді щебенистий, перехід помітний;

Рк – материнська порода – елювій вапняку, мергелю, доломіту і т. ін.

Кількість гумусу коливається від 2,5 до 15% залежно від гранулометричного складу ґрунту, гумус фульватний (Сгк:Сфк = 0,5-0,7), у складі гумусових кислот переважають фракції, пов'язані з Са, тип гумусового профілю рівномірно-акумулятивний, тобто вміст гумусу поступово, але помітно зменшується з глибиною. Ґрунти насичені Са, тому реакція нейтральна або слаболужна, ступінь насиченості основами складає 100 %, ЄП досягає 60 мг-екв/100 г ґрунту. У валовому хімічному складі 12-15 % становить СаО, з глибиною його вміст зростає. Перерозподілу SiO_2 та R_2O_3 в межах профілю немає. Ґрунти бідні на мікроелементи.

Вплив промивного водного режиму, лісової рослинності призводить до поступового вилуговування $CaCO_3$ аж до розвитку опідзолення. За стадіями цього процесу ґрунти поділяються на підтипи. *Типові* дерново-карбонатні ґрунти закипають з поверхні та мають властивості, описані вище. Це високородючі ґрунти, однак у багатьох випадках через незначну потужність профілю практично не розорюються. Дерново-карбонатні слаборозвинені ґрунти характеризуються відносно низьким рівнем родючості внаслідок щебенистості та низької вологоємності. Найбільш родючі короткопрофільні та звичайні види. Використовуються переважно під вигони та пасовища або залишаються під лісовими насадженнями.

Вилугувані дерново-карбонатні ґрунти мають таку будову профілю: **Н+НРк+Рк**. Профіль цього підтипу потужніший, досягає 100 см. Вміст гумусу у верхньому горизонті складає 3-10 %, з глибиною його кількість помітно зменшується. Реакція середовища у верхній частині профілю слабкокисла (pH сол. 5,5-6,5), а насиченість основами та ємність поглинання (30-40 мг-екв/100 г ґрунту) нижча порівняно з попередньо описаним підтипом.

Дерново-карбонатні *опідзолені* ґрунти вирізняються появою дещо освітленого гумусо-елювійованого (Не) горизонту в нижній частині Н, під яким формується слабо виражений ілювійований, тому типова будова профілю, потужність якого досягає 100 см: **Н+Не+НРі/к+Рк.** Опідзолений горизонт характеризується дещо зниженим вмістом мулу, зменшеною ЄП, ледве помітною присипкою SiO_2. В ілювійованому горизонті з'являються зачатки призмоподібної структури, натічні утворення по гранях структурних відмінностей, ущільнення. Валовий аналіз показує елювіально-ілювіальну (Е-І) диференціацію профілю ґрунту за вмістом SiO_2 та R_2O_3.

Дерново-карбонатні ґрунти вважаються високородючими, широко використовуються в сільському господарстві, потребують внесення мінеральних та органічних добрив, глибокої оранки.

Дерново-скелетні ґрунти (за міжнародною номенклатурою – ранкери) (рис. 90, Б; с.353) розповсюджені переважно в правобережному Поліссі, в місцях виходу на поверхню Українського кристалічного щита, іноді в горах, тому залягають окремими плямами. Ґрунти розвинені слабо, звичайно короткопрофільні, щебенисті, профіль слабкодиференційований: **Hq+HPq+PQ**. Виділяється гумусовий горизонт сірого забарвлення, грудкувато-зернистої структури, потужністю до 25 см, із багатьма уламками кристалічної породи, що поступово, через шар вивітрених порід, переходить у масивно-кристалічну породу. Гумусу у верхньому горизонті міститься 3–4 %, він фульватний (Сгк:Сфк = 0,5–0,6), ґрунт насичений основами, pH~7, ЄП ~ 15-20 мг-екв/100 г ґрунту. Ґрунти досить родючі, але через каменястість малопридатні для вирощування сільськогосподарських культур.

Значними масивами в Поліссі, а подекуди і в інших зонах, залягають **дернові борові ґрунти** (рис. 90, В; с.353), які є одними з найбільш проблематичних щодо природи та класифікаційної приналежності. У літературі 50-60-х років минулого століття їх називали дерново-прихованопідзолистими, боровими пісками тощо і виділяли в типі дерново-підзолистих ґрунтів. У 80-х роках українськими вченими вони виділені в окремий ґрунтовий тип. Залягають ці ґрунти, в основному, на борових (перших надзаплавних) терасах рік. Материнськими породами служать давньоалювіальні й водно-льодовикові відклади піщаного та глинисто-піщаного гранскладу. Рослинність – трав'яниста, рідше – лісова з трав'янистим чи моховим покривом. Характерна будова профілю: **Н+НР+Р**. Зафарбовування гумусом незначне, вміст його невисокий (0,6–1,5 %), різко зменшується з глибиною. Склад гумусу в ґрунтах Полісся фульватний, а Лісостепу – гуматний. Валовий хімічний склад цих ґрунтів зв'язаний з їх легким гранскладом: ~90 % SiO_2, ~2% Al_2O_3, ~1% Fe_2O_3, мало мікроелементів. ЄП невелика, майже 10 мг-екв/100 г ґрунту, СНО біля 80–90 %, pH~ 6–6,5. Легкий гранскладзумовлює значну щільність (1,4–1,6 г/см³). Максимум мулу спостерігається в Н-горизонті, а також у горизонтах акумуляції заліза, які дуже характерні для даного типу ґрунту.

Класифікація даних ґрунтів спірна. Підтипи виділяють за співвідношенням основних ґрунтотворних процесів: *типові* мають потужність гумусованого горизонту менше 45 см, у них не спостерігається ознак опідзолення; *опідзолені* мають таку ж потужність, але в профілі наявні ознаки Е-І перерозподілу речовин: **Н+Не+НРі+Р**; *чорноземоподібні* мають потужний (більше 45 см) гумусований профіль із добре розвиненими переходами. Роди дерново-борових ґрунтів виділяють так: *карбонатні* – закипають по всьому профілю; *рудякові* (залізисті) – у профілі наявний іржавий горизонт плівкової навколоскелетної акумуляції R_2O_3, незцементований, неагрегований (P_I або P_{IFe}); *псевдофіброві* – на глибині 40–55 см утворюється псевдофібр – горизонт акумуляції R_2O_3 товщиною 0,5–3 см, звивистий, добре зцементований (Pf).

Дерново-борові ґрунти загалом низькородючі, містять мало валового азоту (0,02-0,03 %), фосфору (0,07-0,09 %) і калію (0,5-1 %). Винятково бідні мікроелементами, особливо бором, міддю, цинком, валовий вміст яких складає тисячні і десятитисячні долі процента. Ці ґрунти, як правило, теплі, з підвищеною сухістю. Весняні польові роботи на дерново-борових ґрунтах починаються на 2-3 тижні раніше, ніж на глинистих різновидах. Влітку ґрунти пересихають і рослини потерпають від нестачі вологи. Щоправда, горизонти акумуляції R_2O_3 затримують потік води, покращуючи цим самим деякою мірою водний режим ґрунту. Підвищення рівня родючості можна досягнути внесенням глини, цеолітів, підвищених доз органічних і мінеральних добрив.

Дернові глейові ґрунти (рис. 90, Г; с.353) розповсюджені в знижених елементах рельєфу, по периферії боліт, на борових терасах рік. Як і для попереднього типу ґрунту, класифікаційна та номенклатурна належність останніх досить дискусійна. Найхарактернішою рисою умов ґрунтоутворення є ґрунтове або поверхневе перезволоження. Типова рослинність – трав'яниста, не виключена і лісова з моховою або трав'янистою підстилкою. Ґрунтотворними породами найчастіше служать флювіогляціальні, давньоалювіальні відклади різного гранскладу. Ґрунти характеризуються акумулятивним профілем типу: **H+HPgl+PGl**. Властивості їх істотно залежать від гранулометричного складу. Порівняно незначне перезволоження веде до збільшення кількості гумусу в легких ґрунтах до 1,5–5%, Сгк:Сфк біля 0,5. ЄП досягає 30–40 мг-екв/100 г ґрунту залежно від гумусованості та гранскладу, реакція середовища слабокисла або нейтральна, СНО = 80–100%. Суттєвого перерозподілу SiO_2, R_2O_3 та мулу в типових ґрунтах не спостерігається, хоча помітна тенденція до накопичення півтораоксидів у оглеєних горизонтах.

Можна виділити такі підтипи дернових глейових ґрунтів: *опідзолені* (**H+He+HPigl+PGl**) характеризуються деякою освітленістю Не-горизонту, завдяки наявності в ньому присипки SiO_2, а також ущільненням перехідного горизонту; *вилугувані* (**H+HP/кgl+PкGl**) – закипають у нижній частині профілю.

Роди цих ґрунтів пов'язують із хімічним складом ґрунтових чи поверхневих вод, які беруть участь у перезволоженні: карбонатні (**Нк+HPкgl+PкGl**); засолені (**Hs+HPgls+PGls**); ортзандові, або ортштейнові (**Hgl+R,Rg+PGl**); у профілі наявний бурувато-червоний зцементований горизонт акумуляції півтораоксидів потужністю більше 5 см, найчастіше це піщані ґрунти.

Види виділяють за ступенем оглеєння: поверхнево-глейові (HGl+HP+P); поверхнево-глеюваті (Hgl+HP+P); ґрунтово-глейові (H+HPgl+PGl); ґрунтово-глеюваті (H+HP+Pgl); глибоко глейово-елювіальні (H+HP+PEgl+PGl), у верхній частині материнської породи завдяки сильно мінливому протягом року рівню ґрунтових вод формується інтенсивно відмитий від глинистих частинок елювіально-глейовий горизонт.

Даний тип ґрунту має високу потенційну родючість, але потребує поліпшення водно-повітряного режиму (достатньо агромеліоративних заходів), після чого він стає придатним для вирощування технічних, овочевих і кормових культур.

22.3. Дерново-підзолисті ґрунти (Derno-podzolic soils, Sod-podzolic soils)

Зональні для південної частини тайгово-лісової зони. У світі вони займають близько 350 млн. га, в СНД – 185 млн. га, в Україні – 2,5 млн. га. В Україні дерново-

підзолисті ґрунти є зональними для Полісся (займають >60 % території), інколи зустрічаються на борових терасах і стародавніх прируслових валах рік Лісостепу й Карпатської гірської області. Великі масиви даних ґрунтів є в Канаді (центральній і східній частині), США (північному сході), середній та східній Європі, Японії, Далекому Сході Євразії.

Основним процесом ґрунтотворення в зоні є один із різновидів елювіального – підзолистий. Його суть полягає в руйнуванні у верхній частині профілю первинних і вторинних мінералів за рахунок їх кислотного гідролізу та у виносі продуктів руйнування в нижні горизонти. В найтиповішому вигляді підзолистий процес проходить під хвойним лісом із моховим покривом і при короткочасному перезволоженні.

Теорія утворення підзолистих ґрунтів розвивалась багатьма вченими. "Підзол" – російське слово, введене В.В.Докучаєвим для позначення ґрунтів, верхній горизонт яких за кольором нагадує пічний попіл. В.В.Докучаєв, П.А.Костичев, М.М.Сибірцев вважали, що підзоли сформувались під впливом перегнійних кислот при участі лісової рослинності. К.К.Гедройц стверджував, що дія води на колоїди та мінерали приводить до витіснення іоном H^+ з ґрунту інших обмінних іонів, в результаті чого ґрунтово-поглинальний комплекс руйнується. Це твердження не справдилось, оскільки H^+- іонів з води утворюється мало.

В.Р.Вільямс твердив, що причиною підзолоутворення є деревинна рослинність: у лісовій підстилці йде грибний анаеробний процес розкладу, продуктом якого є "кренова кислота", яка руйнує мінерали ґрунту. Ця гіпотеза містить ряд протиріч, але сам біохімічний підхід до проблеми розвився в подальшому В.В.Пономарьовою, яка і стала основоположницею сучасного погляду. Головні тези цієї теорії такі. Деревинні й мохово-лишайникові залишки накопичуються переважно на поверхні ґрунту у вигляді лісової підстилки. Вона малозольна, містить багато лігніну, восків, смол, дубильних речовин. За таких умов лісова підстилка розкладається переважно грибною мікрофлорою. У результаті дефіциту основ під її дією утворюються низькомолекулярні органічні кислоти та фульвокислоти. Вони дуже агресивні, в умовах промивного водного режиму попадають у ґрунт, взаємодіють із його мінеральними сполуками, руйнуючи їх на оксиди Si, Fe, Al, лужних і лужноземельних металів. Спочатку з ґрунту вимиваються розчинні сполуки, а потім і більш стійкі продукти руйнування мінералів, найперше – глинистих. Тому верхній горизонт збіднюється на мул. Крім цього, органічні кислоти з'єднуються з R_2O_3, утворюючи рухомі органо-мінеральні сполуки, які мігрують униз, через що верхній горизонт збіднюється на півтораоксиди.

У результаті підзолистого процесу під лісовою підстилкою утворюється *підзолистий* (елювіальний) горизонт із такими основними ознаками: колір світло-сірий або білястий, збіднений на поживні речовини, мулисті частинки, R_2O_3, має кислу реакцію, сильну ненасиченість основами, безструктурний або пластинчасто-листуватий.

Частина речовин закріплюється нижче елювіального горизонту, утворюючи *ілювіальний* (І) горизонт. Ілювіальний горизонт збагачений мулистими частинками, R_2O_3, Fe-Mn - конкреціями, органо-мінеральними сполуками у вигляді лакування

на гранях структурних відмін, на пісках утворюються ортзанди. В І-горизонті синтезуються вторинні мінерали, він ущільнюється. Багато речовин вимиваються за межі профілю.

У цих же умовах може йти й *гумусоакумуляція* (дерновий процес). Ступінь вираження опідзолення залежить від:

– інтенсивності промочування зверху;
– наявності перезволоження й оглеєння;
– характеру материнської породи;
– складу деревних порід.

Поряд із опідзоленням в утворенні опідзолених ґрунтів бере участь *лесиваж* (ілімеризація). К.Д.Глінка, Ф.Дюшафур, І.П.Герасимов, С.В.Зонн стверджували, що лесиваж протікає з участю менш кислого гумусу і супроводжується переміщенням з верхніх у нижні горизонти мулистих фракцій без їхнього хімічного розкладу. Лесиваж найчастіше є попередником опідзолення, інколи ці два процеси йдуть одночасно. Лесиваж складається з механічного переміщення мулу; диспергування глинистих частинок й руху їх униз, утворення органо-мінеральних сполук із залізом і пересування їх у нижні горизонти. Основними критеріями для діагностики лесиважу є стабільність хімічного складу мулу за профілем (SiO_2:R_2O_3) і наявність "оптично зорієнтованої глини": при мікроморфологічному аналізі в ілювіальному горизонті виявляється багато пластинок глини певної орієнтації. Ґрунти, в яких елювіальний горизонт формується завдяки лесиважу в поєднанні з поверхневим оглеєнням, називаються псевдопідзолами.

Дерново-підзолисті ґрунти – це Е-І-диференційовані кислі ґрунти з профілем типу Нл+Не+Е+І+Р.

Будова цілинного дерново-підзолистого ґрунту наведена на рис. 91 (с.354).

Багато ґрунтів розорано, при цьому їх профіль набуває такого вигляду: **Н(е)орн.+Е(Еі)+І+Р**. Морфологічно диференціація профілю різкіше проявляється при більш важкому гранулометричному складі ґрунту.

Склад і властивості дерново-підзолистих ґрунтів пов'язані зі ступенем розвитку підзолистого процесу ґрунтоутворення. Гранулометричний та хімічний склад змінюються по профілю за елювіально-ілювіальним типом: максимальне нагромадження кремнезему спостерігається в підзолистому горизонті, тут же – мінімум півтораоксидів і мулу. І навпаки, в ілювіальному горизонті йде нагромадження півтораоксидів і мулу при відносному збідненні його кремнеземом. Вміст гумусу в верхньому шарі цих ґрунтів досить низький і коливається в межах від 0,7-1,0 % у піщаних і супіщаних до 1,5-2,0 % у суглинкових відмінах. Гумусовий профіль регресивно-акумулятивний, тип гумусу гуматно-фульватний (Сгк:Сфк = 0,7–0,9). Фізико-хімічні властивості залежать від гранулометричного складу, породи, ступеня розвитку підзолистого процесу. Ємність поглинання низька (5–15 мг-екв/100 г ґрунту), ґрунти кислі (pH = 3,5–5,5), СНО < 75 %, типовий склад обмінних катіонів: Ca^{2+}, Mg^{2+}, H^+. Бідні на азот і фосфор. Ґрунти ущільнені (щільність складає 1,40-1,55 г/см^3), мало запасають вологи, мають високу водо- і повітропроникність. Фізичні й водно-фізичні властивості різко змінюються за профілем: щільність, максимальна гігроскопічність найбільші в І- горизонті, а пористість і аерація тут мінімальні, структура ґрунту нестійка.

Дерново-підзолисті глейові – підтип у групі дерново-підзолистих ґрунтів – зберігають ознаки дерново-підзолистих ґрунтів та мають чітко виражене оглеєння й оторфовану дернину: **Н(t)+НЕgl+Egl+Igl+PGl**. Розташовані окремими масивами та плямами на слабодренованих вододілах або пониженнях зі слабким стоком в умовах надмірного зволоження. Вони мають, як правило, нижчу родючість через несприятливий водно-повітряний режим і більш кислу реакцію ґрунтового розчину.

Види виділяються за ступенем розвитку підзолистого процесу: *слабопідзолисті* – Е- горизонт являє собою окремі білясті плями або суцільний потужністю до 3 см; *середньопідзолисті* – Е менший за потужністю від Не; *сильнопідзолисті* – Е більший від Не. За ступенем гумусованості дерново-підзолисті ґрунти на рівні виду бувають: *малогумусні* (< 3 % гумусу у верхньому горизонті), *середньогумусні* (3–5 %), *високогумусні* (>5 %)

Дерново-підзолисті ґрунти – найбільш розорані в тайгово-лісовій зоні. Рівень родючості за 100-бальною системою коливається від 22 до 43 балів, тобто вони володіють низькою родючістю і тому потребують окультурювання.

Багато ґрунтів зони мають легкий гранулометричний склад, що зумовлює низьку ємність поглинання та збіднення поживними речовинами, низьку вологоємність і високу водопроникність, несприятливий водно-повітряний режим впродовж вегетаційного періоду, інтенсивне вилуговування речовин за межі профілю, високий ступінь аерації та мінералізації органічної речовини, несприятливий структурний стан. Своєрідні властивості легких ґрунтів зумовлюють специфіку їх сільськогосподарського використання та окультурювання, які повинні бути спрямовані перш за все на збагачення орного шару поживними речовинами, оптимізацію водно-повітряного режиму та реакції середовища. Стійкий розвиток акумулятивних процесів у ґрунтах повинен постійно підтримуватися виробничою діяльністю людини. При недотриманні цієї умови посилюється розвиток підзолистого процесу, наслідком якого є швидке погіршення показників, що визначають рівень родючості (окультуреності) ґрунту.

Окультурювання ґрунтів піщаного та супіщаного гранулометричного складу вимагає значно більших затрат, а ефективність їх нижча, ніж на суглинкових ґрунтах. Гранулометричний склад орного шару ґрунтів можна поліпшити внесенням мінеральних частинок (глинуванням). Дози глини залежать від якості матеріалу та його дисперсності (5-100 т/га). Аналогічну глинуванню дію проявляють і внесені в ґрунт сорбуючі речовини (типу цеолітів). Це приводить до підвищення вологоємності, ємності поглинання, вмісту поживних речовин у ґрунті, зміни складу ввібраних катіонів. Однак їх позитивний вплив проявляється лише через певний період, оскільки зразу ж після внесення сорбуючі матеріали знижують вміст доступних для рослин форм елементів живлення.

Одним із прийомів окультурення піщаних ґрунтів є створення прошарків у ґрунті з глини, торфу, гною, пошарове заорювання сидератів. Прошарки на глибині 40-50 см змінюють умови росту культурних рослин у надпрошарковому шарі (поліпшуються водно-фізичні властивості ґрунтів, посилюється фіксація елементів розкладу органічних речовин).

Невід'ємною умовою окультурювання ґрунтів зони є попередження їх ерозійної деградації. Дефляція піщаних ґрунтів призводить до втрати ними гумусованого шару. Щоб цьому запобігти необхідно розширити посіви багаторічних трав, зберегти невеликі розміри полів, оточених лісовими насадженнями.

Для дерново-підзолистих ґрунтів характерна невелика потужність гумусово-елювіального горизонту та наявність збідненого поживними речовинами елювіального горизонту з кислою реакцією середовища та щільного, збагаченого мулом, поживними речовинами й півтораоксидами ілювіального горизонту. Тому велике значення має збільшення потужності орного горизонту за рахунок приорювання підзолистого горизонту. Використовується також ярусна оранка, в результаті якої перемішуються або міняються місцями елювіальний та частина ілювіального горизонту без виносу їх на поверхню. В будь-якому випадку поглиблення орного шару повинно проводитись у системі зяблевого обробітку ґрунту й супроводжуватися внесенням органічних, мінеральних добрив і періодичним вапнуванням.

Поліпшення агрофізичних властивостей ґрунтів (зокрема, структурного стану) досягається вирощуванням багаторічних трав (конюшина, суміші конюшини з тимофіївкою), що сприяє також накопиченню в ґрунті гумусу, азоту, біофільних елементів. Поліпшенню поживного режиму ґрунту сприяє вирощування рослин із родини бобових чи капустяних із метою наступного їх заорювання в ґрунт (сидерація).

Обов'язковим прийомом окультурювання ґрунтів є внесення органічних добрив. Для досягнення бездефіцитного балансу гумусу щорічна насиченість органічними добривами повинна складати 15-18 т/га. Для цього в ґрунт можна вносити підстилковий гній, низинний торф, торф'яно-мінеральні добрива. Це підвищує вміст поживних речовин, гумусу та вологоємність орного шару ґрунтів.

Вапнування кислих ґрунтів не тільки оптимізує реакцію ґрунтового розчину, але й закріплює гумус, здійснює оструктурюючу дію.

Окультурювання ґрунтів супроводжується накопиченням в орному шарі поживних речовин, що вносяться з добривами. Вирощувані рослини на ґрунтах підзолистого типу відчувають найбільшу потребу в азотних і фосфорних добривах, меншу – в калійних. У ґрунтах легкого гранулометричного складу спостерігається нестача калію, магнію та мікроелементів. Використання азотних добрив на легких ґрунтах супроводжується втратами азоту в процесі вимивання, а на перезволожених – денітрифікації. Тому застосування азотних добрив необхідно проводити дробним методом – перед сівбою і в період вегетації.

Кисла реакція середовища та наявність півтораоксидів зумовлюють перехід фосфору у важкорозчинні сполуки (ретроградація). Рекомендується використовувати фосфоритне борошно, яке під впливом кислотності переходить у доступні для рослин форми, практикувати місцеве внесення фосфорних добрив.

Дерново-підзолисті глейові ґрунти перезволожені. На таких ґрунтах у вологі роки можуть вимокати та гинути посіви озимих культур, утруднюється проведення окремих агротехнічних заходів і збирання урожаю. В умовах розвитку в ґрунтах відновних процесів погіршується забезпеченість рослин доступними формами азоту й фосфору, інтенсивно накопичуються закисне залізо та рухомий алюміній. Перезволоження ґрунтів зони може бути викликане нерівностями рельєфу, умовами залягання земель за рельєфом (нижня частина схилу, депресія і т.п.), наявністю щільних підстилаючих порід, низькою водопроникністю ґрунтів і порід. Для підвищення продуктивності таких ґрунтів необхідно оптимізувати водно-повітряний режим за допомогою агротехнічних заходів (щілювання) або меліорації (осушення).

Комплекс заходів щодо окультурювання веде до посилення гумусово-акумулятивного процесу, поліпшення якості гумусу, збільшення вмісту NPK, зменшення кислотності та доводить потужність орного горизонту в окультурених дерново-підзолистих ґрунтах до 30-32 см.

Контрольні запитання та завдання

1. Визначте суть дернового процесу ґрунтотворення (умови проходження, фактори, що зумовлюють інтенсивність розвитку, наслідки тощо).
2. Обґрунтуйте умови ґрунтотворення, дайте загальну характеристику та класифікацію дернових ґрунтів.
3. Розкрийте генетичні особливості, класифікацію, склад та властивості дерново-карбонатних ґрунтів.
4. Виясніть генетичні особливості, класифікацію, склад та властивості дернових борових ґрунтів.
5. Обґрунтуйте генетичні особливості, класифікацію, склад та властивості дернових глейових ґрунтів.
6. Визначте особливості лісових фітоценозів України, їх вплив на ґрунтотворення.
7. З'ясуйте суть підзолистого процесу ґрунтотворення (умови проходження, фактори, що зумовлюють інтенсивність розвитку, наслідки тощо).
8. Дайте агрогенетичну характеристику підзолистих ґрунтів та обґрунтуйте шляхи їх окультурювання.
9. Розкрийте генетичні відмінності дерново-підзолистих ґрунтів від підзолистих, а також їх властивості та прийоми окультурювання.
10. Опишіть можливі механізми елювіально-ілювіальної диференціації профілю.
11. Обґрунтуйте показники, що характеризують рівень окультуреності дерново-підзолистих ґрунтів, їх параметри та прийоми поліпшення.

РОЗДІЛ ДВАДЦЯТЬ ТРЕТІЙ

БОЛОТНІ ҐРУНТИ (BOG SOILS)

23.1. Умови формування та розвиток боліт

Болотні ґрунти широко розповсюджені на земній кулі в різних природно-кліматичних зонах, але головні їх площі знаходяться в тундрі, бореальних і тропічних лісах на великих водно-акумулятивних рівнинах (площа складає майже 392 млн. га). На Україні площа боліт і заболочених земель приблизно 5,5 млн. га, а власне боліт – 1,17 млн. га. Найбільші площі боліт знаходяться в Поліссі, Лісостепу, Карпатському регіоні. Заболоченість території України зменшується з північного заходу на південний схід.

Причиною максимального утворення боліт у Поліссі є знижена рівнинна поверхня території, високий рівень залягання ґрунтових вод (0,2–5м), повільний річковий стік, розтягнуті весняні повені, велика кількість опадів, зменшена сонячна радіація тощо. Великою заболоченістю характеризуються також Нечорноземна зона Росії, Західносибірська низовина, Далекий Схід, Білорусь, країни Прибалтики.

Утворення боліт, за В.Н.Сукачовим, може йти двома шляхами: внаслідок заболочення суші й заростання (наростання) водоймищ.

Заболочення суші відбувається за рахунок, в основному, особливих геоморфологічних умов, поселення специфічної рослинності та дії людини. Серед геоморфологічних умов слід відзначити такий їх комплекс: велика кількість опадів при малій випаровуваності (коефіцієнт зволоження більший за 1), знижені ділянки місцевості з утрудненим стоком води, рівнини з відсутнім стоком, місця виклинювання ґрунтових вод.

Рослинний фактор відіграє суттєву роль у формуванні боліт. Часто заболочуються лісові хвойні масиви. Це пов'язано з утворенням під хвойною рослинністю щільного І-горизонту як передумови застою вологи. У таких місцях поселяється вологолюбна рослинність, а в кінцевому результаті – і сфагнові мохи, які, маючи вологоємність 1500–3000%, сприяють подальшому перезволоженню поверхні ґрунту й утворенню болота, в надрах якого знаходяться залишки лісової рослинності (рис. 92, с.355).

Негативна діяльність людини з вирубки лісу, а також лісові пожежі різко змінюють гідрологічний режим території, сприяючи її заболоченню.

На території України формування болотних ґрунтів відбувалось переважно завдяки процесам поступового замулення, обміління та заростання (наростання) водоймищ рослинністю.

Заростання властиве водоймам із похилими берегами. Рослини-торфоутворювачі формують концентричні пояси: найглибші ділянки займають водорості, потім –

занурені у воду рослини (ряска, тіліріз, рдест), ближче до берега – водяні лілії, очерет, великі осоки, біля берега – дрібні осоки. Кожен пояс рослинності відкладає на дні водоймища органічні залишки специфічного ботанічного складу. Заповнюючи водойму, ці кільця зсовуються до центру, а шари торфу однакового ботанічного складу утворюють у тілі болота похилені до центру пласти.

На дно водойми осідає велика кількість відмерлих тварин і рослин, планктону. Вони змішуються з мінеральними частинками й формують щільну драглеподібну масу – сапропель, потужністю 10–15 см. Він жовтий, сірий, бурий і навіть чорний із зеленкуватим відтінком; поступово ущільнюється, утворюючи сапропеліт і сапропелеве вугілля. Так, за 5–100 років водоймище, залежно від його розмірів, може повністю заповнитись органічними залишками, утворивши болото.

Якщо береги водоймища круті й достатньо захищені від вітру, йде *наростання* на відкриту водну поверхню мохового покриву, поселення на ньому осоки, шейхцерії тощо. Потім розвиваються болотні чагарники. Утворюється так звана сплавина, яка поступово ущільнюється, розростається й вкриває водну поверхню. При цьому таким болотам властиві "вікна" – невеликі ділянки водної поверхні.

Утворення боліт, крім оглеєння мінеральної маси, характеризується ще й торфоутворенням – накопиченням на поверхні ділянки напіврозкладених рослинних решток.

Причина цього явища – сповільнена їх мінералізація й гуміфікація в умовах надлишкового зволоження й нестачі кисню. В анаеробних умовах утворюються проміжні продукти розкладу у вигляді низькомолекулярних органічних кислот, які ще більше пригнічують життєдіяльність мікроорганізмів, що мінералізують і гуміфікують рослинну масу.

На відміну від гумусоутворення, при торфоутворенні біологічний кругообіг речовин загальмований, зольні елементи й азот слабко залучаються в нові цикли, тому в торфі спостерігається нестача елементів живлення рослин. У більшості випадків постійний анаеробіоз характерний тільки для нижніх шарів торф'яного болота, у верхніх його горизонтах періодично виникають аеробні умови, тому там можуть формуватись горизонти сильно розкладеного (**ТН**) або навіть мінералізованого торфу (**ТС**).

Рослинний покрив боліт утворюють гігрофіти, які належать до різних життєвих форм (дерева, кущі, напівкущі, багаторічні трав'янисті рослини, мохи). Рослинність верхових боліт розвивається на шарі торфу потужністю від 1-2 до 10-15 м. Умови життя рослин несприятливі, оскільки перезволожений торф не містить кисню, погано забезпечений поживними речовинами, має кислу реакцію. Корені не проникають до мінерального горизонту. Верхові болота, як правило, покриті суцільним світло-зеленим килимом сфагнових мохів, тому ці болота ще називають сфагновими. На килимі сфагнуму розвиваються інші рослини – найчастіше сосна звичайна, але дуже низькоросла, іноді кущової форми. Можуть зустрічатися й береза та чагарники. З трав'янистих рослин ростуть пухівка піхвова, росичка круглолиста та інші.

Серед рослинності низинних боліт переважають високі трави, тому такі болота ще називають трав'яними. Найпоширеніші з них – очерет звичайний, осока дерниста,

осока пухирчаста, осока гостра, рогіз широколистий, ірис болотний та інші. З дерев ростуть вільха чорна, береза пухнаста, ялина європейська, ясень звичайний, а з кущів – верба попеляста, верба п'ятитичинкова та інші. Поширені зелені (не сфагнові) мохи.

В перехідних болотах часто зустрічається сфагновий покрив, а на його фоні – високі трави, властиві низинним болотам. Болота цього типу бувають відкритими (безлісними) та залісненими (береза, сосна, ялина).

Видовий склад рослин-торфоутворювачів характеризується поняттям *ботанічний склад торфу*. За ним виділяють такі види торфу й роди торф'яних ґрунтів: деревинний, деревинно-осоковий, деревинно-моховий, сфагновий тощо. Від ботанічного складу значно залежить здатність торфу мінералізуватись, а отже, й властивості торф'яних ґрунтів. Найшвидше мінералізуються мохові торфи, найповільніше – деревинні.

Зольність торфу – це процентний вміст у ньому зольних елементів.

Порівняно з іншими ґрунтами, вміст зольних елементів у торфі дуже низький – 0,5-20 %, при вмісті в мінеральних ґрунтах – 80-99 %. Згідно з останньою класифікацією торф'яних ґрунтів, за зольністю торфу вони поділяються на: малозольні (< 12 % золи); середньозольні (12–30); багатозольні (30–50); мінерально-органічні (50–70); органо-мінеральні (70–85); доцільно також виділити горілий торф (>85 %).

Ступінь розкладу торфу – це співвідношення між розкладеним органічним матеріалом (темною аморфною масою) і тим, який зберіг свою рослинну клітинну структуру.

Визначається морфологічно під мікроскопом: слабкорозкладений (5–20 %); середньорозкладений (20–40); гуміфікований (40–60); перегнійний (60–80); мінералізований (>80 %).

Залежно від водного режиму, гідрохімічних умов, характеру рослинності й ботанічного складу торфу виділяють три *типи боліт:* низинні, перехідні та верхові. Виникнення цих трьох типів найкраще простежується за еволюцією болота, що утворилось при заростанні водойми. У даному випадку стадії еволюції такого болота збігаються з типами боліт.

Перша стадія еволюції: *низинне болото*. Потужність торфу не перевищує висоти капілярного підняття ґрунтових вод, і тому в торф надходять води, що містять порівняно високу кількість мінеральних речовин. Розвивається вимоглива до умов мінерального живлення рослинність: злаки, осоки, верба, береза, вільха. При їх розкладі утворюється високозольніший торф (7–15 %), часто сильнорозкладений (30–60 %), слабокислий або нейтральний, із великим вмістом валового азоту (4 % і більше), фосфору (0,2–0,4 %) – інколи у вигляді вівіаніту.

Друга стадія еволюції: *перехідне болото*. З наростанням торфовища вверх відбувається відрив його від ґрунтових вод, головним джерелом поживних речовин стають дощ, пил. Отже, погіршується поживний режим, злакова рослинність замінюється менш вимогливими пушицею, шейхцерією, гіпнумом, болотною сосною. На купинах ростуть багно, підбіл, вереск, голубиця. Проходить підкислення середовища, зменшується зольність, кількість фосфору тощо.

Третя стадія еволюції: *верхове болото*. Йде подальше нарощування шару торфу, він повністю відривається від ґрунтового живлення. У торфовищі розвивається промивний водний режим, спостерігається виніс зольних елементів із нього, накопичуються Fe, Al. Серед рослинності панують мохи. Зольність, ступінь розкладу незначні. Верхове мохове (сфагнове) болото – завершальна стадія його розвитку. В центрі нього може виникнути опуклість із моху висотою до 5 м.

Отже, типи боліт значно залежать від умов їх мінерального живлення. При заболоченні суші, залежно від хімічного складу води та типу водного живлення, також можуть виникати різні типи боліт. При заболоченні атмосферними водами безкарбонатних легких порід, що підстилаються важкими, поселяються мохи й утворюються болота верхового типу. При заболоченні жорсткими ґрунтовими водами, які містять велику кількість мінеральних сполук, розвивається різноманітна рослинність і утворюються низинні болота. Аналогічні виникають також при заболоченні алювіальними водами. Далі вони можуть переростати в перехідні й верхові.

23.2. Болотні ґрунти та їх властивості

Болотний ґрунт – це продукт розвитку специфічного ландшафтного утворення, тобто болота.

Болотний ґрунт – це верхній шар болота, в якому спостерігаються змінні окисно-відновні процеси, тобто це його "діяльний" шар, утворений за рахунок торфоутворення і (рідше) оглеєння.

Класифікація болотних ґрунтів в Україні розроблена досить детально. *Типи болотних ґрунтів* виділяються за типом боліт, на яких вони утворились: верхові, перехідні, низинні. В Україні переважають низинні торф'яні ґрунти (95 %). Типи відрізняються багатьма властивостями. Головною причиною цього є характер мінерального живлення: верхові й перехідні - бідні, бо джерелом мінеральних речовин є малозольні рослини, атмосферні опади й пил, а низинні – порівняно багаті, бо живляться переважно ґрунтовими й намивними водами. Порівняльна характеристика фізико-хімічних та фізичних властивостей цих ґрунтів буде наведена нижче.

Підтипи болотних ґрунтів виділяються за потужністю торфового горизонту. Цей показник головний для польової діагностики болотного ґрунту.

На рівні *підтипу* виділяються мінеральний, мулувато-глейовий, торф'янисто-глейовий, торф'яно-глейовий, торф'яний неглибокий, торф'яний середньоглибокий, торф'яний глибокий, торф'яний надглибокий та перегнійно-глейовий ґрунти.

Для *мінерального болотного ґрунту* (рис. 93, А; с.356) характерне сильне оглеєння всього профілю, багато напівроскладених залишків болотної рослинності, розвинена гумусована частина:

Но(t) – оторфований горизонт землистої гумусованої маси, потужністю до 10 см;

HGl – гумусовий, глейовий, темно-глянцевий, безструктурний або великобрилистий, в'язкий, іржаво-вохристий, від 10 до 30 см;

HPGl – перехідний, сильно оглеєний, світліший від попереднього, в'язкий,

із багатьма бурими плямами, від 30 до 80 см;

PGl – материнська порода, в'язка, з включеннями вівіаніту.

Мулувато-глейовий ґрунт утворюється в мілководдях, на сапропелі, мулі, характеризується слабкооторфованою підстилкою потужністю до 10 см. *Торф'янисто-глейовий ґрунт* має шар торфу (Т) потужністю до 30 см. *Торф'яно-глейовий* характеризується потужністю Т від 30 до 50 см (рис. 93, Б; с.356) :

T_1 (0-18 см) – середньорозкладений торф, мохово-осоковий, переплетений корінням, середньозольний, по ходах коренів – іржаві плями залізистих сполук;

T_2 (19-49 см) – слабко розкладений торф, мохово-осоково-плавневий, плитчастий, мінеральні прошарки, раковини молюсків;

PGl (49-115 см) – алювіальний суглинок, глейовий, сизувато-білий, з іржавими плямами, в'язкий, зустрічаються нерозкладені залишки осоки, рогози, комишу.

Торф'яні ґрунти різняться потужністю Т: неглибокий – 50-100 см, середньоглибокий – 100-200 см, глибокий – 200-400 см, надглибокий – більше 400 см (рис. 93; В, с.356) .

Характерний профіль торф'яного середньоглибокого ґрунту такий:

T_1 (0-20 см) – верхній темно-бурий, добре розкладений, переплетений дрібними коренями, зернистий, перехід ясний;

T_2 (20-55 см) – середньорозкладений торф, плитчастий, збагачений раковинами, рідко зустрічається вівіаніт, Fe-Mn-стягнення, перехід поступовий;

T_3 (55-160 см) – слабкорозкладений осоково-комишовий торф, раковини, плитчастий, перехід різкий;

PGl (глибше 161 см) – білясто-сизий луговий мергель.

Перегнійно-глейовий ґрунт (рис. 94, с.356) найчастіше – це давно освоєний торф'яний ґрунт із добре розкладеним і мінералізованим верхнім горизонтом, під яким може бути Т або перехід до материнської породи: **HT+HPgl+PGl** або **HT+T_1+T_2+PGl** .

Роди болотних ґрунтів виділяють за якісним складом золи: карбонатні (закипають); залізисті (Fe_2O_3> 6 %); вівіанітові (P_2O_5> 0,7 %); засолені (водорозчинних солей > 0,6 %), а також за ботанічним складом (моховий, трав'яний, дерев'янистий, їх комбінації). *Види* різняться *ступенем розкладу*: слаборозкладений (5-20 %), середньорозкладений (20-40 %), гуміфікований (40-60 %), перегнійний (60-80 %), мінералізований (>80 %); *зольністю*: малозольний, середньозольний, багатозольний, мінерально-органічний, органомінеральний, горілий.

Як за будовою профілю, так і за властивостями болотні органогенні ґрунти різко відрізняються від мінеральних (і болотних, і автоморфних). Головна відмінність, що визначає всі властивості, – переважання в складі їхньої твердої фази органічної речовини у вигляді торфу (до 95 %). А торф, як органічна маса, має специфічні властивості, що й надає оригінальності торф'яним ґрунтам. Для

органічної маси характерний високий ступінь дисперсності, що є причиною великої питомої поверхні твердої фази, а звідси – високої вологоємності (наприклад, гігроскопічність складає 20-30 %), великої ЄП (до 120-140 мг-екв/100 г торфу).

У зв'язку з переважанням органічної маси в складі твердої фази, болотні органогенні ґрунти характеризуються малим вмістом мінеральних речовин, особливо важливих з агрохімічної точки зору фосфору та калію. Азоту в торф'яних ґрунтах, на відміну від мінеральних, багато, але він знаходиться в недоступній органічній формі. Хоча органічної речовини достатньо, гумусу в її складі відносно мало – максимум 20-30 %, в його складі переважають фульвокислоти. У зв'язку з високою вологоємністю і порівняно низькою вологопровідністю, природна вологість цих ґрунтів складає 85-95 % від об'єму. Невелика теплопровідність і значна теплоємність органічної речовини роблять ці ґрунти "холодними", вони швидко замерзають, повільно розмерзаються, для них характерні часті заморозки.

Типи торф'яних ґрунтів мають досить суттєві відмінності (табл. 58).

Таблиця 58

Хімічний склад і фізичні властивості торф'яних ґрунтів

Показники	*Типи торф'яних ґрунтів*			
	верхові	*перехідні*	*низинні*	*низинні староорні*
Ступінь розкладу, %	5–30	10–5	15–60	30–75
Зольність, %	1,3–5,8	5,0–10,0	7,5–17,0	11,0–23,0
pH водний	2,6–4,2	3,0–5,3	4,8–7,0	6,0–7,0
Щільність, г/см^3	0,04–0,08	0,11–0,16	0,10–0,25	0,20–0,30
ПВ, %	600–1200	500–950	400–870	260–450
N заг., %	0,5–2,0	1,4–2,5	1,6–4 ,0	3,0–4,4
P_2O_5, %	0,03–0,25	0,03–0,35	0,10–0,40	0,15–0,45
K_2O, %	0,01–0,10	0,02–0,20	0,05–0,25	0,10–0,25

Зольність торфу низинних боліт – до 25 %, верхових – ледве досягає 5 %. Кислотність пов'язана з вмістом зольних елементів: верховий торф має високу кислотність, а реакція низинного торфу слабокисла або нейтральна й навіть слаболужна при зволоженні жорсткими водами. Торф відрізняється високою ЄП, але СНО варіює в широкому діапазоні: від 15–20 % у верховому до 70–80 % і більше у низинному. Вологоємність низинних торф'яників значно нижча у зв'язку з більшим ступенем розкладу та зольністю, з цієї ж причини виникає різниця у показниках щільності та щільності твердої фази (верхові – значно менше одиниці, низинні – дещо більше одиниці). У процесі розкладу змінюються й морфологічні властивості торфу. Розклад торфу відбувається в результаті фізичного розпаду відмерлих частин рослинності, перегнивання та окиснення. Утворюються різноманітні сполуки розкладу і торф із відносно світлого волокнистого перетворюється в землисту однорідну масу. Вологість низинного торфу в природних умовах складає 86–90 % об'єму, верхового – 90–94 %, що пояснюється дуже пухкою будовою й великою пористістю його. Зі збільшенням ступеня розкладу торфу підвищується його щільність, зменшуються пористість і водоутримуюча здатність, запас недоступної вологи й водопроникність.

Дуже сильно змінюють властивості болотного органогенного ґрунту його осушення й сільськогосподарське використання: посилюються аеробні процеси, прискорюється мікробіологічний розклад. Загалом зміни торф'яного покладу в цьому випадку відбуваються у два етапи:

1) просадка поверхні – суто фізичний процес за рахунок відводу надлишку води;

2) осідання – це втрати від розкладу й мінералізації.

Далі ці два процеси з'єднуються, відбувається "спрацювання" торфу, що призводить до інтенсивного зменшення його потужності, збільшення щільності, ступеня розкладу, зольності, pH, вмісту фосфору та калію, зменшення вологоємності (табл. 58). Різко змінюється водний режим – від водонасиченого до промивного й навіть періодично випітного, загалом погіршується температурний режим. Профіль осушеного ґрунту в результаті зміни ґрунтотворного процесу ділиться на дві частини: верхню діяльну та нижню із вихідними режимами та властивостями.

23.3. Використання болотних ґрунтів

Болота та болотні ґрунти мають велике значення в природі та сільському господарстві нашої країни. В першу чергу вони регулюють живлення та водообмін річкових басейнів, тому що містять значні запаси прісних вод. У зонах достатнього зволоження вони забезпечують високий рівень і підйом ґрунтових вод на прилеглих територіях.

Торф'яні ґрунти в природних умовах малопродуктивні. Завдяки меліорації й правильному використанню вони перетворюються в родючі ґрунти. Перед включенням торф'яного болота в сільськогосподарське використання необхідно ретельно вивчити територію, яка відводиться під осушення, спрогнозувати можливі екологічні зміни, обґрунтувати доцільність і можливість проведення меліоративних робіт.

На верхових болотах ведеться добування торфу, який використовується як паливо, що абсолютно нераціонально. Доречно використовувати верховий торф, що має високу поглинальну здатність, як підстилку для худоби, а також для виготовлення компостів (для цього до нього додають вапно, золу, фосфорні добрива). Отриманий торф'яний гній є цінним добривом. Сфагнові перехідні болота вважаються першочерговим об'єктом лісової меліорації, значні площі їх осушені. Зараз існує багато аргументів стосовно недоцільності такого використання боліт. Економічно доцільно використовувати природні ресурси боліт (перш за все – ягоди). Важливо враховувати також їх водоохоронне значення. Варто зазначити й протипожежну роль неосушених боліт та їх підвищену пожежну небезпеку після осушення.

Найбільш ефективний шлях – використання болотного торф'яного ґрунту як земельного фонду. Найкраще використовувати як земельний фонд низинні торф'яні ґрунти. Більшість низинних боліт уже осушені і перетворені в сільськогосподарські угіддя (сіножаті, пасовища, ріллю). Їх використовують також для добування торфу на добриво. Але безпосереднє внесення торфу в мінеральний ґрунт із погляду ґрунтознавства нераціональне, через те що торф швидко мінералізується, служить в основному тільки джерелом азоту й суттєво не поліпшує властивості ґрунту.

В даному випадку треба мати на увазі ряд серйозних проблем, які при цьому

виникають. Зміна водно-повітряного режиму, посилення аерованості верхнього шару активізують мікробіологічну активність, що посилює мінералізацію органічної речовини. Відведення надлишку вологи при осушенні зумовлює поступове осідання ґрунтів, перш за все – органогенного шару. В середньому торф осідає на 1-2 см на рік.

Торф'яні ґрунти потребують забезпечення двостороннього регулювання водного режиму при їх меліорації для того, щоб попередити надмірний розклад, мінералізацію та гідрофобізацію торфу, а також вітрову ерозію. У зв'язку зі специфікою теплового режиму необхідно забезпечити його регулювання – проведення теплових меліорацій, в тому числі активний обігрів ґрунту. Важливо забезпечити оптимальний рівень поживного режиму. В перші роки використання потрібно стимулювати вивільнення азоту з органічної речовини, а в подальшому – оптимізувати; необхідне обов'язкове внесення фосфорних, калійних та мікродобрив, особливо міді. Актуальна при використанні даних ґрунтів боротьба з можливими пожежами, втратами речовин із дренажним стоком, вітровою ерозією. Ґрунти потребують специфічної агротехніки вирощування сільськогосподарських культур і системи обробітку, щоб стримувати надмірні втрати торфу: мінімалізації обробітку, насичення травами сівозмін. На торф'яних ґрунтах ефективним заходом є збагачення орного шару мінеральними частинками (піском, суглинком, глиною, мергелем), завдяки чому підвищується щільність та, відповідно, знижується осідання торфу, посилюється процес гуміфікації і закріплення гумусових речовин в профілі ґрунту, зменшується небезпека вітрової ерозії та загорання торфу. Як показали дослідження Р.С.Трускавецького, доцільно вносити 30-50 т суглинку або глини на 1 га через 5-7 років до утворення перегнійно-мінерального ґрунту із зольністю понад 50-60 %.

Особливо доцільне використання торфу для створення штучних поживних субстратів (тепличні торфоземельні суміші) та як меліоранта на піщаних ґрунтах.

Необхідно також залучати до використання так звані випрацювані болотні ґрунти, з яких раніше видобували торф із різною метою.

Контрольні запитання та завдання

1. Обґрунтуйте причини утворення та загальні властивості гідроморфних ґрунтів.
2. Охарактеризуйте оглеєння ґрунтів, глеєутворення та види глею.
3. Обґрунтуйте розповсюдження, умови та шляхи утворення боліт.
4. Охарактеризуйте рослинність лук та боліт України.
5. Обґрунтуйте процеси торфоутворення, ботанічний склад, ступінь розкладу та зольність торфу.
6. Визначте типи боліт, їх характеристику та розвиток.
7. Обґрунтуйте класифікацію та польову діагностику болотних ґрунтів.
8. З'ясуйте відмінності складу і властивостей болотних органогенних ґрунтів від мінеральних.
9. Визначте відмінності болотних верхових, перехідних, низинних та низинних староорних ґрунтів за складом та властивостями.
10. Розкрийте роль і значення боліт в природі.
11. Визначте шляхи сільськогосподарського використання та охорони болотних ґрунтів.

РОЗДІЛ ДВАДЦЯТЬ ЧЕТВЕРТИЙ

ҐРУНТИ ЗОНИ ЛІСОСТЕПУ

24.1. Умови ґрунтоутворення

Лісостепова зона простягається від Передкарпаття до західних відрогів Середньоруської височини на відстань майже 1100 км. Вона охоплює площу 202 тис. км^2, що складає 34 % території України. Північна межа зони звивиста, але досить добре простежується за суцільним поширенням північно-лісостепових ландшафтів, індикаторами яких вважають сірі лісові ґрунти та опідзолені чорноземи, які сформувалися на лесових породах. У північну частину Лісостепу по долинах рік, древніх улоговинах стоку проникають ландшафти мішаних лісів.

Південна межа Лісостепу проходить по лінії населених пунктів: північніше Великої Михайлівки і Ширяєво, через Первомайськ, північніше Новоукраїнки і Кіровограда, через Знам'янку, Онуфріївку, Кобеляки, Нові Санжари, північніше Краснограда, через Балаклею уздовж річки Оскол до території Росії. Вона простежується по лінії суцільного поширення типових середньогумусних чорноземів, характерних для південнолісостепових ландшафтів.

Лісостепова зона охоплює Тернопільську, Хмельницьку, Вінницьку, Черкаську, Полтавську і Харківську області, південну половину Львівської, Волинської, Житомирської, Київської, Чернігівської, велику частину Сумської, північні частини Одеської і Кіровоградської, частково Івано-Франківську і Чернівецьку області. Це зона інтенсивного сільськогосподарського виробництва, що сформувалося на базі промисловості і великих виробничих комплексів.

Формування і розвиток лісостепових ландшафтів зумовлені оптимальним балансом тепла і вологи (випаровування вологи за вегетаційний період рослин майже дорівнює кількості атмосферних опадів), а також повсюдним поширенням лесових порід.

Своєрідність природи полягає в поєднанні утворених в однакових кліматичних умовах різних типів ландшафтів: 1) широколистяно-лісових із сірими і темно-сірими лісовими ґрунтами, що утворюють великі масиви в західній частині зони на височинах і високих схилах лівих приток Дніпра; 2) лісостепових з опідзоленими і вилугуваними чорноземами, представлених фрагментарно збереженими широколистяними лісами, які виділяються на тлі сільськогосподарських угідь; 3) лучно-степових із типовими чорноземами, лучно-чорноземними ґрунтами, суцільно перетвореними в орні землі. У річкових долинах поширені лучні і болотні ландшафти, які займають порівняно невеликі площі.

Лісостепові ландшафти почали формуватися в неогені. Це було зв'язано насамперед із посиленням континентальності клімату, що спричинило зміну існуючих раніше тропічних і субтропічних лісів саванами (тропічний Лісостеп). У зв'язку з

похолоданням савани еволюціонували і перетворилися в лісостепові ландшафти помірних широт. Сучасна їхня структура визначилась в основному розвитком території в антропогені. Лісостепові ландшафти значно змінилися в історичний час у процесі їхнього господарського використання.

Первинні ліси і лучні степи збереглися мало. Залісненість зони складає в середньому 12,5 %. Орні землі займають близько 70-80 % площі сільськогосподарських угідь. Тут переважають посіви озимої пшениці та цукрового буряку.

Лісостепові ландшафти сформувалися на повсюдно поширених лесових породах, які легко розмиваються дощовими і талими водами. Тому характерна риса лісостепових ландшафтів – широкий розвиток балок і ярів, особливо на височинах і крутих берегах рік. Значні розміри лісостепової зони визначають розмаїття природних компонентів ландшафтів, регіональні відмінності їхньої структури, господарського використання.

Рельєф цієї зони різноманітний, що зв'язано з процесами, які його формують. Великі орографічні одиниці лісостепової зони – височини Волинська, Подільська, Придніпровська, на сході – відроги Середньоруської. На лівобережжі Дніпра великі простори займають Придніпровська низовина із широкими терасами р. Дніпро і Полтавська рівнина. У розташуванні цих орографічних одиниць існує визначена закономірність: височини відповідають додатним, низовини – від'ємним тектонічним структурам. Так, Придніпровська височина приурочена до Українського щита, на захід від якого знаходиться Волино-Подільська плита і Галицько-Волинська западина. Придніпровська низовина „укладається" у Дніпровсько-Донецьку тектонічну западину. Знижені західні відроги Середньоруської височини відповідають схилові Воронезького кристалічного масиву. З приуроченістю орографічних одиниць до визначених тектонічних структур зв'язана характерна різнорідність корінної основи лісостепових ландшафтів, значні зміни гіпсометричних рівнів, що зумовлює властиву європейському Лісостепу вертикальну диференціацію ландшафтів.

У формуванні основних ландшафтних рис лісостепової зони велику роль відіграє ерозійно-акумулятивна морфоскульптура, в утворенні якої найважливіше значення мали процеси площинної та глибинної ерозії, зсувні й просадні, акумуляції, розвинутий в окремих районах карст.

У функціонуванні і динаміці лісостепових ландшафтів виявляються розходження кліматичних умов, особливо помітні в західній і східній частинах зони, а також у зв'язку з її значною протяжністю з півночі на південь, що зумовлює зміну балансу вологи від позитивного до нейтрального на південній межі зони. Помітні також радіаційні й теплові розбіжності всередині лісостепової зони. Сумарна радіація за рік змінюється від 4200 на сході до 3900 МДж/м^2 на заході, а радіаційний баланс складає відповідно від 1850 до 1800 МДж/м^2.

З радіаційними умовами й особливостями циркуляції повітряних мас зв'язаний розподіл температур повітря, що влітку помітно знижуються в напрямку з південного сходу на північний захід. Середня температура липня на північному заході зони складає +18 °С, до півдня підвищується до +22 °С. Середні температури січня -5...-8°С, при абсолютному мінімумі на сході -36 °С.

Тривалість періоду із середньодобовими температурами від +5 до +15 °С складає на заході (Тернопіль) 100-110 днів, на меридіані Києва – 90, на лівобережжі

Дніпра – від 80 до 90 днів. Важливо підкреслити часті весняні й осінні заморозки. Період без заморозків на поверхні ґрунту триває 135-140 днів.

Річна кількість опадів – від 550 до 700 мм на заході, 500-550 – у центральній частині зони, а на південному сході зони – до 450 мм. Найбільша кількість опадів (65-76 %) випадає з квітня по вересень. Типові зливові опади, особливо в південній частині зони. Найбільш часті зливи в червні – липні. Іноді інтенсивність опадів складає 175 мм/хв. Західна частина Лісостепу має високі показники зволоженості, властиві зоні мішаних лісів.

Характерне для лісостепової зони чергування розчленованих підвищених, низинних і долинних ландшафтів, лісових й орних угідь зумовлює значні контрасти в тепло- і вологозабезпеченості, вітровій діяльності тощо. Господарське використання лісостепових ландшафтів може бути проблематичним внаслідок нестійкого зволоження, чергування вологого і посушливого років, бездощових періодів (50-60 днів у східній частині зони).

Особливості геологічної будови і розвитку території в антропогені, рельєфу і зволоження визначили велику густоту річкової і яружно-балкової сітки, загальну значну дренованість лісостепових ландшафтів. Ріки лісостепової зони належать до басейнів Західного Бугу, Дністра, Південного Бугу, Дніпра. Найбільша густота річкової сітки в басейні Дністра (0,24 км/км^2) і на Придніпровській височині (0,2 км/км^2). На Лівобережжі притоки рік Дніпро, Сіверський Донець мають густоту річкової сітки 0,15 км/км^2.

Ріки зони рівнинні, з переважанням дощового та снігового живлення, порівняно невелику частину складає підземне (до 10 %). Весняний стік досягає 42-60 % річного. Найбільша середньомісячна мутність рік спостерігається в березні-квітні. Наприклад, мутність р. Рось наприкінці квітня складає 266-286, у жовтні - 12,2 г/м^3. Ступінь мінералізації поверхневих і підземних вод невеликий. Лише в південній частині Придніпровської низовини він досягає хлоридно-сульфатної стадії.

Зміна позитивного балансу вологи негативним, недостатнє і перемінне зволоження зумовлюють прояв основних фізико-географічних процесів на Лісостепових ландшафтах. На височинах поширена ерозія, що поєднується з інтенсивною міграцією і вимиванням хімічних елементів.

Приуроченість сучасних процесів до древніх від'ємних форм рельєфу сприяє розвиткові площинного змиву і глибинної яружної ерозії. Ландшафтна структура ускладнюється зсувними й ерозійно-зсувними процесами на правому схилі Дніпра і по великих балках.

Придніпровській височині притаманне складне поєднання місцевостей плоских останцевих ділянок плато із суфозійними впадинами і яружно-балкових місцевостей. Під ярами знаходиться до 12–15 % території, а швидкість росту ярів досягає 8-9 м у рік (Київське плато).

Низинні ландшафти слабодреновані, характеризуються слабкою інтенсивністю міграції розчинних речовин, соленакопиченням, процесами заболочування в древніх долинах рік внаслідок близького до поверхні залягання ґрунтових вод. Однак загальна заболоченість лісостепової зони невелика, болота займають лише 1,6 % її території, що зв'язано зі значним вертикальним і горизонтальним розчленуванням лісостепових ландшафтів, глибоким заляганням ґрунтових вод, меншим у порівнянні із зоною мішаних лісів атмосферним зволоженням. Процеси заболочування розвиваються в смузі підтоплення Кременчуцького і Канівського водосховищ.

На плоских слабодренованих вододільних рівнинах виявляються сліди древніх суфозійних процесів. На незаліснених масивах терасових рівнин, складених давньоаловіальними піщаними відкладами, спостерігаються процеси перевіювання пісків.

Для лісостепової фауни характерне поєднання лісових і степових видів тварин. Тут живуть козуля європейська, олень благородний, дикий кабан, білка, ховрашок європейський, борсук, куниця кам'яна, степовий тхір, тушканчик. У лісах гніздяться сокіл балабан, кібчик, грак, строкатий дятел, сови, пищуха, дрізд чорний і співочий, малинівка та інші. На полях селяться жайворонок, дрохва та ін. У заплавах і водоймах водяться видра, ондатра, норка європейська, бобер, черепаха, тритон, численні риби (лящ, щука, судак, рибець), рептилії.

Лісостеп характеризується різноманітними запасами корисних копалин: паливних, рудних, неметалічних, будівельних матеріалів; мінеральних вод. У цій зоні знаходяться високопродуктивні угіддя, теплові ресурси, достатні для вирощування сільськогосподарських культур, значні потенційні рекреаційні ресурси.

В останні роки в лісостеповій зоні збільшилися площі природоохоронних територій. Тут функціонує Канівський заповідник, численні заказники: ландшафтні, лісові, ботанічні, зоологічні, орнітологічні заказники місцевого значення і пам'ятки природи.

Високе господарське освоєння лісостепової зони свідчить і про необхідність посилення уваги до комплексу протиерозійних, меліоративних, агротехнічних, гідротехнічних, інженерних заходів щодо раціонального використання й оптимізації ландшафтів у відповідності з їхніми регіональними особливостями. Крім описаних відмінностей ландшафтів, пов'язаних зі значною довжиною зони із заходу на схід, на загальному тлі виділяються також північно-лісостепові і південно-лісостепові ландшафти. Північно-лісостепові ландшафти з більшою зволоженістю відрізняються від південно-лісостепових з явно негативним балансом вологи. Формування і розвиток південно-лісостепових ландшафтів із середньогумусними чорноземами солонцюватими на низинних слабодренованих рівнинах відбувалося на середньосуглинкових лесоподібних суглинках. Проявові процесів вилуговування в північно-лісостепових ландшафтах сприяли лесові легкосуглинкові і піщанисті породи, на яких вони утворилися. Північно-лісостепові ландшафти характеризуються більшою вилугуваністю ґрунтів.

У північних приполіських ландшафтах в умовах близького до поверхні залягання ґрунтових вод, що містять карбонати кальцію, процеси засолення особливо інтенсивні. Содові солончаки і солонці чергуються з заболоченими днищами древніх прохідних долин, западин або балок стоку. Південно-лісостепові ландшафти характеризуються глибшим заляганням ґрунтових вод. Збільшення посушливості клімату, яке спостерігається до півдня, сприяє сульфатно-хлоридному засоленню, що підсилюється в цьому ж напрямку.

Аналіз поширення різних видів ландшафтів лісостепової зони, їхніх регіональних особливостей дозволяє виявити в зоні чотири фізико-географічні провінції, у яких виділяється 18 фізико-географічних областей.

Рослинність Лісостепу багата й різноманітна. На вододільних площах зустрічаються як ділянки Степу, так і ділянки дібров, а степова рослинність нагадує

луки. Останні в основному розорані. На заході переважають букові, буково-грабові і дубово-грабові ліси. Здебільшого поширені діброви – широколистяні ліси з домінуванням дуба. Однак вони займають незначні площі, тому що інтенсивно вирубувались людиною. Домінуюче дерево – дуб черешчатий, багато липи, особливо в східній частині Лісостепу, клена платаноподібного, рідше зустрічаються ясень звичайний, клен польовий, дика черешня та явір. Ялина в дібровах не росте через сухість клімату і добру дренованість території.

Підлісок представлений в основному ліщиною і бересклетом бородавчастим, а трав'янистий покрив – дібровним різнотрав'ям: яглицею звичайною, осокою волосистою, зеленчуком жовтим, копитняком європейським, медункою неясною, фіалкою дивною тощо. Характерні для хвойного лісу чагарники практично відсутні. До початку червня буйно вегетують дібровні ефемери – анемона жовтецева, чистяк весняний. Мохи зустрічаються досить рідко.

Трав'яниста рослинність безлісих ділянок досить різноманітна і буйна. Формує порівняно високий (80-100 см) і густий трав'янистий покрив. Переважають гадючник звичайний, синяк звичайний, синяк червоний, шавлія лучна. Серед злаків панують види з широкими листовими пластинками – бромус береговий, пирій середній; вузьколистих мало (типчак, ковила перистa). На 1 м^2 зустрічається 80-90 видів рослин.

Ґрунтовий покрив Лісостепової зони представлений двома найбільш поширеними типами: чорноземами (типовими, опідзоленими, вилугуваними), які сформувались під трав'янистою рослинністю, і сірими лісовими (світло-сірими, сірими та темно-сірими), що утворились під лісовою рослинністю.

24.2. Сірі лісові ґрунти (Gray forest soils)

Ці ґрунти зональні для суббореальних Лісостепів, як виняток зустрічаються в Поліссі України (на лесових островах), в північних районах Степу, у Євразії утворюють вузьку перервану смугу, яка включає північну Молдову, Україну, Росію, Казахстан, Східний Сибір і тягнеться аж до Байкалу; невеликі масиви є в інших країнах східної Європи, в Канаді, США.

Ще в XIX ст. обговорювалось декілька гіпотез щодо походження сірих лісових ґрунтів. В.В.Докучаєв вперше виділив їх як ґрунтовий тип, вважав самостійними лісовими ґрунтами, не виключаючи й іншого шляху їх утворення – опідзолення чорноземів. С.Г.Коржинський вважав, що сірі лісові ґрунти утворюються з чорноземів у результаті поселення лісу як більш стійкої рослинної формації. Подібну гіпотезу висунув А.І.Набоких – сірі лісові ґрунти є поступовим переходом між чорноземами й підзолистими ґрунтами. Проти цієї точки зору виступив В.Р.Вільямс, його підтримали В.І.Таліев і П.Н.Крилов, які стверджували, що сірі лісові ґрунти утворились із дерново-підзолистих при вирубці лісів, поселенні лугово-степової чи культурної рослинності. Подальші дослідження підтвердили правильність поглядів В.В.Докучаєва про генетичну самостійність цих ґрунтів, а решта гіпотез має обмежене значення, пояснюючи їх формування на межі двох рослинних формацій і, можливо, утворення темно-сірих лісових ґрунтів.

Згідно із *сучасними уявленнями*, які найбільш повно сформулював Б.П.Ахтирцев, сірі лісові ґрунти утворились під широколистяними лісами в післяльодовиковий період, коли лесові породи почали поступово вкриватись лісом, під впливом таких основних процесів: гумусонакопичення, біологічної акумуляції зольних речовин, вилуговування карбонатів і легкорозчинних солей, міграції гумусових речовин і продуктів розкладу мінералів, лесиваж. Тобто, узагальнюючи, проявляються дерновий, дуже загальмований підзолистий процеси та лесиваж. Таке співвідношення процесів пов'язано з низкою факторів. Перший – специфіка біологічного кругообігу речовин під широколистяним лісом. Впливають також умови проходження гуміфікації рослинних залишків, ослаблення промивання ґрунту атмосферними опадами, карбонатний характер материнської породи. На поверхню ґрунту щорічно надходить від 70 до 90 ц/га рослинного опаду, збагаченого азотом та зольними елементами, який швидко розкладається в умовах аеробіозу, сприятливого теплового режиму з утворенням складних гумусових речовин. Вони нейтралізуються кальцієм, який міститься як в рослинному опаді, так і в материнській породі. Тому кислотний гідроліз мінералів слабкий, порівняно незначна й міграція продуктів їх руйнування по профілю. Інтенсивність опідзолення залежить від гідротермічних умов і збільшується з півдня на північ та зі сходу на захід України, тому що в цьому напрямку зростає інтенсивність промивання ґрунту, тривалість періоду розкладу органічних залишків. У результаті зменшується кількість гумусу, потужність гумусованого горизонту, проте збільшується потужність та морфологічне вираження опідзоленого.

Профіль цілинного сірого лісового ґрунту має в загальному вигляді таку будову:

Нл – лісова підстилка потужністю 2–3 см;

НЕ (Не) – гумусово-елювіальний горизонт, бурувато-сірий, пухкий, горіхувато-грудкуватий, із присипкою SiO_2;

[Eh] – підзолистий, слабкогумусований, білястий, плитчастий, пухкий, присутній тільки у світло-сірих лісових ґрунтах;

Іе (ІН в темно-сірих) – ілювійований, перехідний, багато присипки SiO_2, горіхуватий;

І (Ih в темно-сірих) – ілювіальний, темно-бурий, дуже щільний, призмоподібно-горіхуватий, органомінеральне лакування, вмита присипка SiO_2;

Рк – материнська порода, найчастіше – лесоподібний суглинок, бурно закипає, безформенно-грудкувата, пухка, трубочки $CaCO_3$.

Тип **сірі лісові ґрунти** включає три підтипи: світло-сірі, сірі та темно-сірі. Підтипи сірих лісових ґрунтів відрізняються як за будовою профілю, так і за властивостями (табл. 59, рис. 95, с.357). **Світло-сірі** та **сірі лісові ґрунти** за своїми ознаками і властивостями близькі до дерново-підзолистих. У них добре виражені процеси опідзолення, внаслідок чого профіль їх чітко диференційований за елювіально-ілювіальним типом, мають підвищену кислотність верхнього горизонту. Сві-

Таблиця 59

Порівняльна характеристика підтипів сірих лісових ґрунтів

Показники	*Підтипи*		
	світло-сірі	*сірі*	*темно-сірі*
pHсол.	4,3–4,5	4,6–5,2	3,2–6,4
СНО, %	59–63	64–75	76–96
Гумус, %	1,5–3,0	3,0–4,0	4,0–6,0
Глибина закипання, см	150–180	140–160	120–140

тло-сірі лісові мають найсильнішу опідзоленість: **Нл+НЕ+Е(h)+І+Рк**; сірі лісові: **Нл+НЕ+І+Рк**.

Темно-сірі лісові ґрунти формуються у зріджених дібровах, де під пологом лісової рослинності є багата трав'яна рослинність і за рахунок цього значний вплив на формування ґрунту має дерновий процес ґрунтоутворення. Темно-сірі лісові ґрунти за своїми ознаками та властивостями наближаються до чорноземів опідзолених. Ознаки опідзолення порівняно слабо помітні, а процеси акумуляції гумусу – інтенсивні: **Нл+Не+НІ+Рі+Рк**. Вони мають добре профарбований гумусом верхній гумусово-елювійований горизонт потужністю 25-35 см, переміщення колоїдів менш помітне, ніж у сірих лісових ґрунтах, і гранулометричний склад їх середньо - і важкосуглинковий, тому в них ліпша структура, але слабка водостійкість.

За гранскладом спостерігається чітка диференціація за Е-І типом, яка максимально виражена у світло-сірих лісових. Добре проявляється диференціація за хімічним складом. Важливою діагностичною ознакою є вміст гумусу, кількість якого різко зменшується з глибиною, особливо у світло-сірих. Тип гумусу у світло-сірих – гуматно-фульватний, а в темно-сірих – гуматний. Ґрунти загалом кислі, але темно-сірі мають слабокислу реакцію середовища. У складі обмінних катіонів переважають Ca^{2+} та Mg^{2+}, водню та алюмінію досить мало. Фізичні властивості сірих лісових ґрунтів несприятливі, оскільки в складі гранулометричних фракцій багато пилу, тому ґрунти запливають, утворюється кірка.

Тип **сірих лісових глейових** утворюється на ділянках із підвищеним зволоженням (у западинах, на слабкодренованих плоских вододілах). Відрізняються наявністю ознак перезволоження в профілі (рис. 96, с. 357).

Роди сірих лісових ґрунтів: *залишково-карбонатні* – утворились на продуктах вивітрювання щільних карбонатних порід; *буруваті* – розвиваються в Передкарпатті, на Прут-Дністровському межиріччі під буково-грабовими трав'яними лісами, на лесоподібних, проте сильно вилугуваних породах. Переважно безкарбонатні, мають буруватий відтінок, ознаки переміщення колоїдів виражені слабкіше, відсутня горіхувата структура; *реградовані* – спостерігаються ознаки підняття карбонатів при збереженні первинної будови профілю; *мочаристі* – розташовані на перезволожених ділянках; *контактно-лугуваті* – розвиваються на двочленних материнських породах, на контакті яких спостерігаються ознаки оглеєння; *з 2-м гумусовим горизонтом* – нижче Не знаходиться реліктовий Н- горизонт, що переходить в І.

Види сірих лісових ґрунтів виділяються за: а) глибиною закипання (високозакипаючі – закипають вище 100 см, а глибокозакипаючі – нижче 100 см); б) потужністю гумусованого профілю, см (потужні > 40; середньопотужні 20-40; малопотужні < 20); в) ступенем оглеєння.

24.3. Чорноземи Лісостепу (Chernozems, Black earths)

Чорноземи – це багаті темнозабарвлені гуматним гумусом ґрунти, насичені основами, із зернистою або грудкуватою структурою, що не мають ознак сучасного перезволоження і сформувались під багаторічною трав'яною рослинністю в континентальному суббореальному поясі.

Чорноземи розповсюджені на материках північної півкулі. В Україні вони утворюють широку чорноземну смугу в межах лісостепової та степової зон, яка тягнеться із заходу на схід через усю територію країни, займаючи площу 27,8 млн. га (Лісостеп – 11,3 млн. га, Степ – 16,5). На території СНД чорноземи також утворюють смугу, що починається в Молдові, а потім прямує через Україну, південну Росію (Воронезька, Курська області, Ставропольський та Краснодарський краї), північний Казахстан до Алтаю, площею ~ 180 млн. га. У світі площа чорноземів складає ~ 314 млн. га, це 2 % суші: центральна Європа (Німеччина, Польща, Румунія, Угорщина, Чехія, Словаччина, схід Австрії), центральна частина Північної Америки (південь Канади – провінція Манітоба, північні регіони центральних штатів США – Міннесоти, Міссурі, Дакоти, Арканзасу, в межах Великих рівнин).

На відміну від сірих лісових ґрунтів, для чорноземів переважно характерний тип водного режиму непромивний, коефіцієнт зволоження 0,6–1,1. *Ґрунтотворні породи* переважно леси та лесоподібні суглинки, рідко – елювій вапнякових порід і щільні глини. Щодо останніх питання залишається спірним. Майже всі породи карбонатні, інколи засолені. Якщо сірі лісові ґрунти утворюються під лісами Лісостепу, то чорноземи – під густою трав'яною *рослинністю* з потужною кореневою системою.

Чорноземи стали об'єктом досліджень ще до початку зародження ґрунтознавства. М.В.Ломоносов у 1763 р. у трактаті "О слоях земных" писав: "Чорноземи утворились від зогнивання тваринних і рослинних тіл із часом..." У додокучаєвський період існував ряд гіпотез щодо утворення чорноземів:

– гіпотеза *морського* походження. Академіки П.С.Паллас (1779) та А.Петцгольд стверджували, що чорноземи утворились з морського мулу та перегнилих мас очерету й іншої рослинності при відступі Чорного та Каспійського морів. Англійський учений Р.Мурчісон (1840) вважав, що чорнозем – продукт перевідкладання льодовиковими водами чорної морської глини;

– гіпотеза *болотного* походження. Геолог фон Кваллен припускав, що чорноземи утворились із подрібненого матеріалу торфових боліт та рослинних залишків, принесених льодовиковими потоками з півночі, які змішались із мінеральним мулом. Академіки Е.І.Ейхвальд та Н.Д Борисяк висунули гіпотезу про виникнення чорноземів при поступовому обсиханні боліт;

– гіпотеза *рослинно-наземного* походження чорноземів. Адептом цієї гіпотези, що переросла в теорію, був Ф.І.Рупрехт (1866), який, розвиваючи ідеї М.В.Ломоносова, стверджував, що чорноземи – результат поселення трав'яної рослинності й накопичення перегною у верхніх шарах породи.

Але тільки в праці В.В.Докучаєва "Русский чернозем" (1883) уперше були сформульовані основні наукові ідеї про генезис чорноземних ґрунтів. Автор виділив чорнозем як окремий ґрунтовий тип, що утворився в результаті зміни материнських порід під впливом степової рослинності та клімату.

Теорію рослинно-наземного походження чорноземів розвивали П.А.Костичев, який розкрив роль кореневої системи трав'яної рослинності в чорноземоутворенні; В.Р.Вільямс, що вивчав роль лугової степової рослинності в утворенні перегною, та ряд інших вчених. Сучасний погляд у найбільш узагальненому вигляді фіксує проходження при чорноземоутворенні таких найголовніших процесів:

1. *Дернового*, що йде з максимальною інтенсивністю. Суть його, як відомо, полягає в акумуляції гумусу, поживних речовин та утворенні агрономічно цінної водостійкої структури. Максимальний прояв цього процесу в даному типі ґрунту пояснюється рядом причин. Перша – особливості біологічного кругообігу речовин під трав'яною рослинністю в Лісостепу та Степу: він дуже потужний та інтенсивний. Щорічно з відмерлими частинами рослин у ґрунт попадає практично та ж кількість поживних речовин, що була використана на приріст біомаси; опад складає 100–200 ц/га, він високозольний (7–8 %), містить багато азоту (1–1,4 %). Причому більша частина рослинних решток, а разом із ними і поживних елементів, повертається не на поверхню ґрунту, а безпосередньо в нього, тому що 40–60 % трав'яної рослинності складає їхня коренева маса. Другою причиною є особливості гідротермічного режиму в суббореальному Лісостепу та Степу. Він характеризується чергуванням коротких періодів оптимального зволоження ґрунту з досить тривалими засушливими або холодними. У перші періоди (весною та восени) активно йдуть процеси розкладу, гуміфікації та мінералізації органічних решток, а в другі (літо та зима) – закріплення утворених гумусових речовин у ґрунті, ускладнення їх будови. Третя причина інтенсивного дернового процесу – насиченість ґрунту Са, джерелами якого є високозольна рослинність, карбонатна материнська порода. Це приводить до нейтралізації гумусових кислот, утворення стійких органо-мінеральних сполук та водостійкої структури. Четвертою причиною є надзвичайно велика в недалекому минулому роль ґризунів, які активно перемішували ґрунт, збагачуючи верхні горизонти карбонатами, що підсилювало дерновий процес ґрунтоутворення.

2. *Міграції гідрокарбонату кальцію* в профілі. Цей процес забезпечує високий ступінь насиченості колоїдів кальцієм, формування гуматно-кальцієвого гумусу, нейтральну та слаболужну реакцію середовища – а це, як відомо, головні умови оптимального проходження дернового процесу ґрунтоутворення. Міграція карбонатів визначається характером водного, теплового та газового режимів чорноземів. Вона найяскравіше йде в Лісостепу, який вирізняється періодично промивним типом водного режиму. З водою виносяться вниз розчинні речовини та $Ca(HCO_3)_2$. Але вміст останнього весною в ґрунті невеликий, адже в цей період через низькі температури біологічна активність пригнічена, в ґрунтовому повітрі мало CO_2, тому розчинність $CaCO_3$ низька, винос $Ca(HCO_3)_2$ з карбонатного горизонту невеликий. Влітку в чорноземах переважають висхідні потоки води. Вони менш інтенсивні, ніж низхідні весною, зате вміст $Ca(HCO_3)_2$ у ґрунтовому розчині значний. Він повертається назад у карбонатний горизонт. Цими процесами підтримується існування вказаного горизонту, високий вміст кальцію в ґрунтовому розчині та у твердій фазі. Загалом максимальна амплітуда коливань лінії карбонатів – 10-20 см.

Найбільш сприятливі умови для чорноземоутворення складаються в південній частині лісостепової зони, де утворюються типові чорноземи. На північ кількість вологи збільшується, зростає вилуговування лужноземельних катіонів, кальцію, тому починає розвиватись опідзолення – кількість гумусу також зменшується. Із заходу на схід збільшується континентальність клімату, тим самим збільшуючи в чорноземах кількість гумусу та зменшуючи потужність гумусованого горизонту при стабільних загальних запасах гумусу в профілі.

Будова профілю чорнозему Лісостепу в найтиповішому вигляді така:

Нд – дернина;
Н – гумусовий, темно-сірий, зернистий, пухкий, перехід поступовий;
Нр – верхній перехідний, темно-сірий, дещо світліший за попередній, з плямами, кротовинами, грудкувато-зернистий, перехід поступовий;
Phк – нижній перехідний, сірувато-бурий до палевого, язики і затікання гумусу, кротовини, грудкуватий, переважно карбонатний, перехід поступовий;
Рк – материнська порода, переважно лесоподібний суглинок.

Незважаючи на те, що чорноземи добре вивчені, деякі питання їх систематики залишаються дискусійними. У наш час найпоширеніша класифікація Ґрунтового інституту ім. В.В.Докучаєва (1977), хоча в ній є деякі протиріччя.

Поділ на підтипи проводиться відповідно з природною зональністю чорноземів на Руській рівнині, де з півночі на південь більш-менш закономірно простежується їх зміна: опідзолені, вилугувані, типові (табл. 60, рис. 97; с.358).

Таблиця 60

Порівняльна характеристика підтипів чорноземів Лісостепу

Підтипи чорноземів	*Гумус, %*	*Сгк/Сфк*	*pH*	*Склад ввібраних катіонів*	*ЄП, мг-екв/100 г ґрунту*	*СНО, %*	*Потужність Н+НР, см*
Опідзолені	5–12	1,5–2,0	5,5–6,5	Ca^{2+}, Mg^{2+}, H^+	30–45	~90	30–70
Вилугувані	5–10	1,5–2,0	6,5–6,8	Ca^{2+}, Mg^{2+},(H^+)	40–50	93–98	40–80
Типові	7–12	1,5–3,0	~7	Ca^{2+}, Mg^{2+}	45–60	100	60–130

Типові чорноземи зустрічаються в південній частині Лісостепу. Це ґрунти, в яких найбільш виражені ознаки чорноземоутворення: інтенсивне нагромадження гумусу, азоту та зольних елементів, неглибоке залягання карбонатів (у верхньому перехідному горизонті або в нижній його частині), $CaCO_3$ у вигляді псевдоміцелію або трубочок, потужний гумусований профіль (> 80 см), поступовий перехід від гумусового горизонту до негумусованої материнської породи, відсутній Е-І перерозподіл тощо. Вміст гумусу в цих ґрунтах найвищий, запаси його можуть досягати 500-600 т/га, ємність катіонного обміну – 30-50 мг-екв/100 г ґрунту, реакція ґрунтового розчину слабокисла або нейтральна, високий вміст поживних речовин. Типова будова профілю чорноземів описана вище, але кожен із підтипів має певні морфологічні особливості. **Чорноземи опідзолені** та **вилугувані** містять досить багато гумусу (3-5 %) й елементів живлення. Формування цих ґрунтів має степову і лісову фази розвитку. Про це свідчить, з одного боку, наявність великої кількості кротовин, глибока гумусованість профілю, якісний склад гумусу, де переважать гумінові кислоти, зв'язані з кальцієм, а з іншого – глибоке залягання карбонатів, насиченість основами, наявність кислотності, помітна диференціація за елювіально-ілювіальним типом. Опідзолені чорноземи особливо часто зустрічаються в західному Лісостепу на високих добре дренованих вододілах. Головна морфологічна ознака – наявність білястої присипки в нижній частині Н, де виділяється самостійний опідзолений горизонт Н(е), під яким залягає буруватий Нр(і) із зачатками горіхуватої структури, незначним лакуванням граней структурних відмін, гумусовими примазками, присипкою SiO_2. Карбонати

вимиті аж у материнську породу, де знаходяться у вигляді журавчиків, часто ґрунт взагалі не закипає у зв'язку із сильною вилугуваністю. **Вилугувані чорноземи** за морфологічними ознаками займають проміжне положення між опідзоленими й типовими. Відсутня елювіально-ілювіальна (Е-І) диференціація профілю, тобто не спостерігається присипки та ознак ілювійованості, але карбонати вимиті глибоко (глибше 60 см), найчастіше – в нижній перехідний горизонт.

За гранулометричним складом чорноземи переважно суглинкові, в більшості підтипів відсутні помітні зміни мулистої фракції за профілем, лише в опідзолених існує невеликий її перерозподіл. Хімічний склад чорноземів характеризується рівномірним розподілом SiO_2 та R_2O_3 за профілем, за винятком опідзолених. У Н-горизонті акумулюються N, P, S та інші біофільні елементи, ґрунти переважно вилугувані від водорозчинних сполук. Гумусу в чорноземах багато, до 12 %, гумусовий профіль прогресивно-акумулятивний, склад гумусу гуматний, гумусові кислоти високо конденсовані, переважають їх фракції, пов'язані з кальцієм – майже повністю відсутні вільні фульвокислоти. Максимальний вміст гумусу в чорноземах типових, на північ і на південь від зони їх розповсюдження кількість гумусу зменшується.

Фізико-хімічні властивості чорноземів відмінні. Ці ґрунти мають потужний ґрунтово-поглинальний комплекс із великою ЄП (30–70 мг-екв/100 г ґрунту), СНО коливається від 93 до 100%, ГПК майже повністю насичений Ca^{2+} та Mg^{2+}, реакція середовища близька до нейтральної, нейтральна або слаболужна, висока буферність. Фізичні та водно-фізичні властивості чорноземів добрі, консистенція нещільна, висока вологоємність, добра водопроникність. Щільність твердої фази складає 2,4 г/см^3 в Н-горизонті й збільшується до 2,7 г/см^3 у материнській породі. Щільність ґрунту 1,0–1,4 г/см^3, пористість 55–60 %.

Чорноземи мають оптимальний тепловий режим: добре поглинають енергію сонця, довго зберігають тепло. У західних провінціях вони практично не промерзають, дуже теплі, на північ та і схід тривалість промерзання збільшується, зате зменшується довжина теплого періоду. Водний режим чорноземів сприятливий для процесу гумусоакумуляції, але з погляду їх сільськогосподарського використання є основним лімітуючим фактором родючості. Чорноземна зона характеризується нестабільним або недостатнім зволоженням. У формуванні водного режиму можна виділити два періоди: 1 – висушування ґрунту, яке спостерігається влітку та на початку осені; 2 – промочування ґрунту з перервою на промерзання з осені до весни. У чорноземах Лісостепу тип водного режиму періодично промивний. Поживний режим чорноземів оптимальний: дуже високий вміст валових форм елементів живлення, основна частина азоту знаходиться в органічній формі, але легко вивільняється при мінералізації, багато рухомого фосфору.

Роди чорноземів такі: *звичайні* чорноземи виділяються в усіх підтипах, їх ознаки та властивості відповідають основним характеристикам підтипу. У назві чорнозему цей термін випускається. *Слабодиференційовані* розвиваються на піщаних і супіщаних породах, типові для чорноземів забарвлення та структура виражені слабко. *Глибокозакипаючі* закипають більш глибоко, ніж звичайні в кожному типі. *Безкарбонатні* розвинулись на бідних кальцієм породах, закипання відсутнє. *Карбонатні* характеризуються наявністю $CaCO_3$ по всьому профілю. *Залишково-карбонатні* утворились на продуктах вивітрювання щільних карбонатних порід, у

профілі містять карбонатні включення, вважаються спірним родом, оскільки багато вчених відносять такі ґрунти до дерново-карбонатних (пararендзин). *Міцелярно-карбонатні* зустрічаються серед звичайних і типових підтипів, є їх вологою фацією, тому найтиповіша форма виділення карбонатів у профілі – псевдоміцелій, деякими дослідниками виділяються на рівні підтипу. Такі чорноземи на Україні зустрічаються на придунайських південних територіях. *Солонцюваті* чорноземи в межах гумусованого горизонту мають ущільнений солонцюватий підгоризонт із вмістом обмінного натрію понад 3 % від ЄП. *Осолоділі* характеризуються наявністю присипки SiO_2 в гумусованому горизонті, потічністю гумусового забарвлення, наявністю обмінного Na^+ поряд із H^+ у ГПК. *Глибинно-глеюваті* розповсюджені в зниженнях, западинах, у материнській породі мають ознаки оглеєння. *Злиті* розвиваються на мулувато-глинистих породах, дуже щільні в НР-горизонті. *Неповнорозвинені* чорноземи мають слаборозвинений профіль у зв'язку з молодістю.

Види чорноземів виділяються за потужністю гумусованого профілю: надпотужні (>120 см), потужні (80–120), середньопотужні (40–80), малопотужні (25–40), дуже малопотужні (< 25 см). Також до уваги береться вміст гумусу в верхньому горизонті: тучні (> 9 %), середньогумусні (6–9), малогумусні (4–6), слабогумусні (< 4 %).

При сільськогосподарському використанні дещо змінюється ґрунтотворний процес: розмикається біологічний кругообіг речовин, значно зменшується кількість рослинного опаду, тому ґрунти одержують значно менше органічної речовини, азоту, кальцію, фосфору, калію та інших елементів. Зменшується кількість мікрофлори, слабкіше йде оструктурювання, зменшується (і значно) кількість гумусу.

24.4. Сільськогосподарське використання ґрунтів Лісостепу

Зона Лісостепу характеризується інтенсивним землеробством, її розораність складає 75–80%, вирощують усі районовані сільськогосподарські культури. Раціональне використання ґрунтів Лісостепу тісно пов'язано з їх окультурюванням, що необхідно для підвищення продуктивності сільськогосподарських культур. Окультурювання ґрунтів Лісостепу передбачає виконання таких умов:

– поліпшення агрофізичних показників за рахунок підвищення вмісту гумусу в орному шарі й, особливо, фракції гумінових кислот, зв'язаної з кальцієм, та раціонального обробітку ґрунту;

– збільшення запасів доступної вологи в ґрунті шляхом перєводу поверхневого стоку у внутрішньоґрунтовий при комплексному захисті ґрунтів від водної ерозії;

– підтримання реакції ґрунту на оптимальному для рослин рівні;

– для чорноземних ґрунтів – збереження притаманних цілинним аналогам властивостей, сприятливих для сільськогосподарських культур.

Особливістю землеробства в Лісостепу є вирощування інтенсивних просапних культур (до 30 % в структурі посівних площ). Це приводить до зменшення надходження в ґрунт органічної речовини з рослинними рештками і, як наслідок, до мінералізації гумусу. Тому важливо в процесі землеробського використання ґрунтів зони систематично вносити високі дози органічних добрив, досягти збільшення площ під однорічними і багаторічними травами.

Використання потенційно високородючих ґрунтів у кліматично сприятливих для росту культурних рослин умовах зумовлює головне завдання окультурювання в сучасних умовах: визначення екологічно безпечного та економічно доцільного рівня інтенсифікації сільськогосподарського виробництва.

Однією з головних умов ефективного використання *світло-сірих та сірих лісових ґрунтів* є попередження розвитку водної ерозії. Це приводить до необхідності впровадження протиерозійної організації території.

Процеси вилуговування та лесиважу, що проходять у ґрунтах, утруднюють їх окультурювання, а наявність щільного ілювіального горизонту спричинює перезволоження гумусово-елювіального горизонту і розвиток процесів оглеєння. Це призводить до накопичення в ґрунті токсичних сполук заліза і алюмінію. Тому важливе значення має поліпшення повітряного режиму ґрунтів та внесення кальцієвмісних матеріалів, що дозволить знизити негативний вплив цих сполук. Залежно від причин, що зумовлюють надлишкове зволоження, застосовують різні меліоративні заходи.

Невід'ємною умовою окультурювання сірих лісових ґрунтів є поглиблення орного шару, що проводиться з обов'язковим внесенням органічних добрив (це особливо актуально для світло-сірих лісових ґрунтів), та систематичне розпушування підорного шару.

Внесення органічних добрив і кальцієвмісних сполук сприяє накопиченню органічної речовини та підвищує вміст гумінових кислот, зв'язаних із кальцієм. Підвищення родючості цих ґрунтів також пов'язано зі збільшенням вмісту в орному шарі елементів живлення: азоту, фосфору, калію. Ефективність використання доступних рослинам форм елементів живлення підвищується при оптимізації реакції ґрунту.

Обов'язковою умовою підвищення родючості світло-сірих та сірих лісових ґрунтів є збільшення ємності поглинання, ступеня насиченості основами та зниження гідролітичної кислотності. Такі зміни в ГПК проходять поступово, в міру повернення в орний шар вимитих мулистих частинок, збагачення його органічною речовиною та мінеральними дисперсними частинками, збільшення вмісту обмінно-поглинутого кальцію.

Підвищення окультуреності ґрунтів сприяє пропорційному росту продуктивності. Збільшення урожайності сільськогосподарських культур ґрунтується на оптимізації властивостей.

Властивості *темно-сірих лісових ґрунтів* і *чорноземів* дуже близькі й із підвищенням рівня окультуреності відмінності між ними майже повністю згладжуються.

Розвиток ерозійних процесів призводить до значного зниження продуктивності ріллі (до 50 %) і зумовлює запровадження на змитих ґрунтах спеціальних ґрунтозахисних сівозмін. Із посиленням ступеня еродованості ґрунту потужність гумусового горизонту стає одним із факторів, що лімітує продуктивність цих ґрунтів.

На середньо- та важкосуглинкових різновидах створюються найсприятливіші умови для вирощування сільськогосподарських культур. Продуктивність більш важких за гранскладом ґрунтів значно знижується. На зазначених ґрунтах важливе значення має забезпечення рослин доступною вологою. В умовах нестійкого зволоження цьому сприяє застосування таких агротехнічних заходів, як снігозатримання, щілювання і кротування поперек схилу та ін.

Для отримання високих і стабільних урожаїв сільськогосподарських культур необхідно дотримуватись сівозмін, розміщуючи культури по кращих попередниках, використовувати зайняті пари, не допускати пересихання ґрунту після збирання урожаю.

Для поліпшення агрофізичних властивостей ґрунтів необхідно вносити органічні добрива, збільшувати надходження іонів кальцію в ґрунтовий розчин і ГПК, що буде сприяти формуванню переважно гумінових кислот, зв'язаних із кальцієм, і закріпленню гумусу. Великий вплив на формування і збереження агрономічно цінної структури здійснюють багаторічні трави.

У зв'язку з тим, що реакція цих ґрунтів переважно слабокисла, то підсилення їх підкислення в процесі сільськогосподарського використання необхідно стримувати внесенням кальцієвмісних сполук. При цьому підвищується частка основ у ГПК за рахунок зниження гідролітичної кислотності.

Головною умовою ефективного використання *чорноземів типових* та в більшості випадків *чорноземів вилугуваних* є збереження їх природних показників. Ці ґрунти збалансовані майже за всіма властивостями завдяки якісному складу ввібраних катіонів у ГПК і, перш за все, високій насиченості кальцієм. Зміни потребують лише агрохімічні властивості – в бік підвищення вмісту рухомих форм елементів живлення.

Високий рівень ґрунтових вод (лучно-чорноземні ґрунти) сприяє підвищенню урожайності сільськогосподарських культур. Вміст у ГПК обмінно-поглинутого натрію в кількості, що не призводить до агрофізичного прояву осолонцювання, забезпечує підвищення урожайності основної культури Лісостепу – цукрового буряка. Наявність рухомих форм заліза – фактор, що попереджує хлороз рослин.

У процесі сільськогосподарського використання чорноземів проходить їх деградація, і перш за все втрати гумусу внаслідок посилення мінералізації, зменшення надходження органічної речовини в ґрунт, розвитку ерозії.

За останні 100 років запаси гумусу в чорноземах України скоротилися на 137 – 190 т/га. Встановлено, що щорічні втрати гумусу тісно пов'язані з видом вирощуваних культур та їх урожайністю. При вирощуванні зернових витрачається гумусу в середньому 1 т/га, а цукрового буряку – 2-2,5 т/га. Збереження гумусу, а тим більше підвищення його вмісту в орному шарі, забезпечить підтримання на оптимальному рівні агрофізичних характеристик ґрунтів.

Однією з головних умов ефективного використання родючості чорноземів є оптимізація їх водно-фізичних властивостей. Накопичення, збереження вологи в ґрунті та раціональне використання її рослинами пов'язані з оптимізацією агрофізичних властивостей. Вона забезпечує накопичення оптимальних запасів вологи в метровому шарі і збереження високої водопроникності при тривалому випаданні опадів.

Внесення органічних і мінеральних добрив сприяє накопиченню поживних речовин у ґрунті. Особливо важливо не допускати дефіцитного балансу азоту, фосфору і гумусу.

Весь комплекс агрономічних властивостей ґрунтів зумовлює високий рівень потенційної родючості, який не завжди реалізовується. Тільки за умови високої культури землеробства потенційна родючість чорноземів може адекватно реалізуватися в урожаї вирощуваних культур.

Контрольні запитання та завдання

1. Визначте умови ґрунтотворення Лісостепової зони.
2. Охарактеризуйте рослинність Лісостепу України і її вплив на процеси ґрунтотворення.
3. Визначте основні ґрунтотворні процеси, що проходять в лісостеповій зоні.
4. Обґрунтуйте генезис, класифікацію та вкажіть відмінності в будові профілю та морфологічних ознаках сірих лісових ґрунтів.
5. Дайте агрогенетичну характеристику та визначте шляхи підвищення родючості сірих лісових ґрунтів.
6. Розкрийте сутність екології чорноземоутворення та основних процесів, що проходять при цьому.
7. Обґрунтуйте класифікацію чорноземів та будову профілю різних підтипів.
8. З'ясуйте основні властивості й наведіть агрогенетичну характеристику та сільськогосподарське використання чорноземів Лісостепу.

РОЗДІЛ ДВАДЦЯТЬ П'ЯТИЙ

ҐРУНТИ ЗОНИ СТЕПУ

25.1. Умови ґрунтоутворення

Область степового атлантично-континентального клімату займає всю степову зону України, включаючи степову частину Криму.

Степова зона простягається з південного заходу на північний схід України, від низів річки Дунай до південних відрогів Середньоруської височини на відстань понад 1000 км. Ширина зони змінюється від 100 км на заході до 300 км на сході. На довготі Перекопського перешийку ширина Степу досягає 450 км. У степовій зоні України розташовані Одеська, Миколаївська, Херсонська, Дніпропетровська, Запорізька, Донецька, Луганська області, південні частини Кіровоградської і Харківської областей, рівнинна частина Кримської АР. Площа степової зони України складає 240 тис. км^2, або 40 % території держави.

Відхилення зони від широтного простягання і зміщення північної границі на північ на меридіані м. Донецьк у порівнянні із Задністров'ям перевищує 300 км. Розширення степової зони в східному напрямку зумовлене закономірною зміною атмосферної циркуляції. На сході зони послабляється вплив помірних зволожуючих повітряних мас Атлантики і підсилюється вплив більш сухих континентальних мас Євразії.

Рельєф Українських Степів рівнинний, але неоднорідний. Південно-західну, центральну і північнокримську частини зони займає слаборозчленована неглибокими балками, місцями плоска Причорноморська низовина. На сході вона переходить у вузьку, хвилясту Приазовську низовину. У північній частині степової зони розташована південна окраїна Придніпровської низовини (лівобережжя Дніпра) та розчленовані ярами і балками південні відроги Придніпровської височини (правобережжя Дніпра). На північному заході в степову зону заходять південні відроги Подільської височини, густо розчленовані глибокими балками. На сході виділяються глибоко розчленовані річковими долинами Донецька і Приазовська височини, де на поверхню виступають кристалічні породи (пагорби-могили). У Криму відокремлюється Тарханкутська височина з частими виходами напівскельних вапняків і горбкувата рівнина Керченського півострова з групами невисоких (максимум 30 м) грязьових вулканів.

У глибинній будові степових територій України поєднуються різнорідні тектонічні структури: Добруджанський передовий прогин на заході, Причорноморська западина на південному заході і півдні, Північно-Кримський передовий прогин на крайньому півдні зони, південна частина Дніпровсько-Донецької западини на північному сході. Усі вони заповнені могутніми товщами осадових відкладів. Північна і південно-східна частини зони розміщені на Українському щиті і його схилах, а також крайня північно-східна частина, що відповідає південно-західному

схилові Воронезького кристалічного масиву, покриті слабко- і середньопотужними пухкими відкладами. Східна частина степової зони України знаходиться в межах Донецької складчастої споруди.

Неотектонічні рухи геоструктур зумовили основні орографічні риси рельєфу, багато властивостей древніх і сучасних ландшафтів. Український щит, схили Воронезького масиву і Донецька складчаста споруда в кайнозої зазнали переважно підняття, Причорноморська западина – здебільшого опускання. Ці тенденції збереглися дотепер. Структури порядком нижче – тектонічні підняття і прогини північного Криму, крайові утворення Причорноморської западини – зазнали диференційованих або протилежно направлених неотектонічних рухів. Це послужило причиною формування морфоструктур височин і низовин, що відображено в сучасних ландшафтах українських степів.

Пряме ландшафтоутворююче значення мають *доантропогенові гірські породи*, які залягають вище базису ерозії. Найдревніші з них – кристалічні породи Українського щита. Палеозойські і мезозойські осадові відклади формують поверхню Донбасу в районі складчастої споруди. В басейні ріки Мокра Волноваха оголюються девонські піщаники, вапняки, сланці, вулканіти. По всьому Донбасу поширені кам'яновугільні вапняки, сланці і піщаники із шарами і прошарками кам'яного вугілля. Пермські, тріасові і юрські піщано-глинисті відклади зустрічаються на північно-західних окраїнах Донбасу. Крейдові мергелі і крейда оголюються на схилах і по периферії Донецької та Середньоруської височин, а також у долині р. Сіверський Донець. Палеогенові мергелі, вапняки, піщаники і глини зустрічаються на північному схилі Причорноморської западини, на Українському щиті, в річкових долинах Наддніпрянщини, по периферії Донецької височини, у долинах Придніпровської низовини і на південному заході Керченського півострова. Неогенові відклади оголюються по річкових долинах і балках, розвинутих майже повсюдно (немає їх тільки в Донбасі і на піднятій частині Приазов'я). Вони представлені різними вапняками, пісками, піщаниками, глинами. У Причорномор'ї потужність цих порід досягає 200 м. Вони утворюють пластовий морфоструктурний фундамент низинних степових ландшафтів.

Антропогенні відклади поширені практично скрізь. Це переважно континентальні малопотужні (у середньому 10-30 м) лесоподібні, алювіальні, озерні, еолові, делювіальні, пролювіальні, елювіальні утворення. Особливу роль відіграють леси. Вони сформувалися в епохи похолодань, містять у собі поховані ґрунти теплих епох і утворюють плащоподібний покрив. Леси відсутні тільки на молодих терасах рік і в місцях активної сучасної денудації. Лесові породи розрізняються за генетичними властивостями, зв'язаними з місцевим геологічним субстратом лесоутворення. Водночас вони характеризуються суглинистим складом, пористістю, карбонатністю, просадністю, є ніби вихідною загальною основою ґрунто- і ландшафтоутворення на лесових терасах і, особливо, на межиріччях. Тут найчіткіше проявляються зональні риси степових ландшафтів.

Українські степи розташовані на чотирьох різних за будовою геоморфологічних рівнях: бусько-дніпровському, донецькому, придніпровському і причорноморському. Будова кожного рівня, їхні висоти, особливості форм поверхні та їхня генетична розмаїтість, глибина розчленування визначаються неотектонічними рухами і своєрідним поєднанням екзогенних процесів.

Надра Українських степів багаті корисними копалинами (залізорудними, графітом, кам'яними будматеріалами, марганцевими рудами, вугіллям, нафтою і газом).

Кліматичні умови степів України м'якші, ніж у степах Східної Євразії, проте відрізняються найбільшою континентальністю та посушливістю порівняно з іншими зонами України.

У степовій зоні рівнинної частини України найбільші теплові ресурси, найтриваліший вегетаційний період, найменша зволоженість. Річна сумарна сонячна радіація складає від 4100 на півночі до 5230 МДж/м² на півдні зони. Річний радіаційний баланс становить 1900-2210 МДж/м². Середня температура січня – 2...-9 °С, липня – +20...+24 °С. Сума середньодобових температур за період зі стійкою температурою вище 10 °С складає 2800-3600 °С. Безморозний період продовжується 220 днів на заході зони, 150 – на північному сході, вегетаційний період триває 210-245 днів. Річна сума опадів змінюється від 450 мм на півночі зони до 350-300 мм у Причорномор'ї. Максимум опадів випадає в першій половині літа. Водночас часті весняно-літні посухи, особливо на південному сході зони. Сніговий покрив нестійкий, узимку звичайні відлиги. Для степової зони характерна висока випаровуваність – 900-1000 мм/рік. У степовій зоні особливості переважаючих повітряних мас зумовлюють меншу кількість опадів, ніж у Лісостепу, що в поєднанні з високою випаровуваністю детермінує значний дефіцит вологи. В межах України Степ – район із найменшою відносною вологістю повітря, тому посухи, суховії та пилові бурі спостерігаються тут найбільш часто. Характерною прикметою кліматичних умов Степу є перевага кількості вологи, яка випаровується, над кількістю опадів. Гідротермічний коефіцієнт <1,0, а в південно-східній частині зони може зменшуватися до 0,3-0,4. Тип водного режиму – непромивний.

Степові ріки маловодні, особливо влітку. Тут протікають великі транзитні ріки – Дніпро і Південний Буг. Озера в основному приморського лиманного типу, частина з них солоні. Високою мінералізацією характеризуються місцеві річкові і ґрунтові води. Вміст солей у них сильно змінюється, іноді досягає 50 г/л. Засолення переважно сульфатне, хлоридно-сульфатне, у Присивашші – хлоридне. Болiт у степовій зоні дуже мало: Кардашинське в межирічному пониззі Олешківських пісків, у плавнях нижньої течії рік Дніпро, Дністер і Дунай.

Тваринний світ сучасних степів України представлений зайцями-русаками, гризунами (ховрашки, хом'яки, бабаки, миші, рідко тушканчики), хижаками (вовки, лисиці, тхори, борсуки), зустрічаються козулі, кабани; із птахів звичайні жайворонки, перепелиці, куріпки, є дрохви, орли, сови. З плазунів часті степова гадюка, полоз, ящірка. Численні комахи, зв'язані з трав'янистим покривом і водоймами. Зміна степів людиною (розорювання земель, формування сільськогосподарських, селітебних і промислових ландшафтів) суттєво вплинула на кількісний і видовий склад тваринного світу. Змінилося співвідношення видів у характерних біотопах, дещо варіювали біотопи – водно-болотні, чагарникові, лісові, долинно-лісові, прибережно-морські, озерно-степові. У свою чергу життєдіяльність тварин істотно впливає на стан посівів, пасовищ, косовиць, лісосмуг. Особливо великі втрати сільського господарства від гризунів.

Степова зона – це найбільш освоєні території держави. Орні землі складають близько 80 % її земельного фонду (до 48 % ріллі держави). Тут вирощують зернові

(близько 50 % оброблюваних земель), головним чином – озиму пшеницю, кукурудзу. З технічних культур переважають соняшник (понад 60 % усіх його посівів в Україні), соя, лікарські та ефіроолійні (коріандр, шавлія, лаванда). На північному заході зони, у північних степах вирощують цукровий буряк. У степовій зоні повсюдно поширені баштанні, багато садів і виноградників. Сприятливі тут умови і для овочівництва та продуктивного кормовиробництва (при зрошенні).

Українські степи багаті природними ресурсами – корисними копалинами, рівнинними землями, родючими ґрунтами, південним теплом і світлом, прісними водами великих рік. Це реальні передумови для розвитку сільського господарства на промисловій основі з послідовним подоланням несприятливих природних умов.

У степовій зоні для сільськогосподарського виробництва несприятливими факторами є недостатня зволоженість території, ерозія земель у результаті зливових літніх опадів, часті посухи, суховії, пилові бурі, природна і зв'язана зі зрошенням засоленість ґрунтів. Основні меліоративні заходи зонального значення – штучне зрошення, полезахисне лісонасадження, розсолення ґрунтів, запобігання вторинному засоленню при зрошенні, боротьба з ерозією. По всьому Степу проводяться лісонасадження лісівницького, комплексного протиерозійного і меліоративного призначення. Примітний лісівницький досвід вітчизняних учених – створення „лісових дач", закладених ще в XIX столітті. Лісосмуги є прикладом багатоцільових меліоративних насаджень, як і соснові ліси Олешківських пісків, що закріпили площі сипучих пісків нижнього Дніпра.

Суцільне розорювання земель, лісонасадження, меліорація ґрунтів – ці антропогенні зміни, фактично перетворення природи степів, недавні, їм не більше 150-200 років. Степи – території, що зазнали найтриваліших і значних змін внаслідок діяльності людини в помірному поясі. Заселення степів відбулося ще в палеоліті. Тисячоліттями тут випасали худобу, займалися осередковим землеробством. Поступово зубожів рослинний і тваринний світ степів. Тривалий час вплив людини на природу залишався значним, але нерівномірним, розосередженим.

У сучасних українських степах свідками історичного минулого залишилися зруйновані часом могили-кургани, на яких раніше маячили статуї кам'яних бабів. Вони й зараз стоять на курганах у Хомутовському Степу, в Асканії Новій. Заповідники, що зберігаються людиною, вражають багатством степової природи, не завжди барвистої, але дивно гармонійної.

Питання посушливості, безлісся і походження степів тісно сполучені між собою. Спроби їхнього наукового розв'язання мають давню історію. Сучасні уявлення вчених зводяться до двох поглядів. Деякі вітчизняні дослідники дотримуються гіпотез про споконвічне безлісся степів внаслідок різних природних причин. Інші вчені, не відкидаючи природних причин, що є вирішальними в остаточному становленні сучасної природи степів, вважають головним антропогенний вплив.

За типовими і особливими властивостями ландшафтів, за тепловим режимом, зволоженням, ґрунтово-рослинними умовами і характером природокористування Степову зону України розділяють на три підзони: *північностепову, середньостепову* і *сухостепову*, а кожну підзону – на ряд фізико-географічних провінцій і областей. Причини внутрішніх відмінностей степів криються в поєднанні і просторовому накладенні зональних, провінційно-континентальних і регіональних закономірностей диференціації природних умов. З'ясування цих закономірностей – важлива передумова раціонального природокористування.

Для оптимізації природокористування в степовій зоні необхідні ландшафтні дослідження – вивчення взаємодії ландшафтів природних і меліоративних, прогноз меліоративного впливу на ландшафти і „поведінка" меліоративних ландшафтів. При проектуванні меліоративних систем необхідно враховувати особливості ландшафтної структури територій, які зазнали меліорацій, прямі і зворотні зв'язки типу природний комплекс – меліоративна система. Важливою задачею залишається ліквідація дефіциту вологи і керування водним режимом меліоративних ландшафтів для запобігання вторинному засоленню. Актуальне створення такої просторової структури біотичного компонента ландшафту, яка при збереженні інтенсивного господарського використання зони могла б протистояти суховіям і пиловим бурям. Крім того, необхідна раціоналізація природокористування шляхом введення контурної організації землекористування. Степові ландшафти України мають широку мережу заповідних об'єктів.

Зональною рослинністю степів є асоціації трав'яних ксерофітів. Вони добре переносять посуху і складають основу степових фітоценозів. До XVIII ст. степи не освоювалися, тепер же природна рослинність збереглася лише в заповідниках, решта території розорана. Особливо характерні дерновинні (щільнокущові) злаки з вузькими листовими пластинками (посухостійкі види типчаків і ковили). Серед різнотрав'я теж переважають посухостійкі види (шавлія поникла, буркун колючий). Зустрічаються й бобові: еспарцет, різні види конюшини, астрагала. Дуже поширені ефемери – однорічні рослини, життєвий цикл яких триває лише кілька тижнів у період із достатньою зволоженістю ґрунту (весною). Протягом цього часу вони встигають сформувати насіння, яке осипається і зберігається в ґрунті до наступного вологого періоду (наприклад, хрінниця смердюча). На відміну від них, степові ефемероїди – багаторічні трав'янисті рослини, що вегетують весною при наявності достатньої кількості вологи (тонконіг цибулястий, різні види тюльпана). Ліс зберігся лише на окремих ділянках у долинах рік, заплавах, байраках тощо.

Неоднорідність умов зволоження зумовила різноманітність рослинного покриву і тому з півночі на південь найпродуктивніші різнотравно-типчаково-ковильні степи змінюються типчаково-ковильними, а ці – найбіднішими полинно-типчаковими асоціаціями.

25.2. Чорноземи Степу (Chernozems, Black earths)

Зональним типом ґрунтів Степу є чорноземи. Відповідно до трав'яних асоціацій формуються різні їх підтипи: під різнотравно-типчаково-ковильними степами – чорноземи звичайні; під типчаково-ковильними – чорноземи південні.

Загальні риси чорноземоутворення в Степу аналогічні лісостеповим чорноземам. Велику роль у їх формуванні відігравали дощові черви та землерії – перемішували та оструктурювали ґрунт. Степові чорноземи характеризуються менш інтенсивною міграцією карбонатів, більш слабким їх виносом. Тому карбонати у Степових чорноземів вимиті неглибоко, підзолистий процес не відбувається, інколи на деякій глибині зустрічаються солі й гіпс. Найбільш типові для чорноземоутворення

процеси в Степу йдуть у його північній частині, де розповсюджені чорноземи звичайні. На південь від указаної підзони збільшується дефіцит вологи, зменшуються кількість рослинного опаду та глибина залягання кореневої системи, що зумовлює зменшення потужності гумусового профілю й кількості гумусу (табл. 61, рис. 98, с.359).

Таблиця 61

Порівняльна характеристика підтипів чорноземів Степу

Підтипи чорноземів	*Гумус, %*	*Сгк:Сфк*	*pH*	*Склад ввібраних катіонів*	*ЄП, мг-екв/100 г ґрунту*	*СНО, %*	*Потужність Н+НР, см*
Звичайні	6–8	1,5–3,0	7,0–7,3	Ca^{2+}, Mg^{2+}, (Na^{+})	40–55	100	50–120
Південні	3–6	1,5–3,0	7,5–8,0	Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}	30–40	100	25–70

Звичайні чорноземи зустрічаються в північному Степу. За ознаками близькі до типових, але у зв'язку з дещо ослабленим процесом гумусоакумуляції потужність гумусованого горизонту менша, хоча вміст гумусу у верхньому їх горизонті може бути навіть вищим. Карбонати залягають, починаючи з нижньої частини Н-горизонту, у вигляді "білоочок", псевдоміцелію. Іноді в материнській породі зустрічається гіпс. Значна кількість гумусу, повна насиченість основами, близька до нейтральної реакція ґрунтового розчину, а також середній гранулометричний склад сприяють утворенню в цих ґрунтах агрономічно-цінної водостійкої структури.

Південні чорноземи сформувались у південній частині Степу, межують із каштановими ґрунтами. Карбонати починаються з Н-горизонту, неглибоко залягає гіпс, профіль малопотужний (50-60 см), часто – слабодиференційований через незначну солонцюватість, яка проявляється в ущільненні перехідного горизонту. Характерною ознакою цих ґрунтів є наявність у перехідному до породи горизонті скупчень карбонатів у вигляді „білоочок". Часто в самій породі на глибині 2-4 м можна знайти друзи гіпсу.

Характеристика *родів* і *видів* аналогічна чорноземам Лісостепу. У зв'язку з тим, що в південному Степу ґрунтоутворюючі лесоподібні породи часто бувають засоленими і містять багато натрію, то чорноземи південні також бувають засоленими і солонцюватими. У чорноземах солончакуватих (містять малорозчинні солі) профіль майже не змінюється порівняно з незасоленими відмінами. Найбільше зазнає змін структура ґрунту, стаючи неводостійкою і здатною до руйнування. При осолонцюванні (насиченні вбирного комплексу обмінним натрієм) чорноземів відбуваються морфологічні зміни профілю ґрунту. Вони проявляються в освітленні і розпиленні структури верхнього горизонту, в переміщенні колоїдів униз за профілем і значному ущільненні нижніх шарів ґрунту. При змочуванні такі ґрунти набрякають, запливають, стають липкими, а при підсиханні – зцементовуються, розтріскуються і розпадаються під час обробітку на злиті і тверді брили.

25.3. Каштанові ґрунти сухого Степу (Chestnut soils, Kastanozems)

На півдні України знаходиться Причорноморська низовина. Її поверхня плоско-рівнинна, має абсолютні висоти 150-120 м. Низовина поступово знижується до Чорного моря. Для її *рельєфу* характерні так називані степові блюдця і поди. Частиною Причорноморської низовини є Північно-кримська рівнина на Кримському півострові. Її поверхня поступово знижується до Сиваша. Абсолютні висоти рівнини не перевищують 40 м над рівнем моря. Ця територія є підзоною сухого Степу з субаридним континентальним кліматом, коефіцієнт зволоження 0,35-0,5, зі значними добовими та сезонними амплітудами температури. Тип водного режиму непромивний і випітний. *Рослинність* трав'яна сухо-степова з бідним видовим складом, розрідженим і низькорослим (до 30-40 см) травостоєм. Переважають вузьколисті дернинні злаки та посухостійкі види ковили. В північній частині зони – типчаково-ковильна, в середній – полинно-ковильно-типчакова, на півдні – полин, прутняк. Розвивається ефемерна та ефемероїдна рослинність, на 1 м^2 налічується 10-15 видів рослин. У западинах рельєфу зустрічаються чагарники, в заплавах – ліси. Щорічний приріст фітомаси незначний: 8–10 ц/га надземної та 30–40 ц/га підземної частин, рослинний опад високозольний (~ 600 кг/га зольних елементів).

Каштанові ґрунти – це зональний тип ґрунтів сухих суббореальних степів.

У світі вони займають величезну площу – 269 млн. га, на території СНД ~107 млн. га, в Україні ~2 млн. га. В Україні вони розповсюджені в південній частині Одеської, Херсонської, Миколаївської областей, на півночі Криму. На території СНД каштанові ґрунти утворюють смугу, що починається на півдні Молдови, тягнеться через Україну – східне Передкавказзя, середнє і нижнє Поволжя, Казахстан, східний Сибір до Забайкалля. Великі масиви цих ґрунтів є на території Монголії, Китаю, півдня Румунії, у внутрішніх засушливих районах Північної Америки (штат Міссурі, провінція Саскачеван) тощо.

Генезис каштанових ґрунтів пов'язують з особливостями трав'яної рослинності в умовах посушливого клімату. Головні процеси при утворенні каштанових ґрунтів ті ж, що й при чорноземоутворенні, тобто дерновий процес та міграція карбонатів. Але дерновий процес у даному випадку достатньо ослаблений, причиною чого є уповільнений темп гумусоутворення у зв'язку з малим об'ємом фітомаси, яка надходить у ґрунт через розрідженість рослинного покриву та у зв'язку з несприятливими гідротермічними умовами. У результаті кореневі системи, споживаючи вологу опадів, проникають на меншу глибину і це зумовлює невелику потужність їх профілю. Загальна потужність профілю у глинистих відмінах сягає 50-60 см і дещо більша в суглинистих.

Міграція карбонатів також менш інтенсивна, ґрунт промивається на меншу глибину й карбонати знаходяться вище, ніж у чорноземів. Особливістю генезису каштанових ґрунтів є майже обов'язковий процес осолонцювання, тому що рослинні залишки високозольні, материнські породи переважно засолені, ТВР випітний.

Будова профілю каштанових ґрунтів подібна на чорноземи, особливо південні:

Нд – слаборозвинена дернина;

Н(к) – гумусовий, каштанового забарвлення з бурувато-сірим відтінком, порохувато-дрібнозернистий, нерідко шаруватий, потужністю 15–30 см;

Нрк/s – верхній перехідний, сірувато-бурий, великогрудкуватий або грудкувато-призматичний чи горіхуватий, карбонатний, потужністю біля 10 см;

Phкs – нижній перехідний, неоднорідно забарвлений бурувато-жовтий,

призмоподібний, ущільнений, карбонати у вигляді "білоочок", часто засолений, потужністю 50–100 см;

Рκs – материнська порода, переважно засолений лес – карбонатний, загіпсований.

Каштанові ґрунти поділяються на три типи: темно-каштанові з вмістом гумусу 4,0-5,0%, каштанові – 3,0-4,0 і світло-каштанові – 2,0-3,0%. Каштанові ґрунти дуже часто солонцюваті, що проявляється в диференціації профілю за Е-І типом, лужній реакції середовища, наявності Na^+ в ГПК, ущільненні перехідного горизонту, гірших, ніж у чорноземів, водно-фізичних властивостях.

На території України в зоні сухого Степу світло-каштанові ґрунти не зустрічаються, а сформувалися лише темно-каштанові і каштанові. **Темно-каштанові** утворились під типчаково-ковильними степами. Характерною ознакою їх є помітна диференціація профілю за елювіально-ілювіальним типом, яку можна визначити як морфологічно, так і за даними гранулометричного аналізу. Порівняно з чорноземами південними солонцюватими, горизонт вмивання проявляється чітко лише за ущільненням і призматичною структурою.

Каштанові ґрунти поширені вузькою смугою в Присиваško-Причорноморській зоні і не утворюють суцільних масивів, а залягають у комплексі з солонцями каштановими. Ознаки солонцюватості в них добре помітні, ліпше розпізнаються гумусо-елювійований та ілювіальний горизонти. Ці ґрунти мають меншу глибину гумусового шару, ніж темно-каштанові. Карбонати закипають на глибині 35-40 см, максимальне їх нагромадження – на глибині 50-55 см, гіпсу – 150-170 см, легкорозчинних солей – близько 1,6 м. Суттєво за властивостями виділяються світло-каштанові ґрунти, які в переважній більшості солонцюваті **(Не+Hpsl+Phsк+Рκs)**.

Підтипи каштанових ґрунтів розрізняються за вмістом гумусу та іншими загальними властивостями (табл. 62, рис. 99, с.360).

Таблиця 62

Порівняльна характеристика каштанових ґрунтів

Підтипи	*pH*	*Гумус, %*	*Глибина, см*				*ЄП, мг-екв/100 г ґрунту*	*Обмінні катіони*
			H+HP	*заки-пання*	*залягання*			
					солей	*гіпсу*		
Темно-каштанові	7,0–7,3	4–5	35–50	45–50	~200	~200	30-35	Ca^{2+}, Mg^{2+}, (Na^+ < 3% ЄП)
Каштанові	7,2–7,4	3–4	30–40	35–40	~180	~160	20–30	Na^+ > 3% ЄП
Світло-каштанові	7,3–7,5	2–3	25–35	25–30	~150	~120	15–25	Na^+ > 6% ЄП

Профіль каштанового несолонцюватого (що рідко трапляється) ґрунту не диференційований за SiO_2 та R_2O_3. Вміст гумусу в Н-горизонті складає від 2 до 5 % і поступово зменшується вниз по профілю, відношення Сгк:Сфк >1 у верхніх горизонтах і менше 1 в підгумусному горизонті. ГПК повністю насичений катіонами кальцію та магнію, реакція нейтральна або слаболужна по всьому профілю.

Каштанові ґрунти завжди мають карбонати безпосередньо під Н-горизонтом, на глибині 1-1,5 м багато з них накопичують гіпс та водорозчинні солі. Володіють задовільними водно-фізичними властивостями.

За родами каштанові ґрунти поділяються на *звичайні, солонцюваті, солонцювато-солончакуваті, залишково-солонцюваті, солонцювато-осолоділі, карбонатні, карбонатно-солонцюваті, глибокозакипаючі, неповно розвинені.* Види вирізняють за ступенем солонцюватості й за потужністю гумусованого горизонту (потужні – >50 см; середньопотужні –30-50; малопотужні – 20-30; дуже малопотужні – < 20 см).

25.4. Сільськогосподарське використання ґрунтів Степу

Окультурювання ґрунтів Степу, зміна їх властивостей під впливом господарської діяльності людини повинні бути спрямовані на:

– активізацію гумусонакопичення, зумовлену поглибленням орного шару, накопиченням переважно гумінових кислот, зв'язаних із кальцієм;

– зменшення і попередження осолонцювання ґрунтів і відкладення легкорозчинних солей у кореневмісному шарі ґрунту;

– посилення мікробіологічної активності в орному шарі, активізацію життєдіяльності мікрофлори, що бере участь у гуміфікації органічних решток;

– накопичення загального та доступних форм азоту.

При високому рівні окультуреності ґрунтів жодна з ґрунтових характеристик не лімітує урожайності. Ріст продуктивності ґрунтів обмежується перш за все кліматичними факторами і рівнем агротехніки.

Потенціальні можливості родючості чорноземних ґрунтів Степу при достатній кількості вологи майже не обмежені. Перспективний прийом кардинального регулювання водного режиму в степовій зоні – зрошення. Але воно повинно бути строго регульованим та обґрунтованим, тому що властивості чорноземів при неправильному зрошенні різко погіршуються.

При використанні *чорнозему звичайного* у зв'язку з небезпекою розвитку водної та вітрової ерозії необхідно застосовувати агротехнічні протиерозійні заходи, насамперед, основний обробіток ґрунту проводити із залишенням на поверхні стерні та рослинних решток. Важливо створити систему лісосмуг, практикувати смугове розміщення культур і кулісні посіви. Ефективним заходом є виведення з ріллі та залуження земель при крутизні схилу > 7°С, наорювання валів, проведення меліоративних і гідромеліоративних робіт. Головною умовою попередження розвитку ерозії в північному Степу є запровадження та дотримання ґрунтозахисних сівозмін і агротехніки.

Водно-повітряний режим чорноземів звичайних нестійкий і цілком залежить від погодних умов. Тому важливого значення в богарному землеробстві набуває боротьба за накопичення і збереження вологи. Зокрема, для озимих культур найбільш сприятливі умови вологозабезпеченості складаються при розміщенні їх по чорних і зайнятих парах. Найбільш родючими серед чорноземів звичайних є середньо-та важкосуглинкові різновиди. У ґрунтів, важчих за гранскладом, погіршуються водно-фізичні властивості, а чорноземи супіщані та піщані збіднені гумусом

й елементами живлення, а також відрізняються низькою водоутримуючою здатністю. Агрофізичні властивості чорноземів звичайних сприятливі для вирощування сільськогосподарських культур. Щільність ґрунту знаходиться в інтервалі оптимальних значень, а вміст водостійких агрегатів та загальна пористість орного шару – близькі до нього. За неправильного, несвоєчасного обробітку ґрунту спостерігається ущільнення орного шару, руйнування водостійкої структури, розпилювання агрегатів. Аналогічні тенденції простежуються й при зрошенні.

Агрохімічні властивості чорнозему звичайного здебільшого сприятливі. Тому внесення органічних і мінеральних добрив повинно бути спрямоване на підтримання бездефіцитного балансу гумусу, азоту, фосфору та калію. Для попередження негативних наслідків застосування мінеральних добрив необхідно періодично вносити в ґрунт кальцієвмісні сполуки.

Підвищення рівня ґрунтових вод, якщо це не пов'язано з осолонцюванням чи засоленням, поліпшує водний режим чорноземів звичайних. Такі ґрунти є потенційно більш родючими. Використання їх повинно бути спрямоване на попередження осолонцювання та втрат органічної речовини з орного шару.

Чорноземи південні та *темно-каштанові ґрунти* мають близькі показники продуктивності й потребують однотипних заходів підвищення родючості. Головним фактором, що лімітує продуктивність цих ґрунтів, є нестача вологи. Тому зрошення – необхідна умова формування високоокультуреного та родючого ґрунту. Від чорнозему південного до темно-каштанового ґрунту знижується ефективність чорного пару. Однак він ще забезпечує отримання вищих врожаїв озимих культур порівняно з непаровими попередниками.

Велике значення має оптимізація агрофізичних властивостей ґрунту, зокрема – підвищення пористості орного шару та вмісту водостійких агрегатів, а також зниження щільності. Ці зміни можливі при підвищенні вмісту гумусу в орному шарі ґрунту, особливо за рахунок гумінових кислот, зв'язаних із кальцієм.

Провідний фактор окультурювання цих ґрунтів – підвищення вмісту валового та доступних форм азоту за рахунок внесення органічних добрив, сівби бобових культур, а також збільшення вмісту доступного фосфору. В темно-каштанових ґрунтах підвищується вміст обмінно-поглинутих іонів натрію і магнію, що зумовлює погіршення агрофізичних властивостей, складу гумусу, проявляння фізичної солонцюватості або чіткого осолонцювання.

У процесі окультурювання в ґрунті необхідно знизити прояв осолонцювання і засолення. Для цього, крім внесення кальцієвмісних сполук, необхідна висока культура зрошення, тобто дотримання усіх технологічних умов, створення дренажних систем, впровадження нових прийомів зрошення. У протилежному випадку цілком можливі вторинне засолення та осолонцювання ґрунтів.

При залученні *каштанових* і *світло-каштанових ґрунтів* у сільськогосподарське користування й окультурення нівелюються основні діагностичні ознаки, за якими їх розрізняють, – вміст гумусу в орному шарі та його потужність. Тому властивості їх подібні. Продуктивність ґрунтів лімітує потужність орного шару, а також наявність і глибина розміщення "плужної підошви". Для збільшення потужності орного шару необхідно періодично приорювати верхній перехідний горизонт у тих випадках, коли це не призведе до посилення солонцюватості й засолення.

В посушливому Степу чорні пари стають неефективними, тому для створення висококультурного ґрунту і ефективного використання отриманого рівня родючості проводять зрошення.

Для підвищення продуктивності ґрунтів перш за все необхідно збільшити вміст доступних форм фосфору в орному шарі. Внесення фосфорних добрив на цих ґрунтах характеризується високою окупністю урожаєм. Другим елементом, що лімітує продуктивність, є азот. Тому першочергова умова окультурювання каштанових і світло-каштанових ґрунтів – підтримання високого азотного і фосфорного фонів. Вміст обмінного калію в ґрунтах високий. Однак при зрошенні варто підтримувати бездефіцитний баланс цього елемента шляхом внесення калійних добрив.

Важливим фактором окультурювання цих ґрунтів є оптимізація реакції ґрунтового розчину, яка в цих ґрунтах слаболужна і лужна. Найбільшу небезпеку при зрошенні викликає різке підвищення лужності ґрунту. ГПК характеризується низькими та середніми величинами ємності поглинання, порівняно високим вмістом іонів натрію, калію, магнію, що негативно впливає на агрофізичні та фізико-хімічні властивості ґрунтів. Збільшення частки катіонів кальцію в ГПК необхідне для підвищення родючості як каштанових, так і, особливо, світло-каштанових ґрунтів.

При окультуренні цих ґрунтів необхідно оптимізувати меліоративні показники, оскільки в масиві зрошуваних земель є ґрунти різного ступеня засолення й осолонцювання. Тому потрібно зменшити негативний вплив на рослини токсичних солей обов'язковими зимовими промивками та знижувати небезпеку осолонцювання ґрунтів шляхом внесення гіпсу.

Контрольні запитання та завдання

1. Охарактеризуйте трав'яну рослинність Степу України та її вплив на процеси ґрунтоутворення.
2. Обґрунтуйте основні властивості, агрогенетичну характеристику та сільськогосподарське використання чорноземів Степу.
3. Визначте відмінності між лучно-чорноземними ґрунтами та чорноземами.
4. Визначте умови ґрунтоутворення та основні ґрунтові процеси в степовій зоні.
5. Обґрунтуйте генезис, властивості та сільськогосподарське використання ґрунтів сухостепової зони.

РОЗДІЛ ДВАДЦЯТЬ ШОСТИЙ

ҐРУНТИ ГАЛОГЕННОГО РЯДУ

До формації засолених і лужних належать ґрунти, в утворенні яких брали або беруть активну участь легкорозчинні солі. До таких відносять солі, розчинність яких перевищує розчинність гіпсу в холодній воді, тобто 2 г/л. Це, наприклад, сода – Na_2CO_3, хлориди, сульфати, гідрокарбонати, борати тощо.

26.1. Засолені ґрунти, солончаки (Salty soils; Saline soils; Solonchaks)

Засолені – це такі ґрунти, що містять у всьому профілі або в його частині легкорозчинні солі в кількостях, шкідливих для рослин.

Шкідливість водорозчинних солей полягає в тому, що вони підвищують осмотичний потенціал ґрунтового розчину, чим погіршують постачання рослин водою через недостатню всмоктувальну силу кореневих систем. При цьому знижується транспірація, уповільнюється фотосинтез, погіршується мінеральне живлення. Деякі солі (сода) погіршують властивості ґрунту: він набухає, зменшується здатність колоїдів до коагуляції, збільшується їх рухомість, у результаті чого руйнується структурність ґрунту, росте його щільність тощо.

Найбільш шкідливі солі: Na_2CO_3, $NaHCO_3$, NaCl; шкідливі: $CaCl_2$, $MgCl_2$, Na_2SO_4; менш шкідливі: $MgSO_4$, $CaSO_4$. Джерелами солей у природі взагалі й у ґрунтах зокрема виступають такі процеси та об'єкти:

– вивітрювання порід, при якому утворюються різноманітні солі, які з водами мігрують в океан або безстічні басейни на суші. Це процес глобальний, входить у великий кругообіг речовин і завдяки йому щорічно утворюється близько 3 млрд. т водорозчинних сполук;

– соленосні гірські породи, які утворюються на дні морів та океанів і в результаті тектонічних рухів земної кори виходять на поверхню, де виступають у ролі ґрунтотворної породи;

– мінералізовані ґрунтові води, що знаходяться на глибині 2–7 м і впливають на процес ґрунтоутворення;

– виверження вулканів;

– перенесення солей вітром із моря на сушу (імпульверизація);

– атмосферні опади (максимальний вміст солей у них може складати 400 мг/л);

– деяка рослинність, яка підкачує солі завдяки їх біологічній акумуляції та наступній мінералізації фітомаси (солянки, курай);

– зрошувальні води, які можуть бути активним фактором вторинного засолення ґрунтів при неправильному зрошенні.

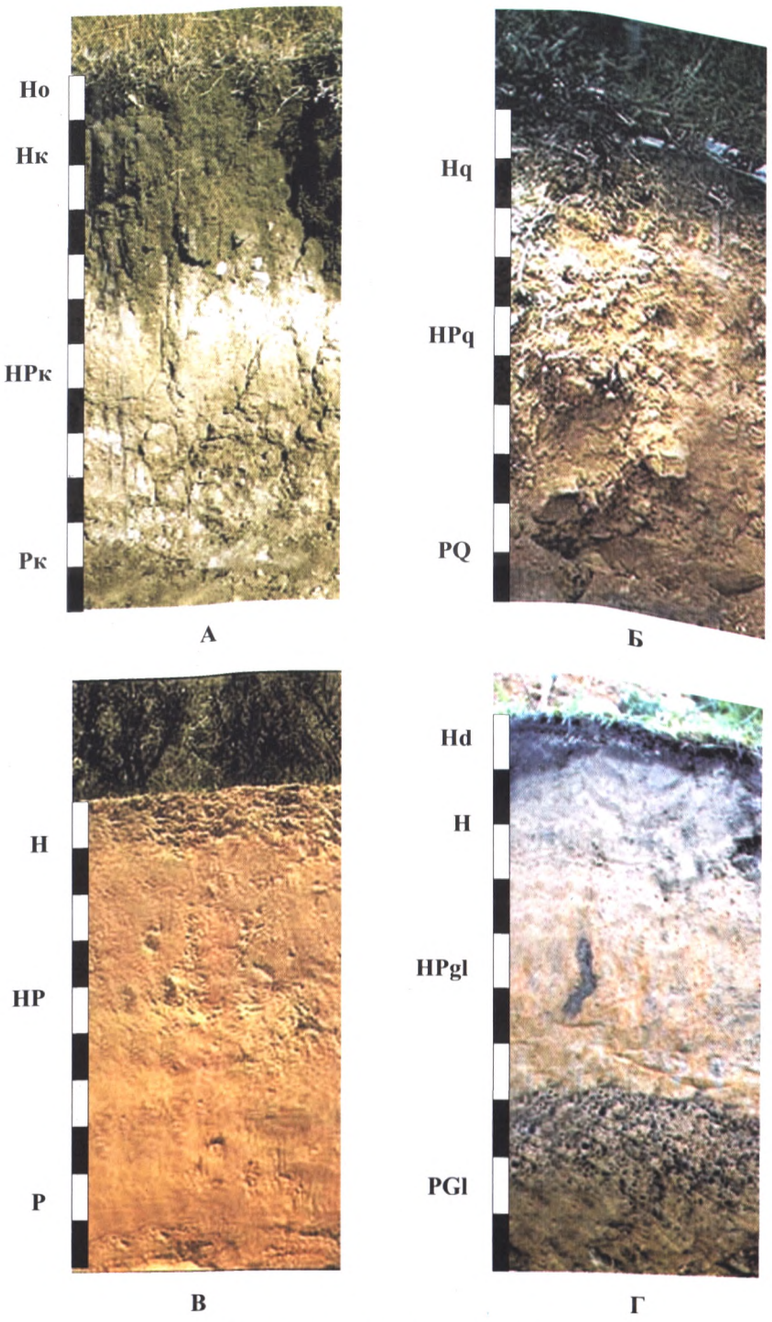


Рис. 90. Дернові ґрунти Полісся:
А – дерново-карбонатний; Б – дерновий літогенний;
В – дерновий боровий; Г – дерновий глейовий

Но – Лісова підстилка потужністю 3-5 см

Не – Гумусовоелювійований, світло-сірий або білястий, потужністю 5-30 см, дрібногрудкуватий з горизонтальною подільністю

Е – Підзолистий, у вигляді плям або суцільний, потужністю до 30см, білястий або зовсім білий, плитчастий, пластинчастий або лускуватий, часто зустрічаються конкреції $R(OH)_3$ із домішками гумусу й глинистих часток

І – Ілювіальний, темно-бурий (у легких червонувато-бурий), щільний, грудкувато-призматичний або горіхуватий, потужністю 20-120см, затікання органо-мінеральних колоїдів

Р – Материнська порода

А

Б

В

Г

Рис. 91. Дерново-підзолисті ґрунти Полісся:
А – будова профілю; Б – типовий ландшафт і характерна рослинність;
В – призматична структура ілювіального горизонта;
Г – різка границя між елювіальним та ілювіальним горизонтами

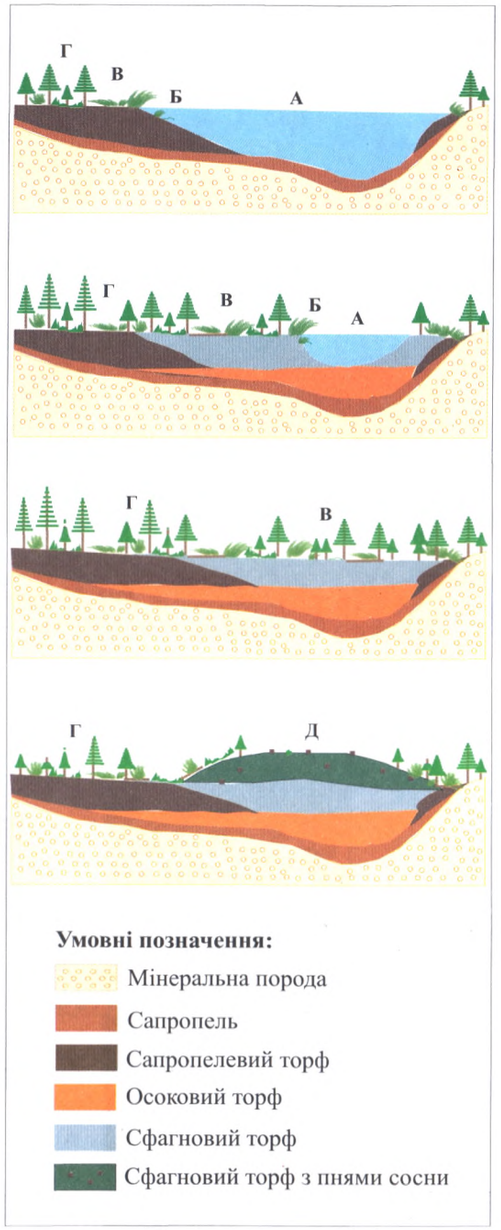


Рис. 92. Стадії заболочення водойми:
А - відкритий водний простір; Б - прибережна водна рослинність;
В - осокове низинне болото; Г - сосновий ліс на сфагновому болоті;
Д - випукле сфагнове болото

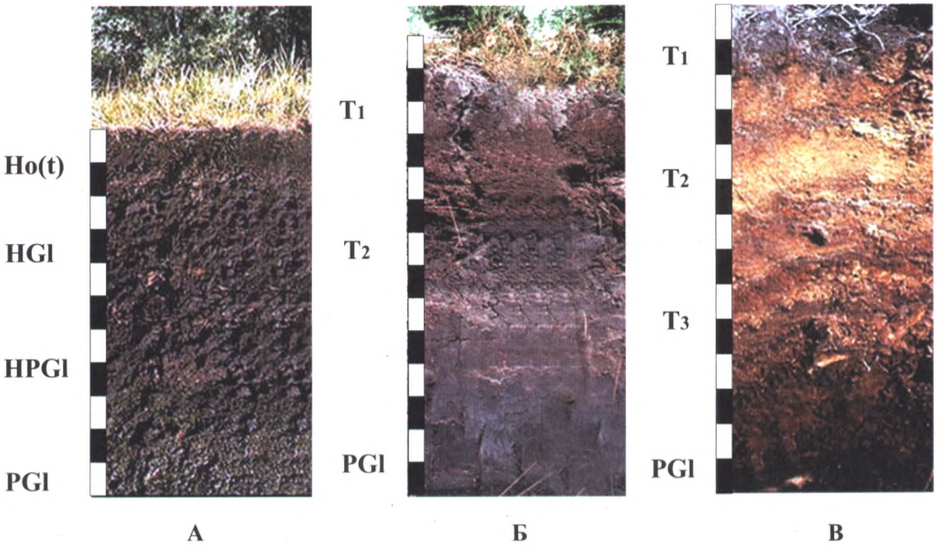


Рис. 93. Болотні ґрунти:
А - мінеральний болотний ґрунт ; Б - торф'яно-глейовий ґрунт;
В- торф'яний ґрунт

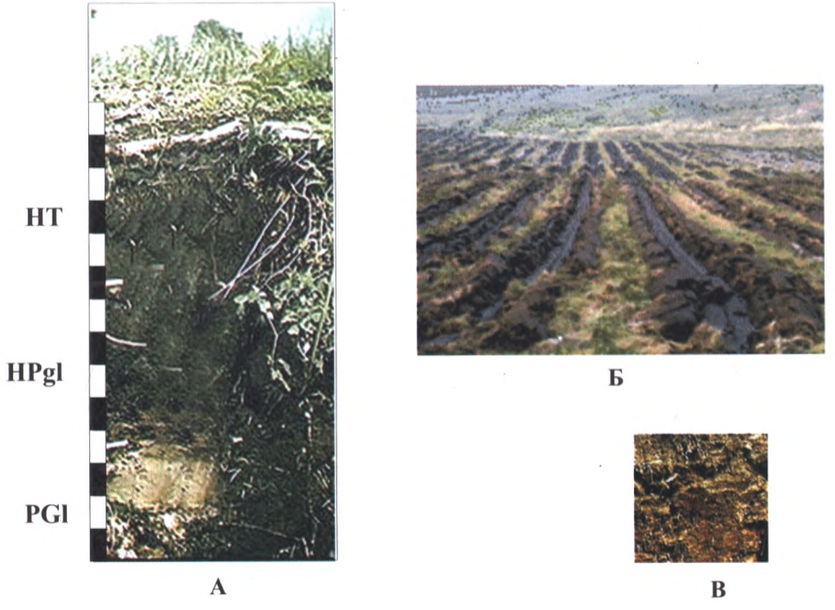


Рис. 94. Перегнійно-глейовий ґрунт:
А - будова профілю; Б - меліоративні заходи; В - торф

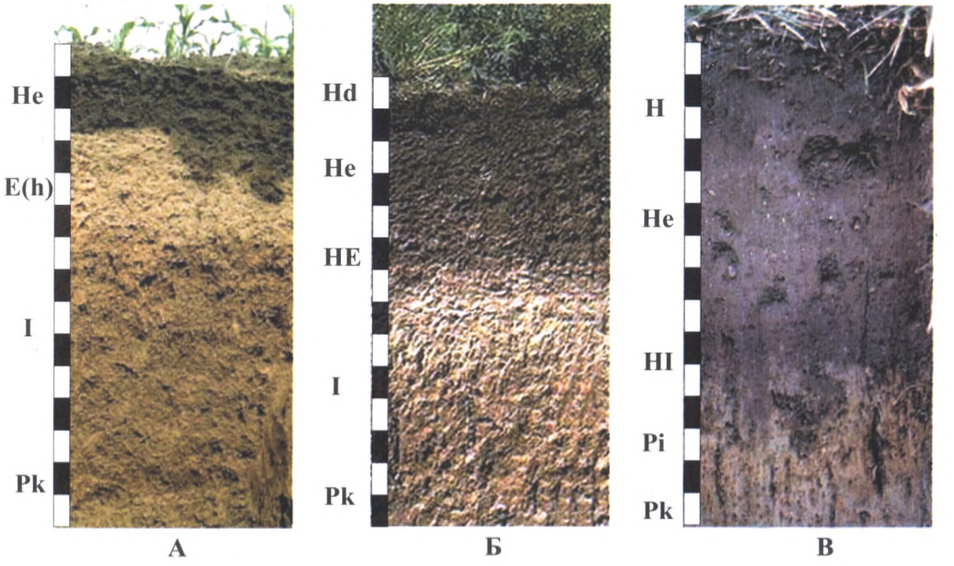


Рис. 95 Сірі лісові ґрунти Лісостепу:
А - світло-сірий лісовий; Б - сірий лісовий; В - темно-сірий лісовий

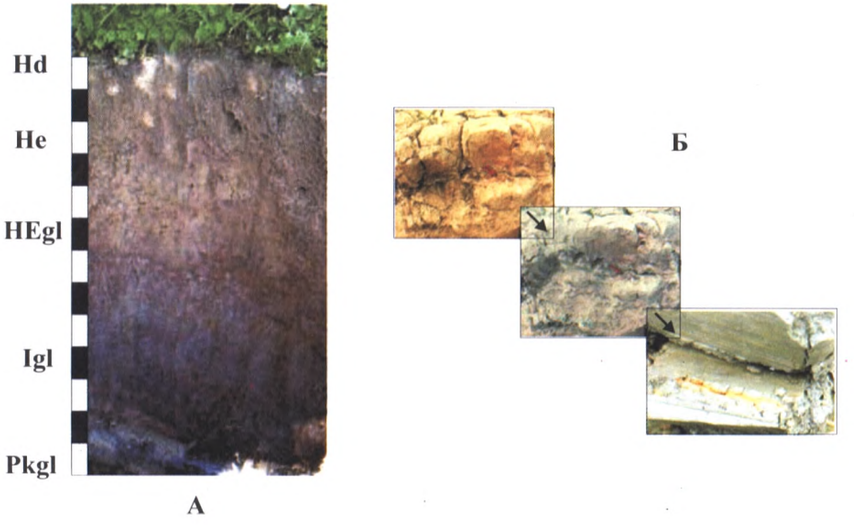
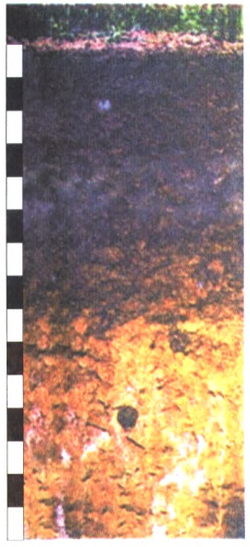


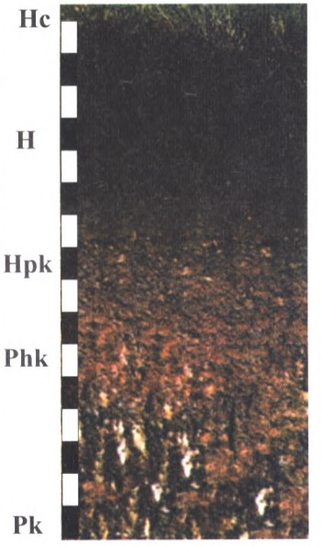
Рис. 96. Сірий лісовий глейовий ґрунт:
А - будова профілю; Б - втрата структурності ілювіального
горизонту внаслідок оглеєння

А



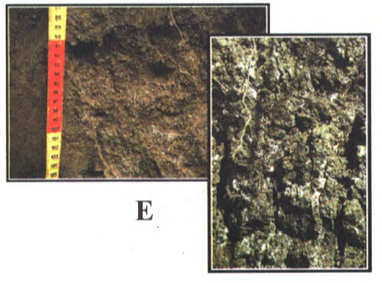
Б

В



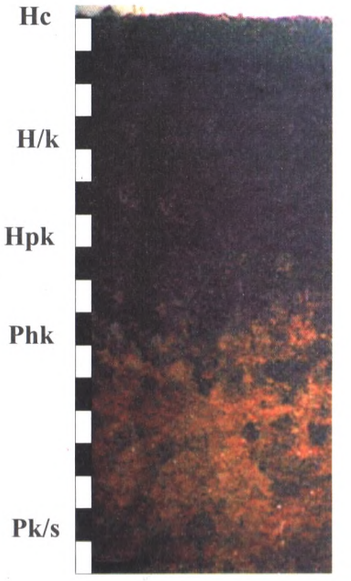
Г

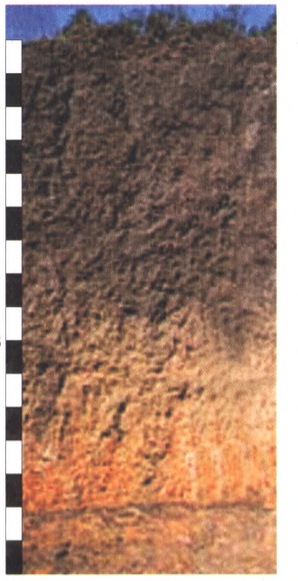
Д



Е

Рис. 97. Чорноземи Лісостепу:
А - типові ландшафти; Б - чорнозем опідзолений; В - чорнозем вилугований;
Г - чорнозем типовий; Д - зернистa структура поверхневих горизонтів;
Е - міцелярно-карбонатні новоутворення





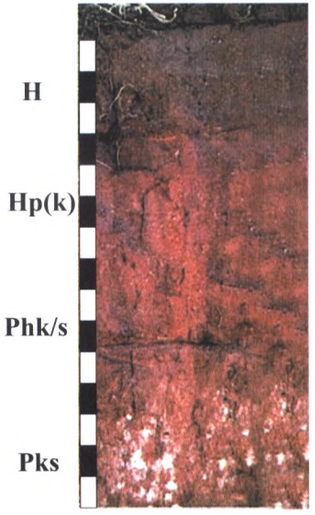
А Б

В

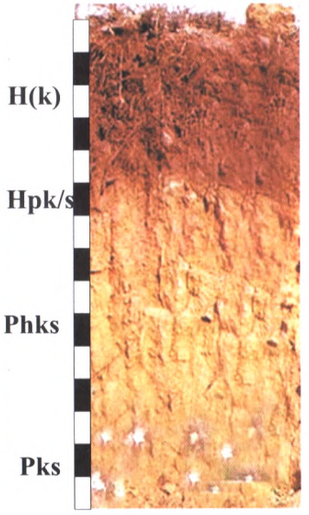
Г

Рис. 98. Чорноземи Степу:
А - чорнозем звичайний; Б - чорнозем південний; В - типовий степовий ландшафт;
Г - гіпсові новоутворення у материнській породі чорнозему південного

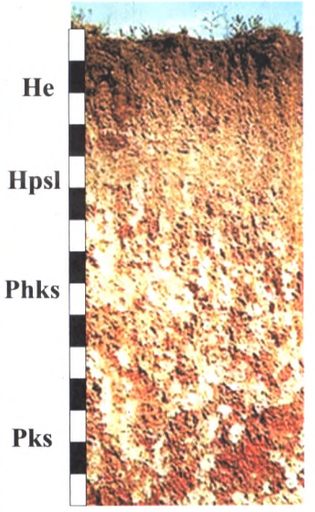
А



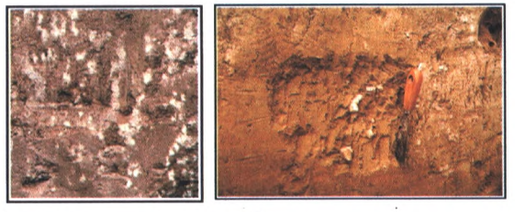
Б



В



Г



Д

Рис. 99. Каштанові ґрунти:
А - типові ландшафти та характерна степова рослинність;
Б - темно-каштановий; В - каштановий; Г - світло-каштановий;
Д - карбонатні новоутворення в межах перехідного горизонту

А

В

Г

Б

Д

Рис. 100. Солончаки:
А - автоморфний солончак;
Б - гідроморфний солончак;
В - типовий ландшафт та характерна галофітна рослинність; Г - кристали легкорозчинних солей на поверхні агрегатів і ґрунту;
Д - не ефективне сільськогосподарське використання без меліоративних заходів

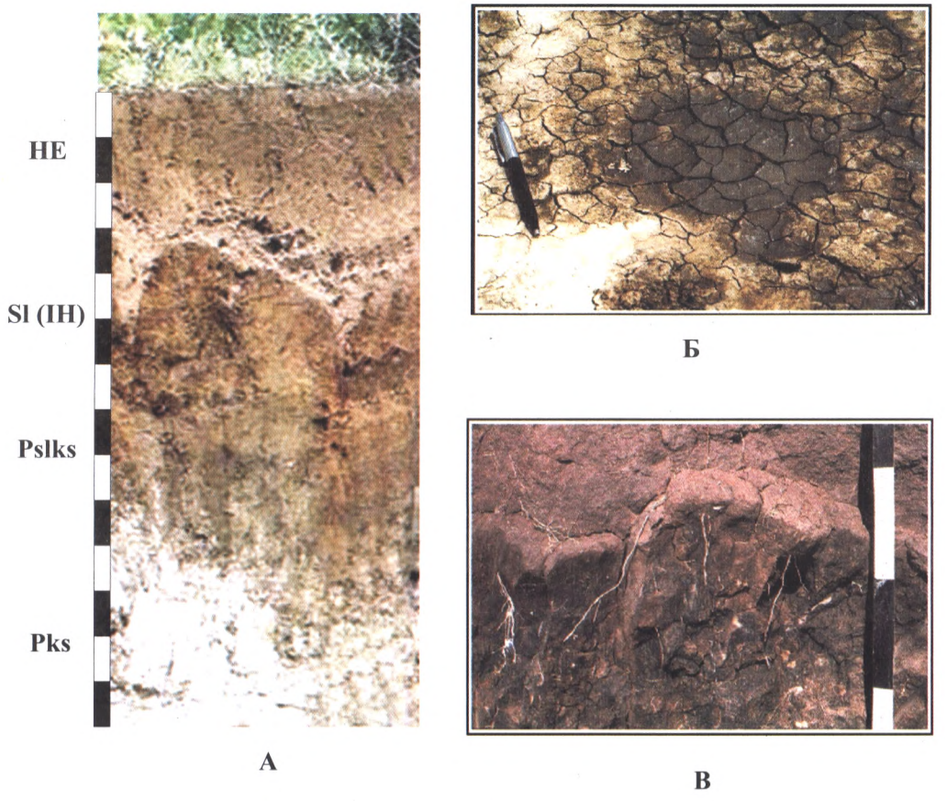


Рис. 101. Солонець:
А - будова профілю; Б - кірка на поверхні солонцю; В - солонцьовий горизонт

Рис. 102. Комплекси солонців з каштановими ґрунтами

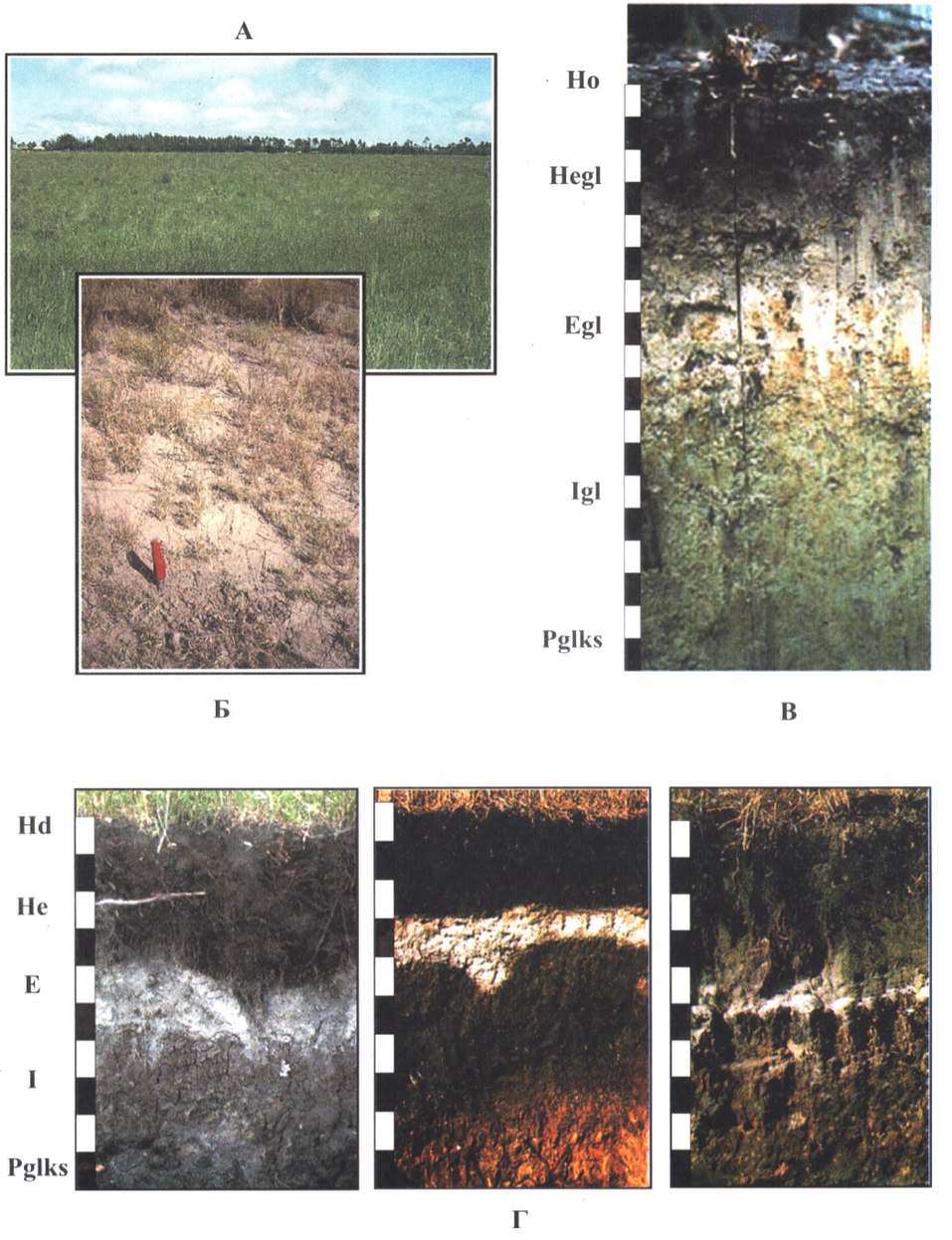
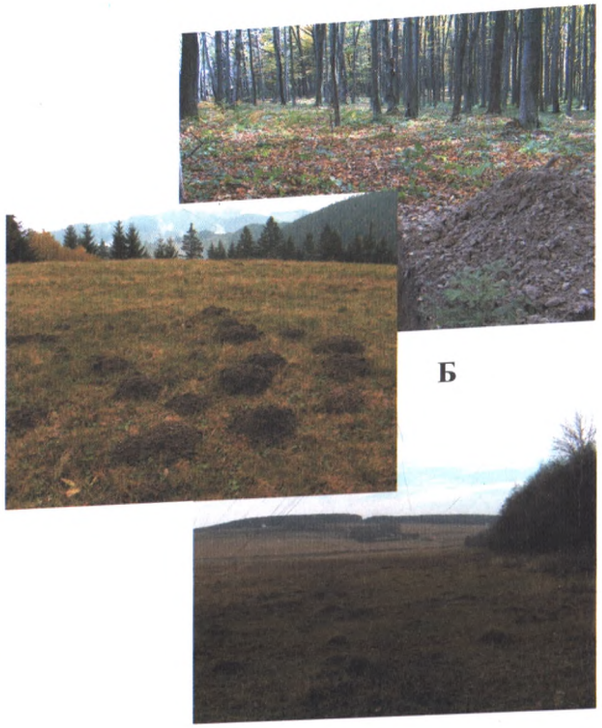


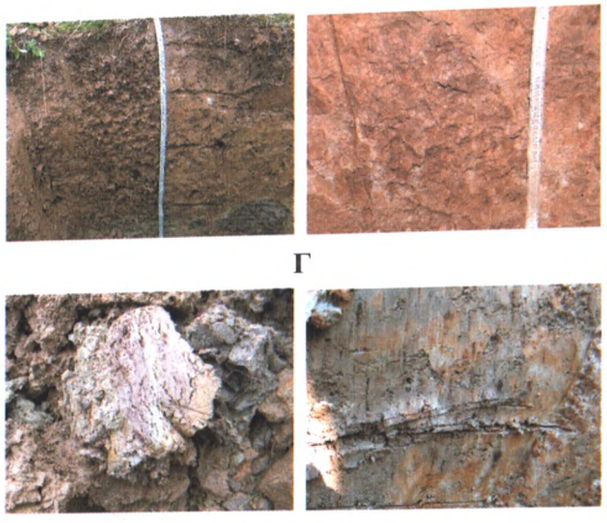
Рис. 103. Солоді:
А - поверхня гідроморфної солоді;
Б - поверхня напівгідроморфної солоді в посушливий період;
В - солодь лугова; Г - солодь лугово-чорноземна

А



Б

В

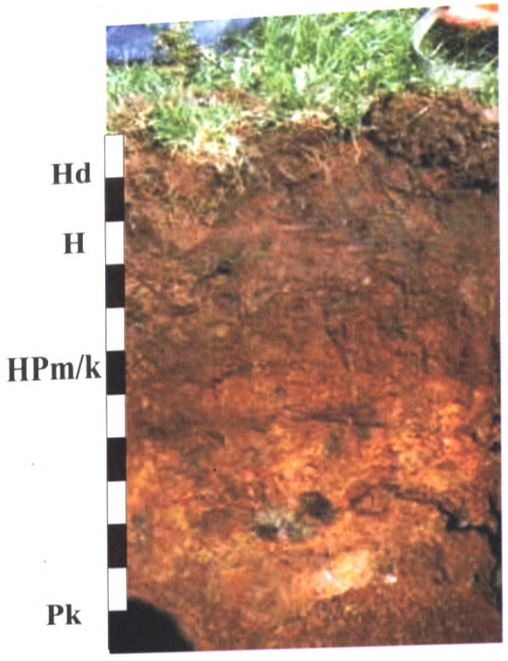


Г

Д

Рис. 104. Бурі лісові ґрунти:
А - профіль типового бурозему;
Б - типові ландшафти та характерна рослинність;
В - буроземно-підзолистий оглеєний ґрунт Передкарпаття;
Г - зовнішній вигляд метаморфізованого горизонту;
Д - оглеєння метаморфізованого горизонту та акумуляція залізо-марганцевих конкрецій

А



Б

В

Г

Рис. 105. Коричневий ґрунт:
А - типові ландшафти та характерна рослинність;
Б - профіль типового коричневого ґрунту;
В - залізисті плівки на поверхні агрегатів надають ґрунту специфічного коричневого кольору з металевим відтінком (рубефікація);
Г - акумуляція карбонатних новоутворень в метаморфізованому горизонті

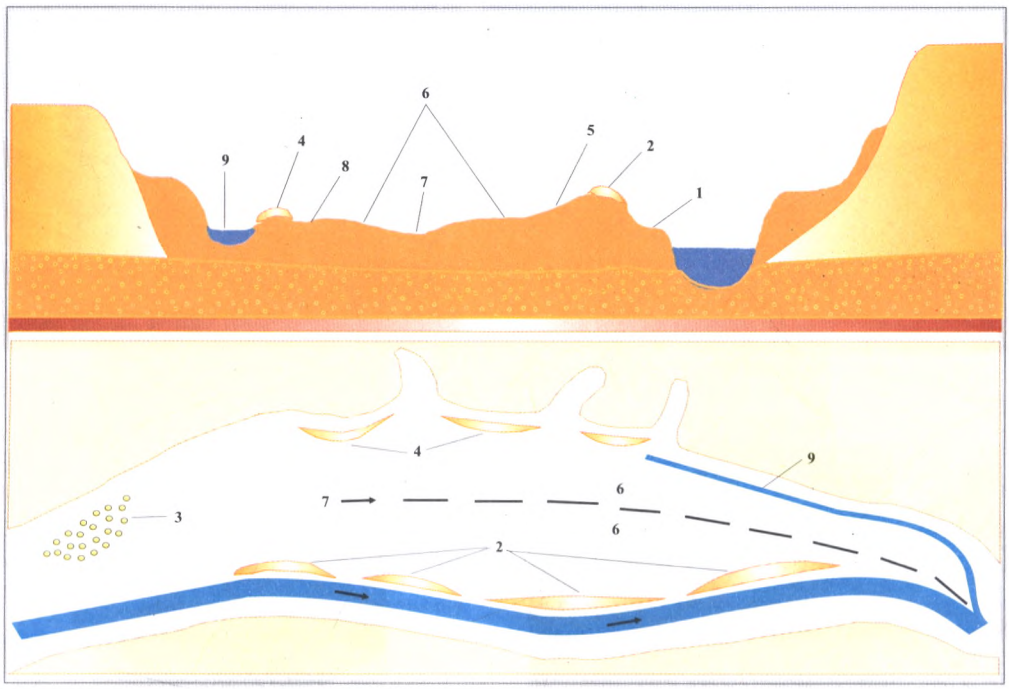


Рис. 106. Схема будови заплави (за В.Р.Вільямсом):
1 - линва; 2 - прируслові дюни; 3 - область максимального накопичення піску;
4 - притерасні дюни; 5 - прируслова заплава; 6 - центральна заплава;
7 - водостік (тальвег) центральної заплави; 8 - притерасна заплава; 9 - притерасна річка

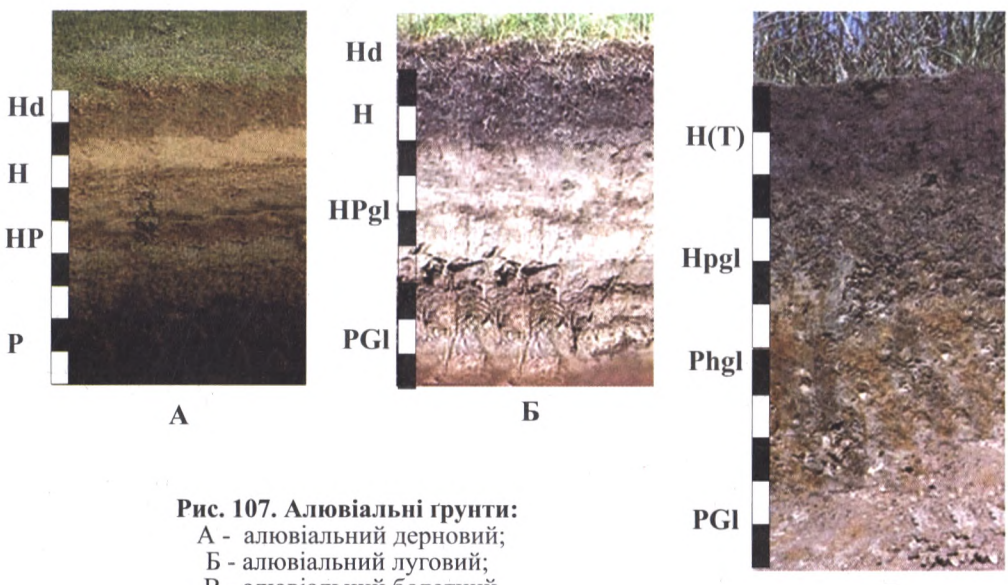


Рис. 107. Алювіальні ґрунти:
А - алювіальний дерновий;
Б - алювіальний луговий;
В - алювіальний болотний

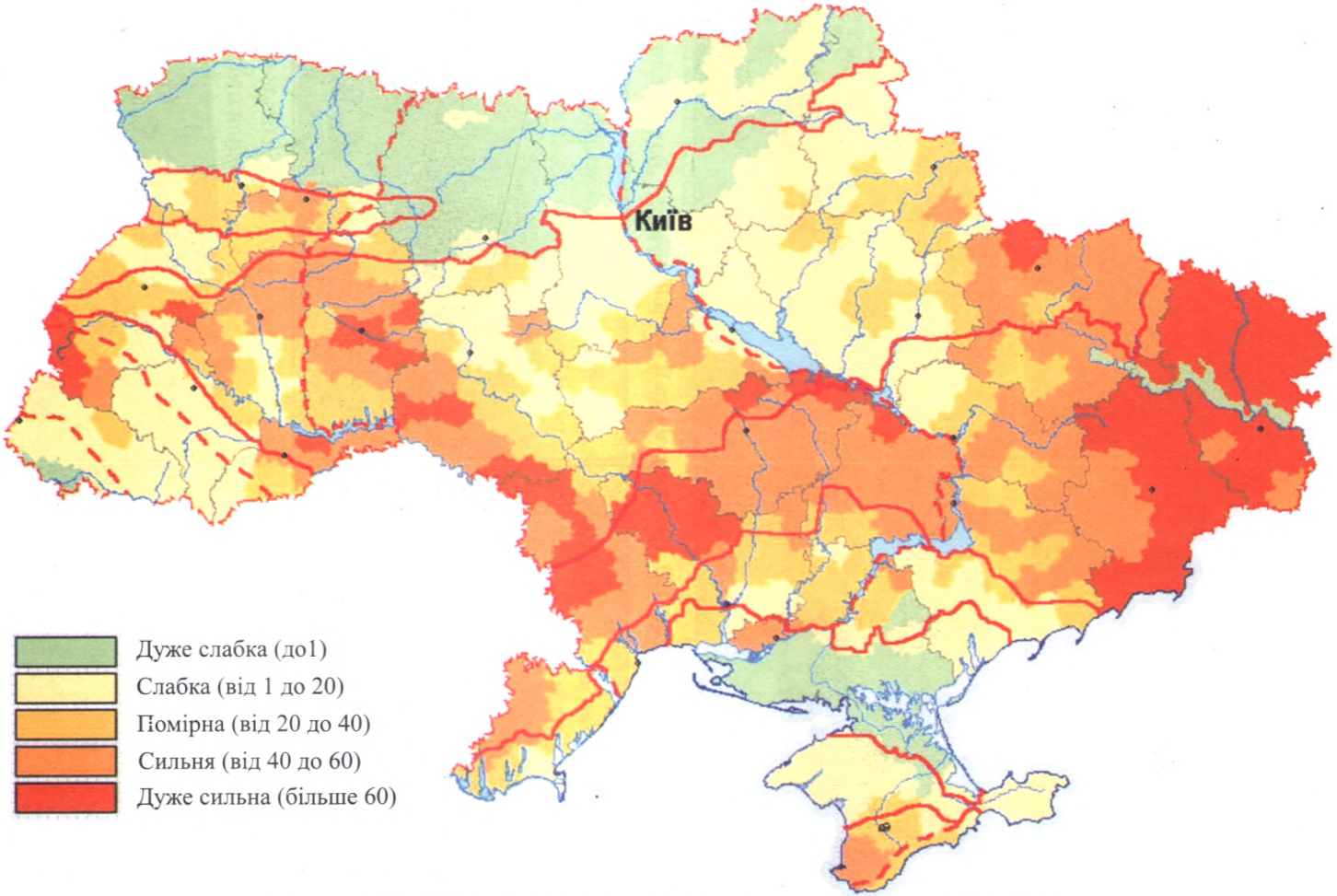


Рис. 107. Еродованість ґрунтів України (% від площі розораних земель)

Рис. 109. Водна ерозія та її наслідки

Рис. 110. Вітрова ерозія та її наслідки

Ці джерела діють на всій земній кулі, але засолені ґрунти займають порівняно незначну частину суші. Для їх утворення потрібне специфічне сполучення навколишніх умов: засушливий аридний клімат, при якому випаровуваність перевищує кількість опадів, тому солі не вимиваються з ґрунту; негативні форми рельєфу, де забезпечується накопичувальний баланс речовин.

У таких ландшафтно-геохімічних умовах у ґрунтах можуть накопичуватись різні солі. При дещо вологішому кліматі акумулюються менш розчинні солі, а легкорозчинні вимиваються. З посиленням сухості клімату в ґрунті зберігаються більш розчинні солі, наприклад хлориди.

Солончаки – один із типів засолених ґрунтів, які містять у шарі 0–30 см токсичну кількість водорозчинних солей.

Вивчення цих ґрунтів розпочали ще В.В.Докучаєв та М.М.Сибірцев, але всю групу засолених ґрунтів, у тому числі й солончаки, вони називали солонцями. Пізніше ці ґрунти стали об'єктом досліджень К.Д.Глінки, Н.А.Дімо, В.А.Ковди, О.М.Іванової, Н.Г.Мінашиної, українських ґрунтознавців О.Н.Соколовського, О.М.Грінченко, О.М.Можейко, Г.В.Новикової та ряду інших вчених.

Солончаки займають на планеті площу ~ 69,8 млн. га, на території СНД– ~ 20 млн. га, на території України зустрічаються локально по узбережжю Чорного моря, в Придніпров'ї, на терасах Південного Бугу, Дністра, Дунаю. Головні масиви розповсюдження солончаків на планеті: Азія – Аравійський півострів, Іран, Афганістан, Індія, Китай, Монголія, Туркменистан, Казахстан, Західносибірська низовина Росії; Європа – невеликі території на узбережжі морів та по терасах південних рік; Африка – узбережжя Середземного моря, басейн озера Чад, висохлі болота в дельті Нілу, безстічні впадини пустель; Південна Америка – південно-східне узбережжя Атлантичного океану; Північна Америка – степова частина Великих рівнин, пустельна частина Каліфорнії та північної Мексики; Австралія – плями на південному узбережжі, в пустелях, депресіях рельєфу, біля солених озер. Тобто солончаки – ґрунти інтразональні, але найчастіше вони зустрічаються в пустелях, напівпустелях, сухих степах, дуже рідко – в Лісостепу та Степу. *Характерна рослинність* – розріджені асоціації різних солянок, що характеризуються високою зольністю (20–30 %), глибокою кореневою системою, незначним приростом біомаси (~50 ц/га). *Клімат* напіваридний, аридний, коефіцієнт зволоження <0,6, ТВР – випітний. *Ґрунтотворні породи* різні за генезисом, в тому числі й морські, бувають як засолені, так і незасолені, найчастіше карбонатні. *Рельєф* переважно рівнинний. Процес ґрунтоутворення – галогенез, тобто засолення через причини, описані вище.

Типова будова профілю солончаку: **Hks+Hpks+Phks+Pks**. По всьому профілю спостерігаються вицвіти солей, але коли ґрунт вологий, солі знаходяться в розчині й непомітні. Якщо солончаки утворились при засоленні інших типів ґрунтів, то вони зберігають будову й морфологічні ознаки вихідного ґрунту, тому в профілі може бути різноманітний набір генетичних горизонтів. Профіль солончаків (рис. 100, с.361) недиференційований за SiO_2, R_2O_3 та гранскладом, бо солі викликають стійку електролітичну коагуляцію колоїдів і по профілю вони не переміщуються, інертні, не руйнуються. Гумусу загалом мало (~1 %), але іноді, якщо засолені пер-

винні високогумусні ґрунти, його вміст може сягати 5-7% і більше. ЄП невисока, 20 мг-екв/100 г ґрунту, залежить від мінералогічного та гранулометричного складу ґрунту. Склад ввібраних катіонів цілком визначається типом засолення ґрунту. Реакція нейтральна, слаболужна (pH = 7,3-8,0), якщо ж тип засолення содовий, то pH досягає 9-11. Карбонати помітні з поверхні. Водно-фізичні властивості солончаків добрі (крім содових). У солончаків, що містять соду, остання викликає стійку пептизацію колоїдів. Ґрунт у сухому стані стає дуже твердим, безструктурним, у вологому – в'язким, знову ж таки безструктурним, погано водопроникним тощо.

Розрізняють два типи солончаків – *автоморфні* й *гідроморфні*. **Автоморфні** солончаки приурочені до виходів на поверхню стародавніх засолених порід або утворились із гідроморфних у минулому солончаків при пониженні базису ерозії – наприклад на високих річкових терасах (РГВ>10 м), найчастіше зустрічаються в пустелях та напівпустелях. Підтипи їх діагностуються так: *типові* мають найхарактерніші їх ознаки; *літогенні* утворились на засолених материнських породах; *залишкові* – з гідроморфних; *еолово-пагорбкові* – в результаті імпульверизації; *отакирені* мають тріщинувату поверхню.

Гідроморфні солончаки формуються в умовах близького (0,5–3 м) залягання мінералізованих ґрунтових вод. Розповсюджені в зниженнях, лиманах, на днищах пересохлих озер, периферії боліт і солених озер тощо. Зовнішньо добре виділяються за наявністю вицвітів солей на поверхні (30–60 %), профіль оглеєний. Підтипи: *лугові* утворились при засоленні лугових ґрунтів, містять досить багато гумусу; *болотні* мають оглеєння по всьому профілю, іноді й оторфовані, утворилися при засоленні лугово-болотних та торф'яних ґрунтів; *сорові* утворились в результаті випаровування води з мілководних солених озер, покриті шаром солі, зовсім відсутня рослинність; *приморські*, що мають профіль, сильно засолений хлоридами, з багатьма черепашками, на глибині 1–2 м знаходиться гірко-солона вода; *мерзлотні* утворились на вічній мерзлоті; *вторинні* виникли при неправильному зрошенні; *отакирені* покриті мережою тріщин.

Роди солончаків виділяють за типом засолення, тобто за якісним окладом аніонів і, рідше, катіонів. На Україні переважає содове та хлоридно-сульфатне засолення ґрунтів. Види переважно встановлюються за характером розподілу солей: поверхневі (0–30см), глибокопрофільні (по всьому профілю); та за морфологією поверхні: кіркові (NaCl), пухкі (Na_2SO_4), мокрі ($CaCl_2$), чорні (Na_2CO_3).

Кількість солей у солончаках може коливатись від 1 до десятка процентів. У зв'язку з випітним ТВР характерний найбільший вміст солей у верхньому шарі ґрунту (до глибини 30 см), що є однією з діагностичних ознак солончаку.

Не всі ґрунти, які містять водорозчинні солі, належать до солончаків. До солончаків можна віднести тільки такий ґрунт, у якому вміст солей на глибині до 30 см перевищує поріг дуже сильного засолення (табл. 63).

Серед засолених ґрунтів виділяють також *солончакові* та *солончакуваті* різновиди зональних типів ґрунтів, найчастіше – лугових, чорноземів, каштанових, бурих напівпустельних та інших. Солончаковими називаються ґрунти, які містять також, як і солончаки, токсичну кількість солей, але не з поверхні, а нижче 30 см. Солончакуватими ж є ґрунти, що містять водорозчинні солі в будь-якій частині профілю, але в кількостях, менших від порога токсичності. При номенклатурі таких ґрунтів на рівні роду вказується хімізм (тип) засолення, наприклад темно-каштановий солончакуватий хлоридно-сульфатний ґрунт. Для номенклатури виду обов'язково визначається ступінь засолення ґрунту, тобто процентний вміст у ньому водорозчинних солей залежно від типу засолення. Меліорація та окультурення цих ґрунтів аналогічні солончакам.

Таблиця 63

Класифікація ґрунтів за ступенем засолення (сума солей в %)

Тип засолення	*Ступінь засолення*			
	слабкий	*середній*	*сильний*	*дуже сильний*
Хлоридний і сульфатно-хлоридний	0,1 – 0,2	0,2 – 0,4	0,4 – 0,8	>0,8
Хлоридно-сульфатний	0,2 – 0,4	0,4 – 0,6	0,6 – 0,9	>0,9
Сульфатний	0,3 – 0,4	0,4 – 0,8	0,8 – 1,4	>1,4
Хлоридно-содовий і содово-хлоридний	0,1 – 0,2	0,2 – 0,3	0,3 – 0,5	>0,5
Сульфатно-содовий і содово-сульфатний	0,15 – 0,25	0,25 – 0,4	0,4 – 0,6	>0,6
Сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатний	0,2 – 0,4	0,4 - 0,5	Не зустр.	Не зустр.

26.2. Солонці (Alcali soils, Solonets)

Солонці – це ґрунти, що містять у ввібраному стані велику кількість обмінного натрію (> 15% від ЄП) або, інколи, магнію (> 40% від ЄП) в ілювіальному горизонті.

Вони також належать до категорії засолених ґрунтів, але, на відміну від солончаків, у цих ґрунтах солі поширені не з поверхні, а з деякої глибини.

Близькі за властивостями до солонців також *солонцюваті* ґрунти – це будь-який ґрунт, що містить у ввібраному стані Na, але < 15% від ЄП. Для визначення ступеня солонцюватості ґрунтів використовують градації, запропоновані І.М.Антиповим-Каратаєвим: несолонцюватий ґрунт містить ввібраного Na < 3% від ЄП, слабосолонцюватий – від 3 до 5%, середньосолонцюватий – від 5 до 10%, сильносолонцюватий – від 10 до 15%. Солонці були об'єктом активних досліджень із самого зародження ґрунтознавства. Як вказувалось вище, основоположники цієї науки не відділяли їх від солончаків. П.А.Земятченський, К.Д.Глінка виділили солонці як самостійний ґрунтовий тип. К.К.Гедройц детально вивчив фізико-хімічну природу даного ґрунту. Пізніше великий вклад у дослідження солонців внесли В.А.Ковда, О.М.Іванова, І.Н.Антипов-Каратаєв, О.М.Можейко, О.М.Грінченко та інші. Світова площа солонців складає ~77,7 млн. га, на території СНД ~35 млн. га, на Україні – біля 0,25 млн. га. Приурочені в основному до сухих степів та напівпустель. На Україні основні площі солонців зосереджені в Степу, інколи – в Лісостепу. *Клімат* переважно субаридний із кількістю опадів 100-600 мм на рік, Кз ~ 0,2-0,9.

Рельєф рівнинний, але солонці часто формуються в западинах. *Ґрунтотворні породи* різноманітні за генезисом, в основному засолені. *Рослинність* своєрідна сухостепова солестійка з глибокою кореневою системою, з незначною біомасою, високою зольністю (полин, вінничя, камфоросма, ромашник, типчак). На поверхні ґрунту – діатомові водорості, дуже незначна кількість мезофауни.

В наш час існує декілька теорій щодо *утворення солонців*, які взаємно доповнюють одна одну. Теорія К.К.Гедройца найпоширеніша й пояснює генезис ґрунту з фізико-хімічного погляду. Згідно з цією теорією, солонці утворюються при розсоленні солончаків, засолених нейтральними солями натрію.

Розсолення – це вимивання солей із солончаку, яке може відбуватись при збільшенні вологості клімату, зниженні РГВ у результаті поглиблення базису ерозії на певній території або повільного підняття суші.

При пониженні РГВ випітний тип водного режиму змінюється непромивним. Процес розсолення проходить цілий ряд стадій. Перша – засолення ґрунтів солями натрію, тобто утворення солончаку, яке детально описано вище. Друга стадія – осолонцювання, тобто насичення ГПК натрієм і витіснення з нього інших катіонів:

$$[ГПК]Ca^{2+} + Na_2CO_3 \rightarrow [ГПК]2Na^{+} + CaCO_3.$$

Обмінний натрій різко змінює властивості ґрунту, гідратує колоїди, які набувають стійкості проти коагуляції, легко пептизуються, розчиняються у воді, переміщуються з нею, закупорюють пори. В результаті руйнується структурний склад ґрунту, при зволоженні він сильно набухає, а в сухому стані стає дуже твердим і щільним. Але всі описані властивості та явища починають проявлятись тільки після вимивання з верхніх горизонтів розчинних солей, які електролітично коагулюють ґрунтові колоїди, навіть насичені натрієм.

Третя стадія – власне розсолення солончаку. В цій стадії проходять такі процеси: а) вимивання солей із верхнього горизонту, поступове зменшення їх концентрації нижче порогу коагуляції; б) пептизація колоїдів, які у вигляді суспензії та золів вимиваються вниз, утворюючи горизонт Не (надсолонцевий), в) коагуляція (електролітична) вимитих колоїдів на певній глибині, яка визначається розташуванням у профілі попередньо вимитих солей. Тут утворюється ілювіальний (солонцевий) горизонт; г) утворення соди й виникнення в результаті цього лужної реакції середовища:

$$[ГПК]Na^{+} + H_2CO_3 \rightarrow [ГПК]Na^{+}, H^{+} + NaHCO_3$$
$$[ГПК]Na^{+} + Ca(HCO_3)_2 \rightarrow [ГПК]Ca^{2+} + NaHCO_3.$$

Утворена в результаті обмінних реакцій сода підвищує pH до 10-11. Під впливом сильно лужної реакції середовища частина колоїдів ґрунту розпадається, продукти лужного їх гідролізу також вимиваються вниз.

Профіль солонцю ділиться на ряд добре виражених горизонтів (рис. 101, с.362):

НЕ – гумусово-елювіальний (надсолонцевий), грудкуватий або пластинчастий, шаруватий, пористий, полегшеного гранскладу, світло-бурого або темно-сірого забарвлення залежно від зони розташування солонцю, потужність горизонту від 2 до 25 см, перехід різкий;

Sl (ІН) – солонцевий, ілювіально-глинисто-гумусовий, темніший за попередній, темно-бурий або бурий із коричневим відтінком, стовбчастої, рідше призматичної, горіхуватої або брилистої структури, на гранях агрегатів – глянцеве лакування, в сухому стані щільний, тріщинуватий, у вологому – в'язкий, безструктурний, потужністю 7–25 см і більше;

Pslks (Phiks) – підсолонцевий, світліший за попередній, призматичний або горіхуватий, містить гіпс, карбонати, солі;

Ркs – материнська порода, засолена, карбонатна, загіпсована.

Типи солонців виділяються за характером водного режиму, підтипи – за розташуванням в тій чи іншій біокліматичній зоні. **Солонці автоморфні** формуються в умовах глибокого залягання ґрунтових вод (> 6 м) на засолених породах, найчастіше в Степу. Тому ще їх називають степовими. Вони поділяються на підтипи: а) *чорноземні*, які сформувались у чорноземній зоні, відрізняються низьким вмістом ввібраного натрію в ГПК (< 20 %), кількістю гумусу від 1 до 5%; б) *каштанові*, що розповсюджені в сухому Степу невеликими плямами серед каштанових ґрунтів (рис. 102, с.362); профіль, у порівнянні з чорноземними, різко диференційований, кількість гумусу 1–3,5%, переважно хлоридно-сульфатний тип засолення; в) *бурі напівпустельні*, утворені в напівпустелях серед бурих напівпустельних ґрунтів, містять дуже мало гумусу (< 1,5 %).

Солонці напівгідроморфні (лугово-степові) формуються на першій та другій надзаплавних терасах, у понижених елементах рельєфу, де РГВ знаходиться на глибині 3-6 м. За географічним фактором серед них виділяють підтипи: а) *лугово-чорноземні*, що зустрічаються в лісостеповій та степовій зонах невеликими плямами в комплексі з лугово-чорноземними ґрунтами, відрізняються від солонців чорноземних явними ознаками оглеєння в материнській породі, збільшеним (2–7%) вмістом гумусу; б) *лугово-каштанові*, сформовані в сухому Степу, темніші від солонців каштанових, з ознаками оглеєння в материнській породі; в) *лугово-мерзлотні* – утворені в зоні вічної мерзлоти.

Солонці гідроморфні розповсюджені в заплавах рік, у приозерних, міжбалочних пониженнях, де РГВ < 3 м: а) *чорноземно-лугові* утворюються серед чорноземів, у профілі добре виражене оглеєння, особливо в підсолонцевому горизонті та породі, гумусу містять 2–10%; б) *каштаново-лугові* зустрічаються в сухому Степу, на узбережжі Сиваша, сильноглейові; в) *мерзлотно-лугові* – в зоні вічної мерзлоти; г) лугово-болотні – по периферії боліт, озер, характеризуються наявністю оторфованого або торф'яного горизонту та сильним оглеєнням.

За гранскладом ґрунти переважно важкі, спостерігається чітка диференціація профілю: Не збіднений дрібними фракціями, а солонцевий горизонт – збагачений. За хімічним складом ґрунт дуже сильно диференційований за елювіально-ілювіальним типом: надсолонцевий горизонт збагачений SiO_2 і збіднений R_2O_3, кальцієм, магнієм та іншими елементами, карбонати вимиті в нижню частину солонцевого горизонту (S1). Вміст гумусу в солонцях коливається в широких межах – від 0,5% в

напівпустельних до 10% у лугових. Гумусовий профіль елювіально-ілювіальний, Сгк:Сфк < 1 в НЕ-горизонті, нижче гумус гуматний.

Фізико-хімічні властивості солонців настільки оригінальні, що є одними з їх основних діагностичних ознак: в ГПК дуже багато (15–60% від ЄП) ввібраного натрію в Sl-горизонті; в НЕ-горизонті його мінімум, велика кількість обмінного магнію – до 35-45% від ЄП; реакція середовища в **Sl** і нижче лужна, а в надсолонцевому може бути й нейтральною. Фізичні та фізико-механічні властивості солонців дуже погані: в сухому стані вони дуже щільні, тріщинуваті, у вологому сильно набухають, в'язкі, липкі, з низькою водопроникністю та слабкою доступністю для рослин ґрунтової вологи.

Роди солонців виділяються за цілим рядом ознак: *за типом засолення*; *за глибиною засолення*: солончакові (5–30 см); високо солончакуваті (30–50); солончакуваті (50-100); глибоко солончакуваті (100–150); несолончакуваті (150–200); *за ступенем засолення*: солонці–солончаки, сильнозасолені, середньозасолені, слабозасолені, незасолені; *за глибиною залягання $CaCO_3$ та гіпсу*: висококарбонатні (вище 40 см), глибококарбонатні (нижче 40 см), високогіпсові (вище 40 см), глибокогіпсові (нижче 40 см). Види солонців розрізняють за *потужністю НЕ*: кіркові (< 3 см), мілкі (3–10), середні (10–18), глибокі (> 18 см); *за вмістом ввібраного натрію в Sl*, % від ЄП: залишкові (< 10), малонатрієві (10–25), середньонатрієві (25–40), багатонатрієві (>40); *за структурою Sl*: стовбчасті, горіхуваті, призматичні, брилисті.

26.3. Солоді (Solod'; Planosols)

Солоді – це гідроморфні або напівгідроморфні ґрунти з різко диференційованим профілем, яскраво вираженим освітленим горизонтом Е, з наявним ввібраним натрієм та лужною реакцією в горизонті І, з карбонатами і легкорозчинними солями в нижній частині профілю. Солоді – продукт розсолення солонців із заміною ввібраного Na+ на H+ у верхній розсоленій частині профілю.

Солоді широко (світова площа 70 млн. га), але тільки плямами, розповсюджені в умовах, аналогічних Степу, Лісостепу, рідше – напівпустель. На території СНД площа солодей складає біля 2,5 млн. га, в Україні – біля 30 тис. га. Найбільше солодей на ґрунтовій карті світу спостерігається: в Євразії – Західносибірська, Дніпровська й Причорноморська низовини, придунайські низовини Угорщини; Північна Америка – західні штати США, Північна та Південна Дакоти, Айова, долина р. Міссісіпі; приморські південні райони Австралії; Південна Америка – в депресіях Аргентинської пампи та передгір'ях; в депресіях рельєфу та морських узбережжях Африки.

Клімат території розповсюдження солодей суббореальний або субтропічний субгумідний або субаридний, тип водного режиму періодично промивний із тимчасовим поверхневим перезволоженням. *Рельєф* – винятково понижені елементи (наприклад, поди півдня України, лимани), безстічні рівнини. *Рослинність* гідрофільна: осика, береза, осока, різнотравно-злакові або заболочені луки, на поверхні – водорості. *Ґрунтотворні породи* різноманітні за генезисом, переважно – засолені, карбонатні, оглеєні.

Вперше морфологічна будова та умови залягання солодей описані в кінці позаминулого століття В.В.Докучаєвим та його учнями, але на основі багатьох загальних із підзолистими ґрунтами рис їх ототожнювали з останніми.

Лише в 1912 р. К.К.Гедройц і майже одночасно Т.І.Попов (1914) пов'язали *генезис* „западинних підзолів" із солонцями, вважаючи їх продуктами вилуговування та деградації останніх. К.К.Гедройц присвоїв цим ґрунтам народну назву "солоді" і так пояснив їх утворення: в умовах підвищеного поверхневого зволоження при відриві ґрунту від ґрунтових вод обмінний натрій у верхніх горизонтах солонців заміщується на обмінний водень, що веде до гідролітичного розщеплення мінералів ГПК; півтораоксиди виносяться, залишковий кремнезем накопичується в осолоділому горизонті; зверху вниз по профілю пересувається й органічна речовина; поступово солонцевий горизонт і частина підсолонцевого руйнуються, перетворюючись в осолоділий (Е). Ця гіпотеза одержала широке визнання, підтвердилась наявними в природі поступовими географічними переходами солонців у солоді. Але існують також інші погляди на утворення солодей, які доповнюють теорію К.К.Гедройца. На думку С.П.Яркова, І.С.Кауричева та багатьох інших дослідників, у генезисі солодей велика роль належить *елювіально-глейовому* процесу. Перезволоження ґрунту в умовах достатньо високої температури викликає розвиток відновних процесів, утворення рухомих агресивних речовин (кислот, поліфенолів тощо), Fe, Mn, ОМС, які викликають руйнування ґрунтових мінералів. Низхідний потік води забезпечує виніс продуктів руйнування вниз по профілю. Описані процеси одночасно беруть участь в утворенні солодей, їх сукупність називається *осолодінням*. За будовою профілю солоді близькі до дерново-підзолистих оглеєних ґрунтів (рис.103, с.363):

Но – лісова підстилка або дернина;

Hegl – гумусово-елювійований, темно-сірий, грудкувато-пластинчастий, з присипкою SiO_2, Fe-Mn-конкреціями, потужністю 10–15 см;

Egl – елювіальний осолоділий горизонт, білястий, плитчастий або шаруватолускуватий, конкреційний із вохристими плямами;

Igl – ілювіальний, брудно-бурий, щільний, брилистий або призмоподібний, з глинисто-гумусовими і сизуватими плівками по гранях структурних відмін, чорними конкреціями, присипкою SiO_2, в'язкий; звичайно розділяється на декілька підгоризонтів;

Ркsgl – материнська порода переважно карбонатна, оглеєна, часто засолена.

За ступенем перезволоження виділяють три підтипи солодей. **Лугово-чорноземні солоді** відрізняють порівняно глибокий РГВ (>3м), потужність гумусованого горизонту 50–70 см. **Лугові** (степові) мають РГВ = 1,5–3 м, меншу потужність гумусованого горизонту, значніше оглеєння. **Лугово-болотні солоді** формуються при РГВ= 0,5–1м, сильно оглеєні, на поверхні є оторфований горизонт.

Солоді володіють різко диференційованим профілем. Аналіз валового складу показує збіднення верхньої елювіальної частини сполуками заліза, алюмінію, магнію, кальцію та відносне збагачення кремнеземом. Різка диференціація профілю виявляється й аналізом гранулометричного складу. Гумус солодей близький до гумусу підзолистих ґрунтів за груповим і фракційним складом. У Не-горизонті його

вміст складає 2–3%, але в окремих випадках може досягати 10 % і вище, різко падаючи в осолоділому горизонті і, як правило, дещо збільшуючись у І-горизонті. В гумусованому горизонті Сгк:Сфк >1, але різко звужується вниз по профілю до 0,2. ЄП варіює в широких межах залежно від гранскладу, але завжди значно менша в Не і Е (10–15 мг-екв/100 г ґрунту) горизонтах порівняно з ілювіальним (30–40). У складі обмінних катіонів, крім Ca^{2+} та Mg^{2+}, присутній Na^{+} в І-горизонті у великій кількості (10% від ЄП і більше). В горизонтах Не та Е в багатьох випадках є також обмінний водень та алюміній, тому ці горизонти ненасичені основами, реакція середовища в них кисла. Ілювіальний горизонт має нейтральну або лужну реакцію. Отже, за реакцією середовища та складом ввібраних основ можна відрізнити солоді від дерново-підзолистих ґрунтів. Крім цього, на глибині біля 1 м солоді містять карбонати, глибше – водорозчинні солі.

Верхня частина профілю відрізняється від нижньої водно-фізичними властивостями. На межі з І-горизонтом різко зменшується пористість і водопроникність. Тому тут часто виникає верховодка, що зумовлює додаткове перезволоження верхньої частини профілю.

26.4. Використання засолених ґрунтів

Ґрунти галогенного ряду малопродуктивні з несприятливими властивостями. Тому агротехнічні заходи спрямовуються на пошук шляхів ефективного використання ґрунтів з урахуванням головних факторів, що лімітують їх продуктивність, – наявність солей, обмінного натрію, лужна реакція середовища.

Висока концентрація солей у верхній частині профілю солончаків призводить до пригнічення росту рослин, порушення процесів надходження в них поживних речовин та води. На таких ґрунтах знижується ефективність землеробства. Ріст рослин на солончаках залежить від концентрації солей у ґрунтовому розчині і типу засолення. Солі впливають на рослини прямо й опосередковано. Прямий вплив вони здійснюють у випадку проникнення в протоплазму і токсичного впливу на неї. Опосередкований вплив солей на рослини полягає в осмотичному зв'язуванні води, тобто при збільшенні вмісту солей у розчині ґрунтова волога стає менш доступною рослинам. Це так звана фізіологічна посуха. Культурні рослини неоднаково реагують на засолення ґрунту. Агрономічна солестійкість – здатність рослинного організму здійснювати повний цикл розвитку на засоленому ґрунті і давати в цих умовах продукцію, якість якої задовольняє сільськогосподарське виробництво. Цей показник залежить від кліматичних факторів та гранулометричного складу ґрунтів. В умовах холодного клімату рослини переносять вищі концентрації солей, ніж за умов посушливого клімату, що пов'язано з меншим водоспоживанням внаслідок менш інтенсивного випаровування. На ґрунтах важкого гранулометричного складу рослини легше переносять засолення, ніж на легких, у зв'язку з вищим вмістом гумусу, що зменшує розчинність солей. Найвищою агрономічною солестійкістю володіють ячмінь, цукровий буряк, ріпак, бавовник, столовий буряк, деякі кормові трави (пирій високий, вівсяниця висока, лядвенець рогатий та ін.). Середню солестійкість має більшість сільськогосподарських культур: жито, пшениця, сорго, соя, кукурудза, рис, соняшник, овочеві культури та деякі кормові трави (буркун

білий та жовтий, райграс багаторічний, суданська трава, люцерна, грястиця збірна та ін.). До нестійких належать квасоля, редис, селера, різні види конюшини та плодові (груша, яблуня, слива, абрикос, персик). На сильнозасолених ґрунтах і солончаках варто вирощувати культури, які найбільш пристосовані до цих умов.

Солончаки в сільському господарстві можна використовувати після видалення солей. Для цього найчастіше проводять наскрізну промивку ґрунту водою в сполученні з іншими заходами підвищення родючості. Промивна норма при цьому коливається від 2,0 до 18,0 тис. $м^3$ води на 1 га і залежить від ступеня засолення, гранулометричного складу, РГВ та типу засолення. Перед промивкою рекомендують проводити глибоку оранку для більш рівномірного промочування ґрунту. Проводять промивку в осінньо-зимовий період – коли ґрунтові води знаходяться глибоко, а випаровуваність найнижча. Промивна вода повинна бути прісною, тобто містити не більше 1 г/л солей. Цей агромеліоративний захід часто сполучають із вирощуванням рису. Найбільша небезпека деградації зрошуваних земель зумовлена можливістю вторинного засолення ґрунту. Для більшої ефективності та попередження засолення ґрунтів на навколишній території, підйому РГВ слід робити промивку на фоні дренажу, при строгому дотриманні строків і норм поливів, а також необхідно попереджувати фільтрацію води зі зрошувальних систем. До комплексу заходів з окультурювання входить також внесення органічних і мінеральних добрив, після чого ґрунти стають придатними для вирощування багатьох культур – люцерни, ячменю, проса, пшениці тощо.

У *солонцях* і *солонцюватих* ґрунтах обмінний іон натрію здійснює негативний вплив на рослини прямой опосередковано. Накопичення в солонцях соди більше 0,005 % викликає загибель рослин. Прямий вплив обмінного натрію на рослини теж пов'язаний із високою лужністю розчину (pH досягає 8,5-9,0) і порушенням надходження кальцію в рослини. Побічний вплив осолонцювання на ріст і розвиток рослин пов'язаний із різким погіршенням агрономічних властивостей ґрунтів. Висока гідрофільність солонцевого горизонту зумовлює дефіцит доступної для рослин вологи. Проникнення коренів у ґрунт обмежене глибиною залягання ілювіального солонцевого горизонту. Культурні рослини неоднаково реагують на солонцюватість ґрунтів і вміст обмінного натрію. Стійкими вважаються люцерна, ячмінь, цукровий та столовий буряки, рис, буркун, суданська трава. Однак при осолонцюванні урожайність навіть цих культур знижується.

У сільському господарстві солонці без меліорації використовувати неможливо. Головне завдання меліорації – усунення натрію із ГПК, при цьому буде нейтралізуватись лужна реакція, проходити гідрофобізація й коагуляція колоїдів і в такий спосіб поліпшуватимуться агрономічні властивості та режими даних ґрунтів. Меліорація солонців повинна бути комплексною, що включає хімічну, водну меліорації, правильну агротехніку, оскільки один захід малоефективний. Хімічна меліорація необхідна для витіснення натрію, для чого в ґрунті штучно підвищують кількість елементів, що мають більшу енергію обмінного поглинання, ніж натрій. Проходять обмінні реакції, а натрій, що витісняється з ГПК, може бути вилучений з ґрунту промивкою. Як меліоранти найчастіше використовують гіпс, $CaCl_2$, K_2SO_4, а також кислоти (сірчану, азотну), сірку, фосфогіпс тощо. При гіпсуванні в ґрунті відбувається така реакція:

$$[ГПК]2Na + CaSO_4 \rightarrow [ГПК]Ca + Na_2SO_4.$$

Дози гіпсу коливаються від 2 до 20 т/га. Найефективніше проводити хімічну меліорацію солонців при зрошенні, бо при цьому утворені солі вимиваються з ґрунту. До комплексу окультурювання солонців входить також меліоративна оранка 3-ярусним плугом, а на кіркових різновидах – плантажна оранка. В процесі глибокого обробітку ґрунту карбонати кальцію і гіпс, які знаходяться в нижній частині профілю солонців, виносяться на поверхню ґрунту, перемішуються з орним шаром, що за своєю дією аналогічно внесенню кальцієвмісних сполук. Однак при високому рівні залягання ґрунтових вод плантажна оранка може посилити процес вторинного засолення ґрунту. Використовується також землювання невеликих плям солонців, глибоке розпушування солонцевого горизонту, внесення полімерів-структуроутворювачів. Обов'язково потрібно застосовувати органічні та мінеральні добрива, а на богарі – вологонакопичення.

Солоді в сільському господарстві використовуються мало, оскільки вони володіють низькою потенційною родючістю – несприятливим для сільськогосподарських культур водним режимом і збіднені елементами живлення. Освоєння цих ґрунтів ускладнюється формами рельєфу, для яких вони характерні, – западини, поди, блюдця тощо. Трав'янисті екосистеми на солодях можна використовувати як сінокоси та пасовища, а ліси – як джерело деревини й водоохоронні угіддя. Але в ряді випадків ці ґрунти все ж потрібно меліорувати й використовувати в землеробстві: це можливо за умови регулювання водно-фізичних властивостей та водно-повітряного режиму за рахунок глибокого розпушування та внесення органічних добрив, вапнування, збагачення колоїдами (внесення сапропелю). Часто вдаються до землювання з безполичковою оранкою й розпушування на дрібних плямах солодей.

Контрольні запитання та завдання

1. Обґрунтуйте генезис ґрунтів галогенного типу ґрунтотворення (солончак - солонець - солодь).
2. Охарактеризуйте рослинність, притаманну засоленим ґрунтам і її вплив на процеси ґрунтоутворення.
3. Визначте географічне поширення, дайте агрогенетичну характеристику і з'ясуйте особливості сільськогосподарського використання солончаків, солончакових та солончакуватих ґрунтів.
4. Розкрийте генезис, властивості, сільськогосподарське використання та меліорацію солонців.
5. Обґрунтуйте генезис, властивості та сільськогосподарське використання солодей.
6. З'ясуйте агрономічні властивості засолених ґрунтів та шляхи їх поліпшення.

РОЗДІЛ ДВАДЦЯТЬ СЬОМИЙ

ҐРУНТОВИЙ ПОКРИВ КАРПАТСЬКОЇ ТА КРИМСЬКОЇ ГІРСЬКИХ ПРОВІНЦІЙ

27.1. Загальні особливості ґрунтотворення на гірських схилах

Гірські ґрунти широко розповсюджені на земній кулі, займаючи більше 20% усієї поверхні суші й біля третини території СНД (650 млн. га). Найбільше їх в Азії (47%) та Північній Америці (45%). На Україні ці ґрунти зустрічаються в Карпатах і Кримських горах.

Головним фактором формування ландшафтів, а отже, й ґрунтів, у горах є *вертикальна зональність*, відкрита В.В.Докучаєвим ("К учению о зонах природы", 1899): ґрунти закономірно змінюються з підняттям від підніжжя гори до вершини, що зумовлено зміною факторів та умов ґрунтоутворення.

Умови ґрунтоутворення в гірських країнах досить специфічні порівняно з навколишніми рівнинними територіями. Загалом *клімат* характеризується меншими значеннями температури, більшою кількістю опадів, підвищеною вологістю повітря, вищою сонячною радіацією, різкішими амплітудами коливань усіх кліматичних показників. З висотою зменшується вологість повітря, збільшується кількість опадів, радіація, особливо пряма, на кожні 100 м висоти середня температура зменшується на 0,5 ^{0}С. У горах багато місцевих кліматів і кліматичних інверсій, тобто відхилень від нормальної закономірності клімату. Це спричинено різними напрямками гірських хребтів, характером долин і ущелин.

Ґрунтотворні породи гірських територій характеризуються значною різноманітністю та строкатістю. Переважно це щільні продукти вивітрювання кристалічних гірських порід, що детермінує незначний розвиток ґрунтового профілю. Кора вивітрювання в горах в основному елювіального типу, рідко – транзитного, і тільки в окремих погано дренованих безстічних міжгірних впадинах утворюються кори акумулятивного типу.

Роль *рельєфу* в гірському ґрунтоутворенні важко переоцінити. В.В.Докучаєв назвав його "вершителем ґрунтових доль". Загалом рельєф дуже складний, сильно розчленований, характеризується великими перепадами висот, різноманітністю форм, хоча переважають схили різної крутизни, форми, експозиції. У зв'язку з цим у горах при відсутності захисту ґрунту рослинами сильно розвивається водна ерозія, інтенсивний боковий внутрішньоґрунтовий стік. Це одна з причин незначної потужності профілю, відносної молодості ґрунтів, постійного вивітрювання гірських порід, постійного збагачення ґрунтів продуктами вивітрювання при одночасній їх втраті в результаті геохімічного відтоку. Велику роль в інтенсивності розвитку ґрунтів відіграє експозиція схилу. Південні схили тепліші, сухіші, сніговий покрив на них тримається менший час, сніготанення бурхливіше, тому на них інтенсивніше, порівняно зі схилами північної експозиції, проявляється ерозія.

Для гірської *рослинності* характерна поясність розміщення за висотою. У більшості гірських систем найзагальнішою закономірністю є така зміна рослин з висотою: листяні ліси, темнохвойні ліси, світлохвойні ліси, середньотравні субальпійські луки, низькотравні альпійські луки, субнівальний пояс з несуцільним рослинним покривом, нівальний пояс без рослинності.

У зв'язку зі зміною умов ґрунтоутворення від підніжжя до вершини гори розташовуються ряд вертикальних ґрунтових зон, багато в чому подібних до відповідних горизонтальних ґрунтових зон на рівнинах та їх зміні з півдня на північ. Нижній пояс гірських ґрунтів визначається умовами тієї природної широтної зони, на території якої знаходиться гірська країна. Наприклад, якщо гірська система знаходиться в пустельній зоні, то на її схилах від підніжжя до вершин можуть сформуватись: гірські бурі напівпустельні, гірсько-каштанові, гірсько-чорноземні, гірсько-лісові та гірсько-лугові ґрунти. Але якщо гори розташовані в тайгово-лісовій зоні, то в цих умовах можуть утворюватись лише зони гірсько-лісових і гірсько-тундрових ґрунтів.

Часто структура вертикальної зональності ґрунтового покриву гірської країни залежить від місцевих біокліматичних особливостей. При цьому спостерігаються такі *винятки* із закону вертикальної зональності ґрунтів:

– *випадання зони (інтерференція)*. Наприклад, у гірських районах Центральної Азії розвинена гірсько-степова зона, що безпосередньо переходить у гірсько-лугову, а зона гірсько-лісових ґрунтів випадає. Це викликано різкою засушливістю клімату цієї частини континенту;

– *інверсія зон* – порушення порядку розташування зон. Наприклад, в окремих районах Закавказзя чорноземи знаходяться вище від лісових ґрунтів;

– *міграція зон* – проникнення одних зон в інші по гірських долинах, ущелинах.

Процеси ґрунтоутворення в горах аналогічні тим, що проходять на рівнинній території, але у зв'язку з визначальною роллю рельєфу мають свої особливості: сильний вплив ґрунтотворної породи в результаті відносної молодості ґрунтів, постійне залучення в ґрунтотворення нових шарів породи.

Тому гірські ґрунти сильно щебенисті; наслідують переважно всі властивості породи; в них паралельно з ґрунтоутворенням інтенсивно йдуть процеси вивітрювання, особливо фізичного; профіль слабо диференційований; може містити багато гумусу, але органічні речовини в його складі молоді, слабкогуміфіковані; ґрунти переважно мають негативний загальний баланс речовин завдяки механічній денудації та геохімічному виносу, що знову ж таки є причиною малопотужності профілю, збагачення його первинними мінералами.

Основні типи гірських ґрунтів такі: гірсько-тундрові, гірсько-лугові, гірські лугово-степові, гірські підзолисті, гірські мерзлотно-тайгові, гірські дернові, гірські сірі лісові, гірські дерново-карбонатні, гірські бурі лісові, гірські жовтоземи, гірські червоноземи, гірсько-коричневі, гірсько-чорноземні, гірсько-каштанові, гірські сіроземи, високогірські пустельні, гірські фералітні, гірські ферсіалітні, гірські вулканічні, гірські примітивні. Найбільшу площу займають гірсько-тундрові ґрунти,

за ними йдуть бурі лісові, коричневі, мерзлотні, найменше серед гірських сірих лісових ґрунтів. Майже всі типи гірських ґрунтів мають свої аналоги на рівнинах. Тому класифікація розглядає гірський аналог рівнинного ґрунту як єдиний із ним тип. Самостійними гірськими вважаються тільки такі оригінальні ґрунти, які не зустрічаються на рівнинах: *гірсько-лугові, гірсько-лугово-степові.*

Гірсько-лугові ґрунти – самостійний тип високогірних ґрунтів, які утворилися в умовах великої кількості опадів (1000–1500 мм) на вилугуваних продуктах вивітрювання щільних порід. Займають вершини й верхні частини схилів усіх експозицій. Рослинність – лугова різнотравна альпійського (низькотравного) та субальпійського (високотравного) типу. Тип водного режиму промивний. Головним процесом ґрунтоутворення виступає дерновий. Профіль ґрунту слабодиференційований, невеликої потужності:

Нд – слабооторфована підстилка;

Hq – гумусовий, потужністю 10–20 см, темно-бурий або коричнювато-бурий, грудкуватий з елементами порошистої структури, часто містить кам'янисті включення;

HPq – перехідний, потужністю 15–25 см, світліший, із бурими тонами, дрібногрудкувато-зернистий, багато щебеню;

PQ – материнська порода – елювій-делювій корінних порід або їх сполучення, кам'янисті відміни різного розміру, жовто-бурого кольору, потужністю 20–30 см;

D – корінна гірська порода.

Мають низьку щільність верхніх горизонтів, велику вологоємність, високу водопроникність. Містять багато "грубого" гумусу (8–20 %), в якому Сгк:Сфк < 1. Високий вміст у них вільних оксидів заліза, інколи навіть утворюються конкреції. Ґрунти кислі, причина цього – значна кількість рухомого алюмінію . Мають невелику ЄП, СНО< 50%.

Гірські лугово-степові ґрунти розвиваються в посушливішому лугово-степовому поясі гір (наприклад, Кримських, східного Кавказу), на менш вилугуваних породах, в умовах періодично промивного водного режиму. Характеризуються сірими тонами в забарвленні, грудкувато-зернистою структурою, в профілі зустрічаються копроліти, що є ознакою степових ґрунтів. Профіль має таку типову будову:

Нд – дернина, потужністю 5–10 см;

Hq – гумусово-акумулятивний, потужністю ~15 см, сірувато-коричневий, грудкувато-зернистий, містить камені;

HPq – перехідний, потужністю 15–20 см, світліший за попередній, містить багато щебеню;

PQ – материнська порода, елювій-делювій корінних порід;

D – корінна гірська порода.

Ґрунти містять значну кількість обмінних форм алюмінію та водню, що викликає іноді високу кислотність, pH = 5,5-7,2, ЄП = 30-35 мг-екв/100 г ґрунту, СНО> 70%, вміст гумусу досягає 10 %, Сгк:Сфк ~ 1. Підтипи ґрунтів виділяються за вертикальними зонами, в яких вони розміщені. Окремо виділяються чорноземоподібні лугово-степові ґрунти, що утворились на карбонатних породах,

мають профіль і властивості чорноземів, містять до 20 % гумусу, характеризуються високою ЄП (40-50 мг-екв/100 г ґрунту).

27.2. Ґрунтовий покрив Українських Карпат. Бурі лісові ґрунти (Brown forest soils)

Українські Карпати – фізико-географічна провінція Карпатської гірської країни. Вони простягаються в довжину з північного заходу на південний схід на 280 км, у ширину – з північного сходу на південний захід на 400-110 км. Площа гірської системи – 24 тис. км^2, а разом із Передкарпаттям і Закарпатською низовиною – 37 тис. км^2.

Межа Передкарпаття із Східноєвропейською рівниною проходить по лінії Яворів – Городок – Миколаїв – долина р. Дністер – долина р. Бистриця – Отинія – Коломия – р. Прут – Новоселиця. Українські Карпати охоплюють Закарпатську область і значні частини Івано-Франківської, Львівської та Чернівецької областей.

Українські Карпати – середньовисокі гори. Для них характерні теплий і вологий *клімат,* чітко виражене повздовжно-зональне простягання основних структурно-орографічних областей, на які накладається вертикальна поясність ландшафтів. Поздовжня морфоструктурна зональність ускладнюється поперечним розчленуванням Українських Карпат річковими долинами.

В Українських Карпатах виділяють морфоструктури: Передкарпаття, Зовнішні Карпати, Водороздільно-Верховинські Карпати, Полонинсько-Чорногірські Карпати, Рахівсько-Чивчинський масив, Вигорлат-Гутинський вулканічний хребет, Закарпатські улоговини і низовини (Березне-Лопушнянська, Солотвинська, Закарпатська). Передкарпаття прилягає до крайового прогину і є зворотною структурою. Середні висоти межиріч сягають 350-500 м. Зовнішні Карпати – пряма антиклінальна морфоструктура зі скибами, насунутими одна на іншу. Вони складаються з 8-10 гірських гряд. У них виділяються Бескиди, Горгани і Покутсько-Буковинські Карпати. Вододільно-полонинські Карпати приурочені до центральної синклінальної зони. Тут переважають низькогір'я, виділяються верховини – Стрийсько-Сянська, Воловецько-Межигірська, у північно-східній частині – Верховинський Вододільний хребет. Центральна частина їх називається Привододільними Горганами. На сході розташовані Ясинська і Ворохтянська міжгірні улоговини, Верховинсько-Путильське низькогір'я. Полонинсько-Чорногірські горст-антиклінальні хребти приурочені до Внутрішньої антиклінальної зони і є головною орографічною віссю Українських Карпат. Середні висоти їх складають 1500 м, а найвища вершина – гора Говерла – піднімається на 2061 м. Поперечними долинами Полонинський і Чорногорський хребти розділені на окремі масиви – полонини: Рівну, Боржаву, Червону, Свидовець, Чорногору, Гриняви. Рахівсько-Чивчинський блоково-глибовий масив є частиною Мармароського масиву, складеного докембрійськими породами. У рельєфі виділяються Чивчинські (гора Чивчин, 1764 м) і Рахівські (гора Мармароський Піп-Іван, 1944 м) гори. Від Полонинського хребта вони відокремлюються міжгірською долиною, що утворилася в смузі Закарпатського глибинного розлому. Солотвинська (Верхньотисенська) улоговина – пряма морфоструктура. Вона прилягає до тектонічної западини, складеної міоценовими моласами. Над

плоскою низовиною на висоту 150-200 м піднімається Берегівська вулканічна пагорбкуватість. Будова Українських Карпат асиметрична: їхня орографічна вісь зміщена на південний захід; крім того, Закарпатська низовина знаходиться на 250-300 м нижче, ніж Передкарпаття.

Виникнення Карпат зумовлено альпійським горотворенням, що відбулося наприкінці неогену – на початку антропогену. Становлення гірського рельєфу продовжувалося протягом пізньоолігоценового – ранньоміоценового часу, в який відбулася головна фаза складкоутворення, підняття флішевих Карпат, зародження Передкарпатського прогину і Закарпатської западини. Головну роль в геологічній будові відіграють осадові флішеві товщі крейди і палеогену, утворені глинистими сланцями, мергелями і піщаниками. Більш древні породи складають Рахівський кристалічний масив. Тут поширені протерозойські гнейси і сланці, палеозойські вапняки, філіти і кварцити, тріасові і юрські конгломерати, доломіти та яшми. Передкарпаття і Закарпатські западини заповнені піщано-глинистими й соленосними неогеновими породами. Вулканічний хребет складений з андезитів і туфів міоцену. З антропогенових *відкладів* розвинуті алювіальні, алювіально-озерні, льодовикові, водно-льодовикові, елювіальні, делювіальні, пролювіальні, органогенні.

Сучасних геоморфологічних рис Українські Карпати набули внаслідок неотектонічних рухів і денудаційних процесів – утворилися поверхні вирівнювання, річкові долини, льодовикові, ерозійні і карстові форми рельєфу. У *рельєфі* Українських Карпат більшість дослідників виділяють чотири поверхні вирівнювання: полонинську пізньоміоцен-ранньоміоценову (висоти 1700-2000 м), вододільну ранньоміоценову (900-1200 м), покутську сарматську (500-600 м), подільську понтичну (375-400 м). У плейстоцені найвищі гірські масиви (Рахівський, Чорногора, Полонинський хребет) піддавалися зледенінню. Тут збереглися реліктові льодовикові форми: кари, цирки, озерні котловини, моренні вали, конуси виносу. Із зледенінням зв'язані перигляціальні утворення у вигляді кам'яних розсипів на схилах. Значну роль у геоморфологічній будові Українських Карпат відіграють річкові сучасні і древні долини. Останні мають значну ширину і повздовжнє простягання. У сучасних долинах виділяють 7-8 цокольних терас, що піднімаються на висоту 200-220 м над рівнем води в ріках.

Кліматичні умови Українських Карпат визначаються гірським рельєфом, характер якого відображає взаємодію радіаційних і циркуляційних процесів. Річна сумарна сонячна радіація в Передкарпатті і Закарпатській низовині складає 4000-4100 МДж/м^2, а радіаційний баланс – 1800-1830 МДж/м^2. Із підняттям у гори значення останнього зменшуються на 25-30 %.

На територію Українських Карпат надходить континентальне і морське повітря помірних широт, іноді сюди проникають арктичні повітряні маси. Антициклонічна циркуляція перевершує циклонічну. Опади приносяться циклонами, які переміщаються із заходу на схід або північний схід із територій, розташованих північніше Карпат. Циклони, що приходять із Середземномор'я, супроводжуються значними опадами і сильними вітрами. У горах існує гірсько-долинна циркуляція, схилові вітри, виникають фени. Висота гірських хребтів, їхня експозиція зумовлюють неоднакове надходження сонячної радіації, розподіл температур, опадів тощо. Рельєф визначає вертикальну кліматичну зональність. Так, середні температури січ-

ня в Передкарпатті -4...5 °С, у Закарпатті - 3 °С, а в горах -6...12 °С. Зима м'яка, малосніжна, нерідко з тривалими відлигами, особливо в Закарпатті. У горах спостерігаються температурні інверсії. Тривалість зими в Закарпатті до двох з половиною місяців, а в горах на висоті 850 м – 4 місяці. Літо нежарке, з дощами. Середні температури липня в Передкарпатті +18... +19 °С, Закарпатті +20 °С, у горах +7... +13 °С. Із підняттям на кожних 100 м у Карпатах літо спізнюється на 8-10 днів і на 5-6 днів раніше закінчується, тому, починаючи з висоти 850-900 м, літній період не фіксується. Гори і передгір'я надмірно зволожуються. За рік у передгір'ях випадає 800-1000, а в горах 1500-1600 мм опадів.

За сумами активних температур (у °С), що визначають зміни природної рослинності по теплових рубежах, в Українських Карпатах виділяють кліматичні зони:

1) дуже тепла, сума температур 2600-3000; Закарпаття;
2) тепла, 2400-2600; Передкарпаття і передгір'я Вулканічного хребта;
3) помірна 1800-2400; найпоширеніша, знаходиться на висотах 400-750 м;
4) прохолодна, 1400-1800; на висотах 750-950 м;
5) помірно холодна, 1000-1400; на висотах 1250-1500 м;
6) холодна, до 1000; на висотах понад 1500 м.

Надмірне зволоження і гірський рельєф сприяли розвиткові густої гідрографічної сітки: у горах вона складає 1-1,2 км/км^2. Ріки Українських Карпат належать до басейнів Дністра, Дунаю і Вісли. Вони характеризуються високою водоносністю, добре вираженим паводковим режимом, різким коливанням стоку. Середньорічний стік збільшується від 150 мм у передгір'ях до 950 мм у горах. З висотою збільшується і модуль стоку. Живлення рік мішане. Частка дощового живлення найбільша в низькогір'ї. З висотою збільшується частка живлення сніговими і ґрунтовими водами. Повені бувають протягом більшої частини року; весна – найбільш багатоводна, осінь – маловодна. Значно змінюється мутність карпатських рік: від 20 до 700 г/м^3, максимальна під час повеней. Ріка Дністер виносить до 2 млн. т наносів щорічно.

У *фауні* Українських Карпат переважають представники лісового комплексу. Особливо багато птахів (280 видів), ссавців (79 видів), риб (53 види). Тут водиться благородний олень, лось, білка, альпійська бурозубка, альпійський байбак, бурий ведмідь, дикий кабан, вовк, лисиця, кріт; із птахів – трипалий дятел, кедрівка, лісовий голуб, білобрюхий дрізд, глухар. У субальпійському поясі зустрічається полівка снігова, гадюка звичайна, сойка, яструб. У водоймах – мінога угорська, форель струмкова, марена, короп та ін.

Закономірності у висотно-поясній зміні кліматичних умов, екзогенних процесів, ґрунтово-рослинного покриву відбивають складність ландшафтної диференціації Українських Карпат. При цьому значну роль відіграє геолого-геоморфологічний фактор. В Українських Карпатах виділяють ландшафтні яруси: заплавно-нижньотерасовий, горбисто-грядовий, передгірний, пологосхиловий низькогірний, крутосхиловий низькогірний, крутосхиловий середньогірний, давньольодовиковий високогірний.

У повздовжніх структурно-орографічних областях ландшафтна поясність неоднакова. Прояв її залежить від абсолютної висоти, експозиції схилів, орієнтації хребтів відносно напрямку руху вологих повітряних мас, складу гірських порід.

Морфоструктурні області Українських Карпат мають чіткі орографічні границі, що є одночасно і межею фізико-географічних областей: Передкарпаття, Зовнішніх Карпат, Вододільно-Верховинських Карпат, Полонинсько-Чорногірських Карпат, Рахівсько-Чивчинських Карпат, Вулканічних Карпат, Закарпатської низовини.

Українські Карпати належать до Карпатської підпровінції Середньоєвропейської широколистяно-лісової провінції. Розподіл *рослинних* формацій підлягає вертикально-поясній закономірності. Виділяють такі пояси: передгірний – широколистяних лісів, низькогірний – переважно букових лісів, високогірний – темнохвойних лісів, субальпійський – соснового криволісся і високогірний – мохово-лишайникових вересових заростей і лугових пустищ.

Для передгірного поясу (400-500 до 700 м) характерні угруповання з дуба черешчатого і скельного. Крім них, лісоутворюючими породами є граб звичайний, липа широколиста, клен гостролистий, бук європейський, ільм, явір, ясен і ялиця гребінчаста. У підліску дубових лісів – ліщина, свидина, бирючина, клен татарський, по узліссях – різні види шипшини, терн, глід, вишня чагарникова. У трав'яному покриві поширені зірчатка лісова, бор розкидистий, тонконіг боровий, купина лікарська, папороть чоловіча. На вторинних (післялісових) луках зі злакових переважають лисохвіст луговий, тимофіївка лучна, грястиця збірна, тонконіг луговий, запашний колосок, багато видів бобових, різнотрав'я багате айстровими, селеровими. У зниженнях розвиваються болота з переважанням осок. Низькогірний пояс (від 500-700 до 1000-1200 м) характеризується перевагою букових лісів, почасти – смереково-букових, букових і дубово-букових. Верхній гірський пояс темнохвойних лісів (від 1000-1200 до 1350-1500 м) представлений переважно ялиновими лісами, що складаються з чистих деревостоїв ялини європейської і гірської, та ялиново-ялицевими лісами. Субальпійський пояс (від 1350-1550 до 1800-1850 м) репрезентований різними угрупованнями субальпійських хвойних чагарників – сланкої гірської сосни або жерепа. Безлісні вершини гірських хребтів зайняті луками (полонинами). Останні також виникли на місці зведених чагарникових заростей. Розрізняють злаково-високотравні субальпійські луки з перевагою куничника і низькорослі луки, на яких домінує біловус і щучник дернистий.

Високогірний (альпійський) пояс виявлений тільки біля самих вершин Говерли (2061 м), Менчула (2039 м) і Туркула (1935 м). Тут поширені вересково мохово-лишайникові пустища за участю чорниці, лохини, деяких низькорослих злаків і ситника трироздільного. Болотна рослинність представлена в цьому поясі осоковими, осоково-моховими й осоково-сфагновими угрупованнями. Скельна флора включає такі рідкісні види, як анемона альпійська, дзвіночки альпійські, дріада восьмипелюсткова, бартсія альпійська, волошки східнокарпатські та інші.

В описаних умовах головним процесом ґрунтоутворення є кисле бурозем оутворення, а супутніми – дерновий, підзолистий, глейовий, глейово-елювіальний.

Ґрунти поділяються за термічним показником, глибиною залягання скельної породи, ступенем оглеєння, опідзоленості (табл. 64).

За глибиною залягання скельної породи виділяють такі види ґрунтів:
– потужні (85–120 см);
– середньопотужні (65–85);
– малопотужні (45–65);
– короткопрофільні (25–45);
– слаборозвинені (< 25 см).

Отже, переважаючим типом ґрунту в Карпатах є бурі лісові ґрунти (буроземи). Вони зональні для суббореальних лісових областей, що розташовані на океанічних околицях усіх материків.

Таблиця 64

Основні типи ґрунтів Карпат

Типи, підтипи	*Термічні пояси*
Буроземи	Усі
Дерново-буроземні	Усі
Підзолисто-буроземні	Теплий, дуже теплий
Буроземно-підзолисті	Теплий (Передкарпаття)
Гірсько-лугові	Дуже холодний, холодний
Дерново-торф'янисті	Прохолодний, помірно-холодний, холодний

Буроземи утворюються під лісовою рослинністю і високогірними луками в умовах посиленого сезонного промивного типу водного режиму та підвищеної відносної вологості повітря. Інтенсивність буроземного процесу залежить від ґрунтоутворюючої породи і типу лісів. Він сильніше проявляється у ґрунтах, які формуються на безкарбонатних породах, ніж на карбонатних, а також під буком і грабом, ніж під хвойними.

Буроземи отримали свою назву за характерний жовто-палевий або бурий колір, зумовлений інтенсивним глиноутворенням в умовах підвищеної вологості й температури. Вперше термін "бурі лісові ґрунти" використаний Р.В. Ризположенським (1892), який виявив їх у Заволжі. Потім виявилось, що описаний ним ґрунт належить до дерново-карбонатних на стародавніх червоноколірних карбонатних глинах, але термін залишився і набув широкого розповсюдження. В 1905 р. німецький ґрунтознавець Е.Раманн у центральній Європі (Німеччині) вперше обґрунтував виділення самостійного типу ґрунтів широколистяних лісів центральної та південної Європи, які названі ним буроземами. Ця ідея була підтримана в Румунії одним із найвідоміших авторитетів того часу Г.Мургочі (1909), який запропонував називати такі ґрунти бурими лісовими. Далі ці ґрунти вивчались рядом учених, переважно європейських. У 1930 р. на 2-му Міжнародному конгресі ґрунтознавців ухвалено вважати бурозем самостійним ґрунтовим типом, назвати його "бурим лісовим ґрунтом", а термін "бурозем" використовувати як синонім. При складанні ґрунтової карти світу ФАО/ЮНЕСКО ці ґрунти виявились найбільш розповсюдженими, ними покрита західна і середня Європа, Далекий Схід Євразії, північний схід США, Нової Зеландії тощо, а вони також утворюють вертикальний пояс у всіх гірських системах світу. Щодо розповсюдження цих ґрунтів в Україні, то, згідно з ґрунтовою картою, буроземи та їх підтипи зустрічаються в гірсько-лісових вертикальних зонах Карпат і Криму, в Передкарпатті та Закарпатті.

Процес утворення бурих лісових ґрунтів називається буроземоутворенням.

Він складається з ряду елементарних ґрунтових процесів:

– *оглинення* (метаморфізація) товщі ґрунту без переміщення продуктів вивітрювання, за винятком водорозчинних солей. Суть процесу полягає в утворенні вторинних глинистих мінералів гідрослюдно-монтморилонітового складу завдяки як синтезу їх із продуктів вивітрювання первинних мінералів та мінералізації рослинних залишків, так і безпосередньому перетворенню первинних мінералів у вторинні. Причинами інтенсивного прояву оглинення є достатнє зволоження, довгі теплі періоди, інтенсивний біологічний кругообіг, активна робота мікроорганізмів. Найбільш інтенсивно процес йде в середній частині профілю. Діагностичні ознаки цього явища, такі як звуження співвідношення SiO_2:R_2O_3 в мулі до ~2, безсумнівні, спостерігаються в усіх буроземах і цим наближають їх до ферсіалітних ґрунтів. При слабкому кислотному гідролітичному розкладі мінералів йде звільнення заліза та алюмінію. Залізо закріплюється в аеробних умовах в ґрунті, утворює ОМС з органічними речовинами і забарвлює ґрунт у бурі теплі тони, сприяє ущільненню, але одночасно й оструктурює ґрунт;

– *гумусоакумулятивного* процесу: органічні залишки багатого рослинного опаду в умовах доброго зволоження і тривалого теплого періоду швидко гуміфікуються та мінералізуються. Тому в типових бурих лісових ґрунтах відсутній горизонт грубого гумусу (модер), а утворюється гумус мюлевого типу, де поряд із фульвокислотами багато бурих гумінових кислот, пов'язаних з оксидами заліза та алюмінію, що також надає ґрунту бурого кольору;

– *вилуговування катіонів* із низхідними чи боковими токами води, що в буроземах йде інтенсивно, але паралельно спостерігається їх біологічна акумуляція в Н- горизонті. В результаті, залежно від інтенсивності промочування, можуть утворитись як ненасичені основами (Карпати), так і слабоненасичені (Крим) ґрунти;

– *лесиваж*, який при буроземоутворенні йде не завжди, але в багатьох випадках є початком їх елювіально-ілювіальної диференціації. Причина диференціації часто пов'язана з поверхневим тимчасовим перезволоженням і призводить до розвитку т.зв. псевдоопідзолення (за І.П.Герасимовим);

– *опідзолення*, яке в типових буроземах відсутнє або дуже слабке. Але при певному комплексі факторів воно дуже інтенсивно може розвинутись, особливо при стимуляції його поверхневим перезволоженням (приклад – бурувато-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти Передкарпаття);

– *оглеєння*, що інколи супроводжує генезис цих ґрунтів. Воно може бути ґрунтовим (Закарпаття, лугово-буроземні ґрунти) і поверхневим (Передкарпаття, бурувато-підзолисті поверхнево-оглеєні ґрунти), дуже часто – змішаним.

Профіль типового бурого лісового ґрунту недиференційований (рис. 104, с. 364):

Но – лісова підстилка невеликої потужності;

Н – гумусово-акумулятивний, потужністю 5–30 см, темно-бурий або сіруватo-бурий, грудкувато-горіхуватий або зернисто-горіхуватий, пухкий:

НРт – перехідний, оглинений (метаморфізований), рівномірно бурий або коричнево-бурий, світліший від попереднього, грудкувато-горіхуватий, ущільнений;

Р – материнська порода, можуть бути уламки корінних порід, якщо ґрунт гірський.

Глибина ґрунтового профілю – 20-90 см – визначається глибиною залягання щільних порід. Диференціюється він на гумусовий, потужністю 15-25 см, і один-два перехідних горизонти. *Підтипи* виділяються як перехідні між типовим бурозе-мом та іншими, більш стійкими групами ґрунтів. *Дерново-буроземні* ґрунти характеризуються наявністю дернового горизонту потужністю до 15 см, слабокислою реакцією середовища (pH~6), переважанням сірих тонів у гумусовому горизонті, вмістом гумусу 5–7%, непоганими властивостями, розглядаються як перехідна форма між типовими буроземами і дерновими ґрунтами. *Лесивовані* буроземи мають освітлену верхню частину профілю при відсутності ознак опідзолення, оптично "орієнтован"у глину в HPm-горизонті. *Опідзолені* буроземи відрізняються незначною елювіально-ілювіальною диференціацією профілю, що проявляється в наявності натічних плівок, нальотів, грудкувато-призматичної структури в середній частині профілю, перерозподілі SiO_2 та R_2O_3. *Підзолисто-буроземні* ґрунти мають яскраво виражену диференціацію профілю, перерозподіл SiO_2, мулу за E-I-типом, менший вміст гумусу, в якому Сгк:Сфк = 0,25, кислу реакцію середовища.

Буроземно-підзолисті ґрунти – найінтенсивніше опідзолений підтип буроземів. У більшості випадків вони поверхнево-оглеєні, що, у свою чергу, підсилює процес опідзолення. Великі площі цих ґрунтів наявні в Передкарпатті, що пояснюється специфікою умов ґрунтоутворення на вказаній території, а саме: приналежністю території до зони буроземоутворення, великою кількістю опадів, поверхневим застоєм їх через особливості геоморфологічної та геологічної будови місцевості. Ґрунти дуже кислі, як і всі буроземи Карпатського регіону, містять багато обмінного алюмінію.

Роди буроземів такі: *кислі* – утворились під мішаними лісами на бідних породах, pH = 3-4, СНО < 50%, належать до цієї групи всі буроземи Карпат; *слабонасичені* – СНО > 50%, утворились на багатих породах або в умовах менш інтенсивного промивання атмосферними опадами (Крим); *залишково-карбонатні* формуються на елювії щільних карбонатних порід, тому насичені основами, карбонатні, нейтральні; *галечникові* приурочені до продуктів вивітрювання масивно-кристалічних порід, тому найчастіше зустрічаються в горах; *чорноземоподібні* утворились на пухких карбонатних породах, лесоподібних суглинках, відрізняються добре вираженою грудкуватою структурою, потужним гумусованим горизонтом, наявністю карбонатів, близькою до нейтральної реакцією середовища.

Види, підвиди буроземів виділяють за вмістом гумусу: багатогумусні (гумусу>8 %), середньогумусні (3-8 %), малогумусні(<3 %); за потужністю профілю: слаборозвинені (<30 см), короткопрофільні (30-45), малопотужні (45-65), середньопотужні (65-85), потужні (>85 см).

За гранулометричним складом типові буроземи суглинкові, з явно вираженим накопиченням мулу в HPm, що є діагностичною ознакою оглинення. Перерозподіл SiO_2 в профілі відсутній, зате R_2O_3 незначною мірою накопичуються в оглиненому горизонті. Характерною рисою валового хімічного складу даного типу ґрунту є звужене відношення SiO_2:R_2O_3 в мулі – 2,2-1,8, в той час як в інших сіалітних ґрунтах воно складає 3-4,5. Гумусу у верхньому горизонті міститься 3-10%, гумусовий профіль регресивно-акумулятивний (вміст гумусу поступово, але швидко падає з глибиною), Сгк:Сфк ~ 0,5. Гумусові кислоти зв'язані з алюмінієм, залізом, кальцієм, глинистими мінералами. Фізико-хімічні властивості бурих лісових ґрунтів

досить специфічні й є одними з найважливіших діагностичних ознак: ЄП складає 20–25 мг-екв/100 г ґрунту, серед увібраних катіонів переважає кальцій, але також дуже багато алюмінію – до 10 і більше мг-екв (діагностична ознака буроземоутворення), підвищений вміст заліза – як обмінного, так і рухомого. Характерна властивість буроземних ґрунтів – збільшена кількість у них несилікатних форм сполук заліза та рівномірний їх розподіл за профілем.

Як правило, ґрунти кислі, особливо карпатські (pH = 4-5, СНО < 75). Водно-фізичні властивості ґрунтів непогані, але різко погіршуються в опідзолених та оглеєних різновидах.

27.3. Ґрунтовий покрив Кримських гір. Коричневі ґрунти (Brown soils)

Кримські гори розташовані на півдні Кримського півострова. Вони простягаються уздовж Чорного моря на відстань 150 км від мису Херсонес до мису Ілля в м. Феодосія. Гірська споруда являє собою північну частину мегаантиклінорію, південне крило якого по тектонічних розломах опустилося під рівень Чорного моря. Особливості сучасного *рельєфу* пов'язані з тектонічними процесами, складом гірських порід, екзогенними процесами. В орографії Кримських гір добре розрізняються три гряди – Головне пасмо – найвище. Внутрішній і Зовнішній хребти розділені повздовжніми зниженнями. Максимальні висоти Головної гряди: гора Роман-Кош – 1545 м, гора Демир-Капу – 1540 м, гора Еклізі-Бурун – 1525 м. Характерна різко виражена асиметрія схилів: південні схили короткі і стрімчасті, північні – довгі та положисті. Утворення гряд і широких знижень між ними зумовлено глибовим підняттям Кримських гір, інтенсивним ерозійним розчленуванням в антропогені.

Великі геологічні структури складені глинистими сланцями і піщаниками тріасу і нижньої юри, що виходять на поверхню в долинах рік і крутих схилів. У межах синкліноріїв на цих породах залягають юрські вапняки, крейдові мергелі і глини. У верхів'ях рік Бельбек, Кача й Альма, від мису Форос до м. Ялта поширені вулканічні утворення, що складають величезні напівлаколіти.

Внутрішня і Зовнішня гряди складені верхньомезозойськими, палеогеновими і неогеновими відкладами. Це куести з характерною асиметрією схилів. Південні схили круті, зі скелястими гребенями, північні навпаки – положисті, залісені, розчленовані річковими долинами. Середні висоти Внутрішньої гряди складають 500 м, Зовнішньої – 250 м. Ширина повздовжніх знижень між ними змінюється від 2 до 20 км. Відмінності в рельєфі передгір'їв і повздовжніх знижень відбиті в характері річкових долин: у передгір'ях вони каньйоноподібні, вузькі, а зниженнях – терасовані, широкі.

У формуванні сучасного рельєфу велике значення мали зрозійні, зсувні, обвальні й абразивні процеси. Наявність карбонатних тріщинуватих порід, розчленованість рельєфу, значна кількість атмосферних опадів сприяли розвиткові і поширенню різноманітних форм карсту: каррових полів, каррів, понорів, колодязів, шахт, гротів, печер та ін.

Розташування Кримських гір на півдні висунутого майже на 200 км у Чорне море Кримського півострова, на північній околиці субтропічного поясу, порівняна близькість їх до Середземного моря зумовлюють м'якість *клімату*. Область у се-

редньому на 1,5-3 °С тепліша від інших місцевостей, що знаходяться в континентальних умовах відповідних широт. Характерна риса клімату – збільшення з висотою кількості годин сонячного сяйва (Ялта – 2220 год., Карабі-яйла – 2505 год. за рік). Річна сумарна сонячна радіація складає 5321-5928 МДж/м², 60 % якої припадає на пряму радіацію. Річний радіаційний баланс складає 2640 МДж/м². Навесні та влітку внаслідок проникнення тропічних повітряних мас у Криму переважає сонячна погода. Восени й узимку у зв'язку з циклонічною діяльністю на полярному фронті формується хмарна погода, випадає основна кількість опадів. Річні суми опадів у горах складають 900-1100, у передгір'ях – 500-600 мм. Витягнутість Кримських гір із заходу на схід зумовлює різне положення їхніх різних частин відносно західних вологих і північних холодних повітряних мас. У формуванні клімату регіону важливу роль відіграє бризова циркуляція. Вона спричинена термічними контрастами суші та моря в теплий період року. Клімат Південного берега Криму субтропічний середземноморський. Він залежить від тропічних повітряних мас морського і континентального походження узимку і навесні.

Підземні води Кримських гір, представлені переважно карстовими водами, почасти стікають підземним стоком у Чорне море і Степовий Крим, почасти виходять на поверхню у вигляді численних джерел, що живлять ріки. Поряд із прісними, є і мінеральні води, які потрапляють на поверхню шпарами або у вигляді джерел. Мінеральні води мають різний сольовий склад і лікувальні якості.

Усі ріки Криму беруть початок у його гірській частині і тому гідрографічна сітка тут порівняно густа. Геоморфологічні, гідрогеологічні та кліматичні розходження північних і південних схилів Кримських гір зумовлюють істотні гідрологічні відмінності: ріки південних схилів короткі, системи їх розвинуті слабко, водозбори невеликі, маловодні, похили великі, течія бурхлива, русло порожисте, з водоспадами; ріки північних схилів порівняно довгі, мають значну кількість приток, водозбори порівняно великі й багатоводні, нахили в загальному менші, течія спокійніша. Режим підземних і поверхневих вод характеризується максимальною витратою в зимово-весняний період.

Фауна Кримських гір збіднена, острівна із середземноморськими рисами, характеризується наявністю ендеміків, що мають близьких родичів у Середземноморській зоогеографічній підобласті.

У Кримських горах переважають низько- і середньогір'я, грядово-улоговинні і прибережно-схилові підкласи ландшафтів із добре вираженою вертикальною поясністю. На куестових грядах поширені передгірні Степові, Лісостепові та широколистяні ландшафти. Характерною рисою *рослинності* Гірського Криму є те, що вона поєднує багато видів флори Середземномор'я та західного Закавказзя. Кримські гори належать до Евксинської провінції Середземноморської лісової області. Лісистість у гірських і передгірних районах коливається від 32 до 60 %.

На північному макросхилі головної гряди Кримських гір і двох передгірних гряд звичайно виділяють три пояси: Лісостепу, дубових лісів, букових і грабових лісів. *Пояс Лісостепу* (150–350 м) охоплює майже все передгір'я, а також зовнішню і частину середньої гряди і зниження між ними. Рослинність його дуже мозаїчна. Лугові Степи чергуються з культурними нивами і низькорослими порослевими дубняками. Головною лісоутворюючою породою є дуб пухнастий із незначною домішкою дуба скельного і черешчатого. Поряд з дубом ростуть клен польовий, грабинник, береза, груша звичайна, яблуня; з чагарників – різні види шипшини, глоди, бересклети, кизил, бирючина, місцями держидерево. Трав'яний покрив під пологом лісу бідний, на відкритих місцях багатший; переважають або степові дерновинні злаки (типчак, ковила, бородань), або лугові злаки і різнотрав'я (шавлія поникла, рутвиця, горицвіт, півонія тонколиста, асфоделіна кримська й ін.). Пояс дубових лісів розташований на висоті 300-700 м. У нижній частині його переважають дубняки грабинникові і кизилові. У верхній частині поясу (500-600 м) до дуба домішується ясен звичайний. Місцями в цьому поясі мозаїчно вкраплені невеликі ділянки соснових (із сосни кримської), ялівцевих і сосново-дубових лісів. Пояс букових і грабових лісів знаходиться на висоті 700-1300 м. Найбільш могутні букові ліси спостерігаються в середній його частині. Грабові ліси зустрічаються окремими острівцями, часто граб росте разом із буком. Другий ярус складають липа, ясен і клен Стевена. Вище 900-1000 м бук і граб дрібніють, переходячи в криволісся. Яйли безлісні або майже безлісні. Лише під захистом скель збереглися невеликі перелiски. Для кам'янистих місць характерні кримський едельвейс, поломник волосистий, гірські волошки. На задернованих місцях ростуть типчак, бромус, жовтець ілірійський, степова таволжанка й ін.

На південному схилі Головної гряди виділяють три лісових пояси: нижній, або приморський, середній і верхній. Нижній лісовий пояс представлений ялівцево-дубовими або ялівцево-сосновими лісами, дуже сухими і світлими. Перший ярус цих лісів складається з ялівця і дуба пухнатого з домішкою дикої фісташки, другий – із грабинника, каркаса, полуничника дрібноплідного, клена. У підліску розвинуті ладанник, держидерево, торбах, жасмин, глиця, ялівець червоний. Середній лісовий пояс (від 350-400 до 900-1000 м) складається переважно із сосни кримської, яка місцями утворює значні масиви чистих насаджень. У нижній частині пояса до кримської сосни домішуються дуб пухнатий, ялівець, трохи вище – граб, ірга, кизил, ліщина. Зникають середземноморські чагарники (земляничник, жасмин, держидерево, глиця), але зате з'являються характерні представники північних і соснових лісів (грушанки, вітряниця, під'ялинник). Ще вище і до верхньої межі сосняків помітну участь у деревостоях, крім кримської сосни, беруть дуб скельний, клен польовий і Стевена, в'яз, граб, горобина, сосна, а з чагарників – бересклет бородавчастий, шипшина, кизильник. Верхній лісовий пояс (від 900-1000 м) складається з бука кримського і сосни. Соснові ліси переважають над буковими. До бука і сосни домішуються граб і клен польовий, ліщина і на більш вологих місцях – осика. Над буковим лісом простираються майже позбавлені деревної рослинності високогірні кам'янисті луки або оголені скелі.

Видові відмінності ландшафтів фізико-географічних областей зв'язані з неоднорідністю їх геолого-геоморфологічних особливостей і положенням у межах висотних поясів. За характером ландшафтної структури Кримські гори поділяються на три області: Передгірну Лісостепову, Головну гірсько-лучно-лісову гряду, Кримську південно-берегову субсередземноморську.

Коричневі ґрунти Криму сформувались під сухими лісами і чагарниками та степовою рослинністю в кліматичних умовах, характерних для сухого середземноморського клімату. В Криму вони займають смугу Південного берега, розміщую-

чись окремими плямами від західної його границі до східної. Коричневі ґрунти – зональний тип ґрунтів напіваридних (ксерофітно-лісових) субтропіків. Крім Криму, вони зустрічаються в СНД – у Східному Закавказзі, горах Середньої Азії, у світі ареал їх розповсюдження дуже великий: середземноморське узбережжя Європи, Азії та Африки, північ півострова Гіндустан, Іран, Сирія, Південна Америка (рівнина Гран-Чако, узбережжя вздовж Чилійських Анд), Північна Америка (район Великого Басейну на території США, Мексика), південний схід Австралії. Площа, яку займають ґрунти в Україні, – 48,5 тис. га, а у світі – 269 млн. га.

Вперше коричневі ґрунти були описані С.А.Захаровим у 1924 р. на Кавказі. Де Віллар вивчав їх в Іспанії і назвав "ксерофітними середземноморськими", а І.П.Герасимов запропонував виділяти ці ґрунти як самостійний тип.

Умови ґрунтоутворення типові для зони напіваридних субтропіків. *Генезис* коричневих ґрунтів досить складний, оскільки їх формували кілька елементарних ґрунтових процесів:

– *оглинення* – інтенсивне вивітрювання первинних мінералів з утворенням вторинних глинистих гідрослюдно-монтморилонітового складу, причиною чого є сприятливі умови зволоження та температура взимку, весною та восени. Влітку при висушуванні оглинення протікає нижче, на глибині 30–80 см;

– *гумусоакумуляція*, особливостями якої є те, що розклад і гуміфікація рослинних залишків іде в умовах нейтральної або слаболужної реакції середовища, багатого основами. Інтенсивний біологічний кругообіг (щорічно на поверхню ґрунту потрапляє 250 кг/га азоту та лужних елементів), полімеризація та закріплення гумусу під час висушування ґрунту сприяють накопиченню в ньому достатньо великої кількості гумусових речовин фульватно-гуматно-кальцієвого типу;

– *міграція карбонатів і солей*. У вологі періоди продукти вивітрювання вимиваються з верхніх горизонтів: солі – за межі профілю, а $CaCO_3$ на глибину 30–50 см і нижче утворює ілювіально-карбонатний горизонт. Влітку з висхідними токами води карбонати піднімаються у верхній горизонт, що забезпечує його нейтральну реакцію, збагаченість кальцієм, стійкість органічних речовин, утворення фульватно-гуматного гумусу, попередження Е-І-диференціації;

– *рубефікація*: оксиди заліза, що вивільняються при вивітрюванні, в сухий період дегідратуються, утворюючи плівки на поверхні ґрунтових частинок. Вони надають ґрунту специфічного коричневого кольору.

Будова профілю типового коричневого ґрунту (рис. 105, с.365) така:

Но – лісова і трав'яна підстилка потужністю до 2 см, часто взагалі відсутня;

Н – гумусовий, задернований, сіро-коричневий, грудкувато-зернистий;

Нрт – гумусований, оглинений, перехідний, коричневий, ущільнений, зернисто-великогрудкуватий;

Рhтк – нижній перехідний, слабкогумусований, оглинений, коричнево-бурий, горіхувато-великогрудкуватий, щільний;

Р(к) – елювій-делювій вапняків або сланців.

Потужність профілю на рівнинах досягає 2 м, у горах – значно менша. Забарвлення ґрунтів залежить від особливостей ґрунтоутворюючих порід. При загальному для них коричневому кольорі на продуктах вивітрювання вапняків вони мають

червоно-бурий відтінок, а на сланцях – сіруватий. За гранулометричним складом переважають важкосуглинкові та глинисті відміни. Характерною їх особливістю є наявність скелетних включень у вигляді щебеню і каміння. Це ґрунти не диференційовані за елювіально-ілювіальним типом, сильно оглинені в середній, рідше в верхній частині профілю, насичені основами, з нейтральною реакцією середовища, часто карбонатні. Гумусу містять 4-7 %, його кількість різко зменшується з глибиною, Сгк:Сфк > 1. Фізико-хімічні властивості добрі: ЄП висока (30-45 мг-екв/100 г ґрунту), pH ~ 7, висока СНО (~ 100 %). Непогана оструктуреність, добрі водно-фізичні властивості, ґрунти практично незасолені. Перерозподілу SiO_2 та R_2O_3 немає, мул накопичується в оглиненій частині профілю, відношення SiO_2: R_2O_3 в мулі ~3-5, звужуючись донизу.

Підтипи коричневих ґрунтів виділяють за наявністю карбонатів та ступенем їх вилуговування. *Типові* коричневі ґрунти закипають у перехідному горизонті, *вилугувані* – в материнській породі, *карбонатні* – по всьому профілю. Всі три підтипи утворюються на карбонатних материнських породах. *Безкарбонатні* коричневі ґрунти утворюються найчастіше на сланцях, конгломератах, тому не закипають.

Крім коричневих ґрунтів південного схилу Кримських гір, у передгірській степовій зоні північної гряди розташовуються чорноземи звичайні міцелярно-карбонатні; на північному схилі першої гряди на висоті від 480 до 1200 м над рівнем моря і частково в західній частині другої гряди – бурі лісові слабонесиченні ґрунти, характеристика яких наведена в попередніх розділах.

27.4. Використання гірських ґрунтів

У природному стані *бурі лісові* та *дерново-буроземні ґрунти* Карпат забезпечують високу продуктивність лісів. Використовують їх також під сінокоси та пасовища і лише невеликі площі розорані або зайняті садами та виноградниками. Потенційно – це високородючі ґрунти. Їх агрономічна придатність обмежується технологічними умовами земель (невеликі поля, круті схили), високою кислотністю, низьким вмістом ввібраного кальцію та магнію, відсутністю нітрифікаційної здатності, збідненістю доступними формами азоту та фосфору.

Для підтримання високого рівня врожаю трав необхідно систематично вносити мінеральні добрива. При розташуванні в сприятливих умовах рельєфу буроземи при розорюванні дають добрі орні землі високої природної родючості, але вони потребують вапнування, систематичного внесення органічних та мінеральних добрив (особливо фосфорних), створення потужного орного горизонту. Внаслідок непоганих фізичних властивостей типові бурі лісові ґрунти особливо придатні для багаторічних плодових насаджень та ягідників, у центральній та південній Європі на них вирощують виноград. Враховуючи високу кислотно-основну буферність буроземів, рекомендовані дози внесення вапна складають 0,25 норми, розрахованої за величиною гідролітичної кислотності один раз в 4-5 років. Тобто кальцій вноситься не для нейтралізації кислотності, а для компенсації фізіологічної кислотності мінеральних добрив і втрат кальцію внаслідок виносу з урожаєм і вилуговування (Ф.П.Топольний, 1991).

Досить стійкі до водної ерозії, але після вирубування лісів на гірських схи-

лах дощові потоки можуть повністю зруйнувати ґрунт. Окультурювання еродованих буроземів досягається впровадженням ґрунтозахисних сівозмін, систематичним внесенням підвищених норм органічних і мінеральних добрив та хіммеліорантів. Середньо- та сильнозмиті ґрунти залужують на 10 років і більше. Складніші для окультурювання глейові підтипи, які потребують регулювання водного режиму як агромеліоративними, так і гідротехнічними заходами.

Підзолисто-буроземні ґрунти Карпатської гірської провінції, переважно поверхнево-оглеєні, володіють низькою родючістю стосовно польових і технічних культур, що зумовлено незадовільним повітряним режимом, високою кислотністю та збідненістю поживними речовинами. Після осушення закритим гончарним дренажем необхідно систематично проводити вапнування, вносити підвищені норми органічних, фосфорних і азотних добрив за обов'язкової наявності багаторічних трав у сівозміні. Сприятливий клімат Закарпаття, де в основному знаходяться головні масиви цих ґрунтів, дозволяє вирощувати цінні плодові культури та виноград. Однак використання цих ґрунтів під сади і виноградники обмежується високою щільністю ілювіально-метаморфічного горизонту, що утрудняє проникнення коренів рослин, а анаеробні процеси можуть викликати їх відмирання. Крім того, необхідні додаткові заходи для попередження сповзання ґрунту на плантажованих ґрунтах схилів.

Головні причини, що зумовлюють низьку родючість *бурувато-підзолистих оглеєних ґрунтів* і невисоку врожайність вирощуваних культур, це інтенсивний розвиток глейових процесів, несприятливий водно-повітряний режим, підвищена кислотність, наявність великої кількості рухомого алюмінію, незадовільні водно-фізичні й агрохімічні властивості. Для досягнення необхідного рівня ефективної родючості й для отримання високих і стійких урожаїв сільськогосподарських культур на бурувато-підзолистих оглеєних ґрунтах Передкарпаття необхідно застосовувати широкий комплекс заходів окультурювання (І.І.Назаренко, 1981). До них входять осушувальна та хімічна меліорація, дробне внесення азотних добрив, щілювання підорного шару ґрунту. Найбільш ефективно знижує ґрунтову кислотність внесення вапна (4 т/га) і фосфоритного борошна (2 т/га) на фоні закритого гончарного дренажу. Під впливом фосфоритного борошна рухомий алюміній входить до комплексних сполук, в складі яких він втрачає свою токсичність по відношенню до рослин. Основними культурами, що вирощують на окультурених бурувато-підзолистих оглеєних ґрунтах, є озима пшениця, льон, ярий ячмінь, кукурудза та вико-овес на зелений корм, кормовий буряк і багаторічні злакові й бобово-злакові травосуміші.

Коричневі ґрунти достатньо родючі, використовуються для вирощування багатьох цінних субтропічних сільськогосподарських культур, зокрема тютюну й ефіроолійних, а також як сади та виноградники. Але в літній період вони недостатньо забезпечені вологою, тому потребують зрошення, що в умовах складного рельєфу досить проблематично. Обов'язкове внесення органічних та мінеральних добрив, бажано проводити глибоке розпушування з метою руйнування оглиненого горизонту. Важливо здійснювати захист від водної ерозії. Найбільш ефективний захід – терасування схилів виїмково-насипним методом зі збереженням гумусового горизонту на полотні терас. Цей захід разом із протиерозійною організацією території, будівництвом водовідвідних і водорегулюючих валів, каналів цілком виключає змив ґрунту. Контроль і регулювання гумусового стану ґрунту за рахунок внесення добрив, торфу чи сівби сидератів у осінньо-зимовий період – важливий та необхідний засіб підвищення родючості коричневих ґрунтів терасованих схилів. На крутих безлісих схилах доцільно здійснювати заходи із їх заліснення.

Буроземи слабоненасичені на північних схилах другої і третьої гряд Кримських гір у лісостеповому поясі піддаються остепнінню при використанні їх у землеробстві, а також через зрідженість лісів. Родючість цих ґрунтів найчастіше лімітується малою потужністю кореневмісного шару через близьке до поверхні заляган ня щільних ґрунтотворних порід, сильну кам'янистість і щебенюватість, підвищений вміст карбонатів кальцію, змитість гумусового горизонту.

Буроземи потужні глинисто-щебенюваті на карбонатних і безкарбонатних породах – потенційно високородючі, на них ростуть високопродуктивні чисті букові та мішані ліси. Для збереження продуктивності цих ґрунтів перш за все необхідна їх охорона, подальше використання під буковими, дубовими і мішаними лісами, а також розширення площі букових лісів за рахунок менш цінних типів лісу. Буроземи малопотужні щебенювато-кам'янисті на карбонатних і безкарбонатних породах прилягають до крутих схилів, характеризуються малою потужністю гумусового горизонту, а також незадовільним для дерев водним режимом. Тому ці ґрунти в основному зайняті низькопродуктивними лісами або степовою рослинністю. Тут сильно розвинуті ерозійні процеси, зменшити інтенсивність яких можна шляхом заліснення при терасуванні схилів. Остеповілі ґрунти на пухких продуктах вивітрювання карбонатних і безкарбонатних ґрунтотворних порід використовуються під сади, виноградники, ефіроолійні культури, тютюн. Дуже кам'янисті ґрунти використовують переважно під пасовища. Заходи по підвищенню їх родючості включають задерніння і заліснення крутих схилів, нормування випасу, збільшення частки багаторічних трав у структурі посівних площ, будівництво гідротехнічних споруд (валів, водовідвідних каналів, терас та ін.).

Контрольні запитання та завдання

1. Визначте особливості вертикальної поясності, умов ґрунтотворення, ґрунтових процесів та ґрунтів Карпатської гірської системи.

2. Визначте екологічні умови для розвитку буроземів та елементарні ґрунтові процеси, що проходять при бурозем оутворенні.

3. Охарактеризуйте рослинність Карпат і її вплив на процеси ґрунтотворення.

4. Обґрунтуйте класифікацію, діагностику, властивості та сільськогосподарське використання бурих лісових ґрунтів.

5. Географічне поширення, умови ґрунтоутворення, генезис, склад, властивості та шляхи окультурювання бурувато-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття.

6. Охарактеризуйте рослинність, характерну для Криму, і її вплив на процеси ґрунтоутворення.

7. Визначте особливості вертикальної поясності, умови ґрунтоутворення, ґрунтові процеси та ґрунти Кримської гірської системи.

8. Визначте географічне поширення, дайте агрогенетичну характеристику і окресліть особливості сільськогосподарського використання коричневих ґрунтів.

РОЗДІЛ ДВАДЦЯТЬ ВОСЬМИЙ

АЛЮВІАЛЬНІ ҐРУНТИ (ALLUVIAL SOILS)

28.1. Заплавне ґрунтотворення

Заплава – частина річкової долини, яка періодично затоплюється повеневими або паводковими водами. Алювіальні ґрунти – це ті, які утворюються в заплавах рік, озер, у приморських дельтах рік тощо.

Заплаву мають практично всі ріки: чим більша ріка, тим ширша заплава, хоча бувають і винятки. На території СНД заплавні ґрунти займають площу 57,5 млн. га, на Україні – 1,4 млн. га, з них 0,9 млн. га – сільськогосподарські угіддя, причому найбільше їх зосереджено в Лісостепу. Заплава – найнижча і наймолодша тераса річкової долини. Територія заплави ділиться на 3 частини: прируслову, центральну та притерасну (рис. 106, с.366).

Прируслова заплава. Для неї характерні найвищі відмітки поверхні, найбільша швидкість води під час повені. Ширина її коливається від 20 м до декількох кілометрів; відкладається найбільш крупний галечниково-піщаний алювій; у період межені ґрунтові води опускаються глибоко й не впливають на ґрунтоутворення.

Центральна заплава – найширша, до декількох десятків кілометрів, поверхня її дещо знижена порівняно з прируслової частиною, швидкість води при повені менша, тому відкладається алювій більш тонкий, пилувато-суглинковий; ґрунтові води в період межені знаходяться неглибоко й охоплюють своїм впливом нижню частину профілю.

Притерасна заплава – найвіддаленіша від русла, поверхня найнижча, швидкість повеневого потоку мінімальна, відкладається найтонкіший глинистий алювій; тривалість затоплення найбільша; в межень виклинюється ґрунтовий потік, що йде з водозбору, вода застоюється на поверхні – це основні причини заболочення території.

Головним типом *рослинності* в заплавах є луки – це ділянки, де рослинний покрив більш-менш густий і утворений трав'яними мезофітами. На луках виділяють кілька господарсько-біологічних груп рослин: злаки, осоки та різнотрав'я (представники різних ботанічних родин, за винятком бобових). Луки зустрічаються як на рівнинах, так і в горах. Однак інтразональна рослинність поширена тільки на рівнинах. Рівнинні луки поділяють на заплавні та материкові (поза заплавні). Останні можуть бути суходільними, що являють собою підвищені дреновані ділянки та низинними, що займають вологі пониження. Суходільні луки поширені, в основному, в тайгово-лісовій зоні. За походженням вони вторинні, тобто утворюються на місці вирубки лісів, тому їх ще називають післялісовими. Багато таких

лук утворюється на місці хвойних лісів на бідних ґрунтах, а південніше – на місці широколистяних лісів на родючіших ґрунтах. Трав'янистий покрив густий, але низькорослий. Переважають дрібні злаки та різнотрав'я, бобових мало.

Рослинність заплавних лук має свої особливості залежно від частини заплави. В прируслвій заплаві, яка найбільш підвищена й суха, переважають кореневищні злаки – бромус безостий, пирій повзучий, війник наземний, з бобових зрідка зустрічається люцерна серпоподібна, а з різнотрав'я – порізник проміжний, бутень Прескотта та ін.

У центральній частині заплави, добре зволоженій і дренованій, ростуть десятки видів трав'яних рослин. Серед них – рихлокущові злаки, зокрема вівсяниця лучна, тимофіївка лучна, грястиця збірна. Бобові рослини представлені різними видами конюшини (лучна, повзуча, середня, гірська), чиною лучною, горошком мишачим тощо. Серед різнотрав'я переважають герань лучна, борщовик сибірський, горицвіт зозулин і різні види жовтецiв.

У притерасній частині заплави домінують вологолюбні рослини, зокрема осоки (пухирчата, здута), а також злаки (лучник дернистий) та різнотрав'я (таламник звичайний, зюзник європейський). Бобових рослин майже немає.

Основи вчення про *ґрунтотворення* в заплавах розроблені В.Р.Вільямсом. Головну роль тут відіграє *повеневий процес* – періодичне затоплення заплави повеневими водами після сніготанення, дощів тощо. Другий складовий процес – *алювіальний*, тобто накопичення річкового алювію в результаті осідання на поверхню заплавних ґрунтів твердих частинок із повеневих вод. Алювій має різний характер, що залежить не тільки від частини заплави, в якій він відкладається, а й від розміщення вздовж течії річки. У верхній частині річки алювій найбільш грубий, піщаний, у середній частині і далі вниз умови дренажу в заплаві погіршуються, зменшується швидкість потоку, зростають мінералізація вод, засолення ґрунтів, проявляється тенденція до заболочення.

Найголовніші особливості заплавного процесу ґрунтотворення:

– формування акумулятивної, наносної кори вивітрювання за рахунок відкладання рухомих продуктів з усієї площі водозбору. В ґрунтах акумулюються глинисті частинки, гумус, $CaCO_3$, фосфор, калій, азот, залізо, марганець тощо;

– заплавний водний режим при періодичному затопленні поверхні й більш-менш постійній участі ґрунтових вод у ґрунтоутворенні. Це викликає гідроморфізм ґрунтів, розвиток болотного процесу. Але, як зазначає Ф.Дюшафур, хоча в усіх алювіальних ґрунтах на певній глибині завжди є ґрунтові води, які дуже динамічні, алювіальні ґрунти відрізняються від інших гідроморфних;

– верхня їх частина добре аерується в сухий сезон, органічна речовина швидко мінералізується, ґрунти збагачуються киснем із річкової води, тому сильних відновлювальних процесів не спостерігається;

– постійне омолодження ґрунтів у результаті систематичного залучення в ґрунтоутворення нових порцій алювію, яке йде одночасно з формуванням материнської породи, тому ґрунти часто слаборозвинені, зі слабкодиференційованим шаруватим профілем;

– вирівняний тепловий режим завдяки високій обводненості ґрунтів: у жарких районах ґрунти прохолодніші, а в холодних – тепліші, ніж на навколишній території;

– переважання дернового процесу при ґрунтоутворенні, але можуть проявлятись також зональні та інтразональні процеси.

У кожній заплаві вплив зональних умов проявляється тим сильніше, чим коротший період затоплення. Прояв зональності пояснюється різницею в тепловому режимі, атмосферному зволоженні, характерній рослинності в різних природних зонах. Наприклад, алювіальні ґрунти тайгово-лісової зони близькі до дернових із ознаками заболочення, на рідко затоплюваних ділянках під лісовою рослинністю утворюються дерново-підзолисті ґрунти. У Лісостепу та Степу добре розвивається лугова рослинність, багато бікарбонатів, активно йде гуміфікація, накопичується гумус, ґрунти мають риси чорноземів. На рідко затоплюваних ділянках утворюються чорноземи, сірі лісові ґрунти тощо. Але алювіальні ґрунти різних зон відрізняються менше, ніж ґрунти, розташовані поза заплавою.

28.2. Класифікація та властивості алювіальних ґрунтів

Вона ускладнюється тим, що розвиток і властивості алювіальних ґрунтів залежать як від зональних, так і від азональних факторів. Найбільш розповсюджені три типи алювіальних ґрунтів: дернові, лугові, болотні. Їх поділ на підтипи залежить від зони.

Тип **алювіальних дернових ґрунтів** (рис. 107, А; с.366) формується під луговою, чагарниковою та лісовою рослинністю в прирусловій заплаві. Ґрунтові води, хоча й не знаходяться дуже глибоко, більшу частину року не впливають на ґрунтовий профіль, тому ці ґрунти до певної міри сухі. Ознаки оглеєння слабкі або відсутні. Ґрунти слабогумусовані (1–3%), здебільшого сильно шаруваті, що за старою номенклатурою дозволило називати їх "заплавними шаруватими"; переважно малопотужні з невеликою ЄП (10–15 мг-екв на 100 г ґрунту). Профіль типового алювіального дернового ґрунту:

Нд – дернина, сіра або бурувато-сіра, потужністю 5–7 см;

Н – потужністю 3–20 см, гумусовий, сірий, шаруватий, найчастіше – піщаний ;

НР – перехідний, шаруватий;

Р – алювій різного гранскладу, шаруватий.

Підтипи цих ґрунтів такі: *опідзолені*, в них виділяється освітлений Не-горизонт та горизонт НРі, характерний Е-І-перерозподіл речовин (Но+Не+НРі+Р); *примітивні*, в яких горизонти не розвинені, являють собою шари алювію різного гранскладу та гумусованості ($Ph+ +P_1h_1+P_2h_2+\ldots+P_nh_n$); *буроземні*, які зустрічаються в зоні Карпат, мають бурувате забарвлення, перехідний горизонт ущільнений, Е-І-диференціація профілю відсутня.

Роди: *кислі*, в яких pH<7, СНО < 50%; *насичені*, pH = 6–7, СНО ~ 100%; *карбонатні*, які закипають по всьому профілю; *шаруваті*, які мають типову будову профілю, потужність 30–50 см, весь профіль явно шаруватий, гумусу ~ 2%; *глейові*, в яких у материнській породі спостерігається оглеєння (Pgl). Види: коротко-профільні, потужність менше 45 см; слаборозвинені – менше 10 см; нормальні – 45–80 см; потужні – більше 80 см.

Алювіальні лугові ґрунти (рис. 107, Б; с.366) утворились під трав'янистою луговою рослинністю в центральній заплаві. Будова профілю типового ґрунту:

Нд – дернина, потужністю 3–5 см, щільна, багато коренів;

Н – гумусовий, потужністю 30–50 см, темно-сірий, зернистий;

НPgl – перехідний, бурий, із плямами оглеєння;

PGl – шаруватий алювій, оглеєний, часто безструктурний, іноді з шарами торфу.

Коренева система лугової рослинності інтенсивно оструктурює ґрунтову масу, тому стара назва цих ґрунтів "заплавні зернисті". Гумусу в них багато, до 8–10%, ЄП – до 20–30 мг-екв/100 г ґрунту.

Алювіальні болотні ґрунти (рис. 107, В; с.366) утворились у притерасних або старичних зниженнях. Для їх генезису характерна спільна дія болотного й алювіального ґрунтотворень. Залежно від їх співвідношення, алювіальні болотні ґрунти діляться на лугово-болотні (сильноглейові, не мають Т) та оторфовані (мають шар Т). Оторфовані поділяються за потужністю та ступенем розкладу торфу. Типовий профіль: **Н(Т)+НPGl+PGl**. Болота, звичайно, низинного типу, гумусу від 5 до 20%, реакція кисла або слабкокисла, ЄП різноманітна, містять мало фосфору та калію, торф сильно замулений, у мінеральній частині профілю – іржаво-вохристі плями.

28.3. Використання алювіальних ґрунтів

Заплавні ґрунти – одні з найцінніших складових земельного фонду будь-якої країни. Алювіальні дернові ґрунти придатні для використання під кормові угіддя – сінокоси і пасовища, що дають сіно середньої якості. Для підвищення продуктивності цих угідь рекомендується створювати сіяні сінокоси і пасовища, підживлювати їх мінеральними добривами, вилучати чагарники, дотримуватися норм випасу.

Значною родючістю відрізняються алювіальні лугові ґрунти, особливо суглинкового гранулометричного складу. У природному стані вони зайняті продуктивними луками, пасовищами, що дають сіно високої і середньої якості. Для збереження та підвищення високої продуктивності заплавних лук необхідна правильна їх експлуатація. Проведення випасу по вологому ґрунту призводить до появи впадин, сильного ущільнення ґрунту, випадання травостою. Тому випас худоби на сінокісних угіддях небажаний. До необхідних заходів відносять внесення добрив, регулювання тривалості затоплення, поливи в посушливі періоди, збирання трав в оптимальні строки, підсів цінних у господарському відношенні трав тощо.

Алювіальні лугові ґрунти володіють низкою позитивних властивостей, що дозволяє використовувати їх у землеробстві: вони швидко просихають і прогріваються, добре аеровані, легко обробляються. Крім того, близькість до річки дозволяє організувати зрошення. Окремі ділянки розорюються для вирощування коренеплодів, картоплі, овочевих культур з обов'язковим внесенням органічних і мінеральних добрив, особливо фосфор-

них та калійних. В умовах Лісостепу і Степу на алювіальних лугових ґрунтах можливе отримання високих врожаїв цукрового буряка, овочевих та плодово-ягідних культур.

При плануванні розорювання заплавних ґрунтів варто враховувати тривалість затоплення, пізньовесняні та ранньоосінні заморозки, а також можливість розмиву повеневими водами поверхні ґрунту, залишеної без трав'янистого покриву. Для захисту від берегової водної ерозії не допускається розорювання алювіальних ґрунтів при швидкості течії, що перевищує 0,2–0,25 м/с, а також ділянок, близьких до русла, місць виходу та входу повеневих вод у заплаву, ґрив, тальвегів, рекомендується насадження дерев'янисто-чагарникової рослинності вздовж берегів, обвалування, влаштування польдерів.

Алювіальні болотні ґрунти в природному стані використовують як малоурожайні та низькоякісні сінокоси й пасовища. У заболоченій частині заплави потрібно регулювати водний режим, тривалість затоплення, в тому числі й осушенням.

Заплави мають велике екологічне значення для навколишніх територій. Своєрідний мікроклімат сприяє проникненню представників флори і фауни річкових долин у сусідні природні зони. Заплавні луки з їх пишною лучною рослинністю виступають природним біологічним фільтром, очищаючи води, що надходять у річкову долину; перешкоджаючи обмілінню й замуленню річок; зберігаючи цим рибні багатства, місця, де мешкають тварини і птиці, транспортні артерії, забезпечують тваринництво дешевими і якісними кормами, а також зберігають естетичну цінність прирічкових ландшафтів.

Контрольні запитання та завдання

1. Визначте особливості заплавного процесу ґрунтотворення та поняття заплави.
2. Охарактеризуйте рослинність, характерну для заплав, і її вплив на процеси ґрунтотворення.
3. Обґрунтуйте класифікацію, властивості та особливості сільськогосподарського використання алювіальних ґрунтів.

РОЗДІЛ ДВАДЦЯТЬ ДЕВ'ЯТИЙ

АГРОВИРОБНИЧЕ ГРУПУВАННЯ ТА БОНІТУВАННЯ ҐРУНТІВ

29.1. Агровиробниче групування ґрунтів

Агровиробниче групування ґрунтів проводиться, з одного боку, виходячи зі спільності можливого використання різних ґрунтів у складі тих чи інших сівозмін та угідь, спільності заходів із підвищення родючості ґрунтів, з іншого боку – виходячи з необхідності розглядати агровиробничу групу ґрунтів як вихідну одиницю (об'єкт) при земельно-оціночних роботах і при обліку земель.

Головні критерії, за якими ґрунти об'єднуються в агрогрупи, такі:

– належність ґрунтів до однієї ґрунтово-кліматичної зони й підзони або до суміжних підзон однієї чи декількох зон;

– генетична близькість ґрунтів, що виражається в однотиповості будови профілю, в подібності материнських порід, а також водно-фізичних, хімічних і фізико-хімічних властивостей;

– однорідність ґрунтових контурів або наявність певного ступеня неоднорідності (плямистостей, комплексів, сполучень) ґрунтів;

– ступінь прояву негативних ознак (засолення, еродованості, перезволоження тощо), які визначають необхідність тих чи інших меліорацій;

– близький рівень родючості ґрунтів.

Враховуючи сказане, а також виходячи із вимог державного земельного кадастру, розроблений номенклатурний список агровиробничих груп ґрунтів України, куди входять усі виробничо-значимі ґрунти, розповсюджені в країні, об'єднані за принципом подібності генетико-виробничих ознак на рівні *груп* (із розбивкою на розряди за гранулометричним складом) і з поділом на підгрупи за умовами залягання за рельєфом.

Внесеним до списка *агрогрупам* ґрунтів присвоєні номери, єдині для всієї країни.

Розряди за гранскладом наведені в списку індивідуально (тобто залежно від наявних варіантів гранскладу, властивих тим чи іншим ґрунтам) і позначені постійними для кожного варіанта гранскладу буквами:

а – піщані ґрунти;
б – глинисто-піщані;
в – супіщані;
г – легкосуглинкові;
д – середньосуглинкові;
е – важкосуглинкові й легкоглинисті;
є – середньо - і важкоглинисті.

Для щебенюватих і каменистих ґрунтів уведені додаткові позначення:

ж – середньощебенюваті;

з – сильнощебенюваті;

к – каменисті.

Слабощебенюватим ґрунтам індекси не додаються, тому що наявність щебенистості вже вказана в назві агрогрупи.

Підгрупи, тобто умови залягання за рельєфом (з урахуванням кутів нахилу), відображаються цифровими (римськими) шифрами:

I – відповідає похилам 0-1^0 широких вододільних плато і стародавніх терас (без вираженої западинності);

II – відповідає похилам 0-1^0 рівнин (переважно терасових) із частими западинами;

III – відповідає похилам 0-1^0 вузьких ерозійно небезпечних плато;

IV – відповідає похилам 0-1^0 моренно-зандрових рівнин;

V – відповідає похилам 0-1^0 днищ балок;

VI – відповідає похилам 0-1^0 заплав високого рівня;

VII – відповідає похилам 0-1^0 заплав низького і середнього рівнів;

VIII – відповідає похилам 1-3^0 односкатних схилів простої форми;

IX – відповідає похилам 1-3^0 схилів складної форми з балками;

X – відповідає похилам 3-5^0 односкатних схилів простої форми;

XI – відповідає похилам 3-5^0 схилів складної форми з балками;

XII – відповідає похилам 5-7^0 односкатних схилів простої форми;

XIII – відповідає похилам 5-7^0 схилів складної форми з балками;

XIV – відповідає похилам 7-10^0;

XV – відповідає похилам 10-12^0;

XVI – відповідає похилам більше 12^0.

До простих належать схили різноманітного повздовжнього профілю, поперечно рівні. Всі інші схили відносять до схилів складної форми. Детальність поділу схилів за цією ознакою береться 10-15 га. Мінімальні контури, що виділяються за умовами залягання по крутизні схилів – 2 га. Для запобігання виділення надто дрібних контурів, при розбіжності між контурами ґрунтів і умов залягання до 4 мм на карті, контури умов залягання суміщають із контурами груп ґрунтів.

Отже, повна назва кожної агровиробничої групи ґрунтів складається із показника генетичної приналежності ґрунтів, варіанта гранулометричного складу і показника розташування за рельєфом. Нумерація груп, відповідно до цього, складається з трьох шифрів: порядкового номера агрогрупи, індексу, що показує гранскладу, і шифру умов залягання.

Наприклад, "Темно-сірі лісові та реградовані ґрунти і чорноземи опідзолені та реградовані слабозмиті легкосуглинкові на схилах крутизною 5-7^0" позначаються шифром 49гХ.

Треба мати на увазі, що неоднорідності еродованих ґрунтів відносять до групи з ґрунтами більшого ступеня еродованості, якщо процент останніх перевищує 30. Наприклад, "Світло-сірі і сірі лісові слабкозмиті ґрунти з плямами світло-сірих і сірих лісових середньозмитих ґрунтів (30-50 %)" відносять до 38 групи, яка об'єднує світло-сірі й сірі лісові середньозмиті ґрунти.

Значення агровиробничих групувань не обмежується використанням їх при якісній оцінці земель і бонітуванні ґрунтів. Агровиробничі групи ґрунтів є робочим документом, на основі якого вирішується багато практичних питань у землеустрої. До них належать організація території сівозмін та розміщення їх полів; розробка проектів протиерозійного захисту ґрунтів; вибір ділянок та масивів для проведення меліоративних або культуртехнічних робіт і т.ін.

29.2. Поняття про бонітування ґрунтів

Ґрунтові ресурси держави – це безцінне народне багатство. Правильне їх використання неможливе без чітко наукового кількісного та якісного обліку ґрунтів. Для цього складається та ведеться земельний кадастр (від фр. *cadastre* – реєстрація). Згідно із "Земельним кодексом України", *державний земельний кадастр* – це єдина державна система земельно-кадастрових робіт, яка встановлює процедуру визначення факту виникнення або припинення права власності і права користування земельними ділянками та містить сукупність відомостей і документів про місцерозташування та правовий режим цих ділянок, їх оцінку, класифікацію земель, кількісну та якісну характеристику, розподіл серед власників землі та землекористувачів (ст.193). Основними завданнями ведення державного земельного кадастру є: а) забезпечення повноти відомостей про всі земельні ділянки; б) застосування єдиної системи просторових координат та системи ідентифікації земельних ділянок; в) запровадження єдиної системи земельно-кадастрової інформації та її достовірності (ст.195).

Бонітування ґрунтів (від лат. *bonitas* – доброякісність) – одна зі складових частин державного земельного кадастру. Земельним кодексом України (ст.199) визначено, що бонітування ґрунтів – це порівняльна оцінка якості ґрунтів за їх основними природними властивостями, які мають сталий характер та суттєво впливають на урожайність сільськогосподарських культур, вирощуваних у конкретних природно-кліматичних умовах.

Показником якості ґрунтів є бонітет, що виражається в балах по відношенню до найкращого ґрунту, бал якого береться за 100.

Бонітування ґрунтів дозволяє дати їх агрономічну інтерпретацію в конкретних показниках, контролювати зміну родючості, проводити контроль за використанням земельних ресурсів, вирішувати питання, пов'язані з охороною навколишнього природного середовища тощо. Основні його завдання:

– порівняти і згрупувати ґрунти держави, області, району, окремого господарства за їх продуктивністю;

– виявити найбільш сприятливі ґрунти і землі для різних сільськогосподарських культур;

– дати виробничу оцінку ґрунтовому покриву області, району, господарства, окремих полів;
– об'єктивно оцінити з урахуванням ґрунтово-кліматичних і економічних умов результати господарської діяльності різних за природними умовами областей, районів, господарств і виявити невикористані ресурси;
– допомогти правильному, з урахуванням ґрунтово-кліматичних умов, впровадженню раціональних систем ведення сільського господарства (розміщення культур у відповідності з їх агроекологічними вимогами, спеціалізація господарств і т.п.), проведенню внутрігосподарського землеустрою;
– підвищити зацікавленість землевласників та землекористувачів у збереженні та підвищенні родючості ґрунтів.

Бонітування ґрунтів є науковою основою вирішення перелічених завдань. Матеріали, отримані при бонітуванні ґрунтів, використовуються і при економічній та грошовій оцінці землі.

29.3. Класифікація земель

Крім агровиробничого групування ґрунтів, із метою найбільш раціонального їх використання складають класифікацію земель. Виділяють клас орнопридатних земель, клас природних земель під трав'яною рослинністю і т.ін.

Згідно з узагальненими результатами наукових досліджень працівників Головного інституту землеустрою (Д.С.Добряк, О.П.Канащ, І.А.Розумний, 2001), класифікація орних земель за придатністю ґрунтів для вирощування окремих сільськогосподарських культур передбачає їх характеристику стосовно вимог конкретної рослини. Основною таксономічною одиницею є підклас ґрунтів.

Придатність орних земель для вирощування різних сільськогосподарських культур характеризується ступенем відповідності якості ґрунтів агробіологічним вимогам культур і здатністю давати певний урожай. При цьому збирається інформація про агробіологічні вимоги сільськогосподарських культур до навколишнього середовища, екологічні особливості та кліматичні умови території, якість і властивості ґрунтового покриву, характеристику земної поверхні, виробничі (антропогенні) фактори використання орних земель та ін. Придатність ґрунтів визначається зіставленням агробіологічних вимог культури і показників, які характеризують фактори середовища. *Мета цього заходу – щоб посіви сільськогосподарських культур розміщувати там, де грунтово-кліматичні умови забезпечують найповнішу реалізацію потенціалу їх біологічної продуктивності.*

Придатність груп ґрунтів визначається в такій послідовності:
– виділяються зони вирощування культур;
– формуються підкласи придатності;
– обчислюються площі орних земель за підкласами придатності.

Зони вирощування виділяються для озимої пшениці, озимого жита, ячменю, вівса, кукурудзи на зерно, цукрових буряків, соняшнику, картоплі, льону-довгунцю. Вони виділяються за даними про агрокліматичні вимоги названих культур до тепла, вологи, світла на різних фазах розвитку. В першу чергу враховується кількісна потреба в цих факторах у "критичні" періоди росту і розвитку рослин, як правило, середньостиглих сортів.

Шляхом зіставлення мінімальних і максимальних значень кліматичних характеристик кожної культури з фактичними багаторічними даними встановлюються межі зон вирощування.

Для уточнення цих меж у деяких випадках можуть використовуватись дані про вимоги окремих культур до тепла і вологи в "критичні" періоди їх росту і розвитку. Для озимої пшениці, жита – це запаси вологи і температура ґрунту або повітря в період "сівба-сходи-кущення"; тривалість періоду з "критичною" температурою ґрунту в зимовий період; кількість опадів у період появи сходів; сума активних температур від посіву до закінчення вегетації; для ячменю, вівса, крім забезпеченості вологою, ще і температура повітря в період "ріст-цвітіння" та кількість опадів за червень-серпень; для цукрових буряків – забезпеченість вологою в період сівби, кількість опадів за липень-серпень; для соняшнику – температура в період "утворення суцвіть-цвітіння"; для картоплі – температура в період "садіння-бульбоутворення", для льону-довгунцю – вологозабезпеченість і температура від сходів до цвітіння.

За результатами роботи складається схема зон вирощування культур. Згідно із цими схемами визначається належність природно-сільськогосподарських районів до зони вирощування кожної культури і по кожному з них встановлюється придатність орних земель до вирощування культур.

Придатність площ окремих ґрунтів для вирощування сільськогосподарської культури визначається за класифікаційними таблицями. Вони складаються для того, щоб наявну інформацію про ґрунтові та інші фактори, що впливають на використання орних земель, зобразити узгоджено з відомими агробіологічними вимогами культур. У них в узагальненому вигляді наводяться характеристики ґрунтового покриву (умови залягання, ґрунтотворні породи, гранскладі, забезпеченість фосфором і калієм, кислотність (величина pH), солонцюватість, засолення та ін.), відомості про рельєф, а також про агробіологічні вимоги культур (табл. 56).

Агровиробнича значимість орних земель визначається тим, наскільки наведені характеристики відповідають агробіологічним вимогам культури до середовища (місцезростання). Орні землі розподіляються на підкласи придатності шляхом узгодження характеристик ґрунтового середовища і вимог культур. Виділяється 5 підкласів за придатністю для вирощування окремих культур: озимої пшениці, жита, ячменю, вівса, кукурудзи на зерно, цукрових буряків, соняшнику, картоплі та льону-довгунцю.

Перший підклас (найбільш придатні землі) – це орні землі, придатні для вирощування культури без будь-яких обмежень. Показники, які характеризують ґрунт, умови його залягання та рельєфу оптимальні з точки зору вимог культур. Ґрунти забезпечують формування найвищої урожайності та ефективності вирощування культур.

До другого підкласу (середня придатність) належать орні землі, рельєф, ґрунти та інші умови яких в цілому відповідають вимогам культури, але є фактори, які знижують родючість. Урожайність та ефективність вирощування культур дещо нижча, але при високій агротехніці та забезпеченості добривами вони можуть бути на рівні першокласних.

Таблиця 56

Фрагмент класифікаційної схеми для визначення підкласів придатності ґрунтів під сільськогосподарські культури

*Класифікаційні ознаки**	*Підкласи*				
	Найбільш придатні землі	*Середня придатність*	*Обмежено придатні*	*Погані, низької придатності землі*	*Найгірші землі*
1.	Рівні вододільні плато, надзаплавні тераси	Рівні, слабохвилясті, нахилені, вузькі, вододільні плато, похилі схили, тераси	Схили вузьких вододільних плато, пониження на плато, терасах, заплави рік, рівнинні ділянки	Круті схили, значні пониження на плато, терасах, заплавах	Розмиті круті схили, глибокі пониження
2.	Лесові породи	Лесові породи	Лесові породи, глини, озерні відклади, елювій щільних карбонатних порід	Морена, водно-льодовикові і давньоалювіальні відклади, елювій кристалічних порід	Морена, водно-льодовикові і давньоалювіальні відклади, елювій кристалічних порід
3.	Достатнє	Обмежене за рахунок зниження запасів продуктивної вологи	Недостатнє або надмірне	Недостатнє або надмірне	Недостатнє або надмірне
4.	Не зазнають	Частково на короткий період	В заплавах і днищах затоплюються паводковими водами на короткий період	В заплавах і днищах затоплюються на тривалий період	Затоплюються паводковими і стічними водами
5.	Не змиті	Слабозмиті	Середньозмиті	Сильнозмиті і сильнодефльовані	Сильнозмиті і сильнодефльовані
6.	Суглинкові та легкоглинисті	Суглинкові та легкоглинисті	Супіщані	Піщані і глинисто-піщані	Піщані і глинисто-піщані
7.	Висока, підвищена	Висока, підвищена	Середня	Низька і дуже низька	Низька і дуже низька
8.	6,0-7,5	6,0-7,5	5,6-6,0 7,0-8,0	Менше 5,6, більше 7,5	Менше 5,6, більше 7,5
9.	Несолонцюваті, незасолені	Солонцюваті, глибоко солончакуваті	Середньосолонцюваті, солончакуваті	Сильносолонцюваті, солончакові	Солонці, солончаки

** Класифікаційні ознаки: 1 – умови залягання; 2 – ґрунтоутворюючі породи; 3 – зволоження (клімат); 4 – зазнають затоплення, підтоплення; 5 – змитість; 6 – гранулометричний склад; 7 – забезпеченість РК (визначається на підставі фактичних даних за таблицею забезпеченості); 8 – кислотність (pH); 9 – солонцюватість, засолення.*

Третій підклас (обмежено придатні землі) – це землі, ґрунтовий покрив, рельєф та інші умови яких характеризуються деякими негативними факторами, усунення яких при вирощуванні культур потребує додаткових затрат на агротехнічні, меліоративні та інші заходи. Урожайність культури дещо нижча від характерної для регіональних умов. До цього підкласу також відносять орні масиви з ґрунтами, на яких вирощування культури забезпечує більш високі економічні показники, але при цьому не здійснюються ґрунтозахисні заходи, тому погіршується якість ґрунтового покриву і знижується родючість ґрунтів. Це середньозмиті ґрунти, непридатні для вирощування цукрових буряків, соняшнику, кукурудзи, картоплі та інших просапних.

Четвертий підклас (ґрунти низької придатності) – це орні землі, ґрунтовий покрив яких характеризується численними негативними факторами. Використання їх без меліоративних заходів забезпечує отримання врожаїв, значно нижчих від середніх, тому вирощування культур збиткове. Після проведення меліорацій можуть стати придатними для вирощування культур.

П'ятий підклас (найгірші землі) – це орні угіддя, поліпшення яких або неможливе, або ж проблематичне з технологічних, природоохоронних і економічних міркувань.

Для класифікації доцільно мати карти ґрунтового покриву і геоморфології території природно-сільськогосподарського району, на яких зафіксовано контури основних ґрунтів і дається характеристика умов залягання. Спочатку виділяються підкласи придатності для тих агровиробничих груп, які включають кращі ґрунти. Потім, зіставляючи властивості ґрунтів з указаними в класифікаційній таблиці, визначають підкласи придатності для решти агрогруп. Підклас придатності представляється декількома агровиробничими групами ґрунтів.

Для практичного використання результатів класифікації в сільському господарстві необхідно скласти відповідні карти придатності орних земель для вирощування культур на території окремих сільськогосподарських землеволодінь і землекористувань районів, областей, а також на всій території України й обчислити площі орних земель за підкласами придатності.

Для уточнення територіального розміщення виробництва основної сільськогосподарської продукції можуть утворюватися проміжні одиниці – агроекологічні округи – шляхом об'єднання природно-сільськогосподарських районів, в яких вплив факторів на вирощування сільськогосподарських культур максимально однорідний. Округи виділяються для кожної культури, або для їх агроекологічних груп. За даними, які характеризують агроекологічні округи в межах зони вирощування культури, виділяються кращі, середні та гірші природно-екологічні умови вирощування культури.

29.4. Основні принципи і критерії бонітування ґрунтів

Теоретичною основою бонітування ґрунтів є закон кореляції (співвідношення) між властивостями ґрунту і рослинами, що на ньому вирощуються, встановлений В.В.Докучаєвим. З цього випливає положення, що в основу бонітування повинні бути покладені фактичні природні властивості ґрунтів, як найбільш об'єктивні і надійні показники їх продуктивності. Отже, першоосновою наукового бонітування ґрунтів є правильно підібрані критерії їх бальної оцінки.

Якість ґрунту, його родючість та продуктивність залежать від великої кількості ознак і властивостей, зокрема від гранулометричного складу, вмісту гумусу, потужності гумусових горизонтів, запасів валових та рухомих форм елементів живлення, кислотності, солонцюватості, запасів продуктивної вологи, рівня ґрунтових вод, їх мінералізації та ін. В кожній природній зоні набір цих ознак та їх вплив на продуктивність ґрунту різні. Тому важливою умовою бонітування ґрунтів є правильний підбір ознак, які б могли бути критеріями якості ґрунтів, розташованих у даній зоні.

Основні положення *про критерії бонітування ґрунтів* такі:

– ознаки і властивості, прийняті для бонітування, повинні відображати генетичну природу ґрунту;

– вони мають бути стійкими в часі, допускаються лише незначні відхилення під впливом сезонних змін і агротехніки;

– ознаки повинні корелювати з урожайністю провідних районованих сільськогосподарських культур;

– кожна ознака має мати числове значення, що визначається на основі достовірних вимірювань чи лабораторних визначень, причому методи аналізу повинні бути простими, щоб отримати велику кількість даних. Це необхідно для зменшення відхилень, викликаних просторовою неоднорідністю ґрунтів, а також для виключення появи випадкових, нетипових показників;

– ті ознаки властивостей ґрунтів і умови росту рослин, які впливають на урожайність, а відповідно й на якість ґрунтів, але не можуть бути оцінені в балах через недостатність показників, що характеризують цю ознаку, або через недостатню вивченість залежностей між ними й урожайністю, враховують через поправкові коефіцієнти (наприклад: рельєф, форма ґрунтових контурів, кам'янистість та ін.). Їх встановлюють емпіричним шляхом у кожному природному регіоні.

Особливо важливо дотримуватися принципу кореляції властивостей ґрунтів з урожайністю. Бонітування на основі врахування тільки властивостей ґрунтів необ'єктивне, тому що саме урожайність сільськогосподарських культур є показником рівня родючості. Однак треба пам'ятати, що одна лише урожайність теж не може бути критерієм бальної оцінки, тому що на неї, крім ґрунтових властивостей, впливають агротехнічні заходи, погодні, організаційно-господарські та інші умови, тобто на землях однакової якості можна отримати різний урожай одних і тих самих культур.

Зміна кліматичної зони та сільськогосподарської культури зумовлює зміну значущості ґрунтових показників для бонітування ґрунтів. Впродовж тривалого часу ґрунтознавцями вивчені та запропоновані різні оціночні ознаки для ґрунтів залежно від ґрунтово-кліматичної зони. В зоні надлишкового атмосферного зволоження до провідних оціночних показників відносять: вміст гумусу, фізичної глини, мулу та реакція ґрунтового розчину. В Лісостепу (зона достатнього атмосферного зволоження) більше значення для бонітування мають вміст фізичної глини, потужність гумусового горизонту (гумусового шару), вміст гумусу, а в зонах недостатнього атмосферного зволоження (Степ, напівпустеля) – запаси гумусу у верхньому 20-сантиметровому шарі, характер і ступінь засолення та солонцюватості.

Окультурювання ґрунтів, супроводжуючись підвищенням вмісту поживних речовин, гумусу, поліпшенням агрофізичних властивостей, послаблює зв'язок урожайності зі стабільними ґрунтовими характеристиками, що враховуються при бонітуванні.

Вміст гумусу і потужність гумусових горизонтів – визначальна ознака, яка враховується при бонітуванні ґрунтів усіх природних зон.

З урожайністю корелює вміст гумусу, виражений як у %, так і в т/га, причому в останньому випадку це проявляється значно чіткіше, що очевидно зумовлено використанням при розрахунках цього показника й величини об'ємної маси та потужності гумусових горизонтів. Величина об'ємної маси у свою чергу має прямий кореляційний зв'язок із гранулометричним складом і структурним станом ґрунту. Але гумус може бути критерієм бонітування тільки в межах одного типу ґрунту за однакових нормальних умов зволоження.

Вміст елементів живлення враховують у вигляді рухомих форм фосфору і калію, рідше – азоту. Вміст рухомого фосфору – надійний показник рівня окультуреності ґрунтів практично всіх зон, оскільки саме він найчастіше знаходиться в першому мінімумі. Високий вміст його спостерігається в добре удобрених та окультурених ґрунтах. Вміст обмінного калію не завжди може бути основним критерієм бонітування через значні коливання його вмісту, які іноді пояснити важко. Важливо враховувати цей показник при бонітуванні стосовно калієлюбних рослин (технічні культури, картопля тощо).

Кислотність ґрунту найчастіше враховують через показник pH_{KCl}. При високій кислотності рослинами погано використовуються наявні у ґрунті кальцій, магній, складаються менш сприятливі умови для мікробіологічної діяльності, гумусонакопичення, руйнується структура ґрунту, погіршуються водно-повітряний і поживний режими.

Але зв'язок між кислотністю і продуктивністю ґрунтів непрямий. Наприклад, азотні підживлення підвищують урожай сільськогосподарських культур і на кислих ґрунтах.

Поглинальна здатність ґрунту враховується через низку показників – сума обмінних основ, ступінь насиченості ними, гідролітична кислотність, ємність поглинання, які найбільш повно відображають генетичну природу ґрунтів. Крім того, вони є функціями гранскладу, складу і властивостей материнської породи, потужності гумусового шару і вмісту в ньому гумусу, кількісного та якісного складу ґрунтових колоїдів тощо. Наприклад, сума обмінних основ узгоджується із запасами гумусу і корелює з урожайністю. При ступені насиченості основами у 100% вона відповідає ємності поглинання ґрунту.

Особливо важливо, щоб в ґрунті склалося сприятливе співвідношення обмінних кальцію та магнію (4-6:1). В цьому випадку оптимізується поживний режим ґрунту, проходить коагуляція колоїдів, поліпшується структура.

На кислих ґрунтах ступінь насиченості основами тісно корелює з урожайністю та кислотністю. Слід пам'ятати також, що ці показники змінюються при високому ступені насиченості органічними та мінеральними добривами.

Від *гранулометричного складу ґрунту* залежать його вологоємність, запаси продуктивної вологи, вміст елементів живлення, теплові властивості, стійкість ґрунтів до водної та вітрової ерозії, затрати праці і пального при обробітку. Одні куль-

тури краще ростуть на ґрунтах легкого, інші – важкого гранскладу. При бонітуванні гранскладу ґрунту враховують через вміст фізичної глини або мулу. Однак варто пам'ятати, що його вплив на урожайність у різних зонах різний. Тому доцільніше враховувати цей показник в умовах великої неоднорідності ґрунтів за гранскладом, а у випадку однорідності вводити у вигляді поправкових коефіцієнтів, спеціально розроблених для даного регіону.

У виборі об'єктів бонітування, які повинні бути однотипними й конкретними, намітилися три основні напрямки:

– природно-історичний метод, в основу якого покладені принципи В.В.Докучаєва, передбачає, що бали бонітету встановлюють на основі природних властивостей ґрунтів, що корелюють з урожайністю основних сільськогосподарських культур при однаковій середній інтенсивності ведення господарства. Елементарною одиницею оцінки є *вид і різновид ґрунту*, тобто такі таксономічні одиниці, які виділяють на великомасштабних ґрунтових картах;

– об'єктом бонітування виступають агровиробничі групи і підгрупи ґрунтів. При цьому бали бонітету встановлюють за природними властивостями групи і урожайністю сільськогосподарських культур. Використовується при бонітуванні ґрунтів України;

– предмет бонітуванням – тип місцевості. Бали бонітету встановлюють за виходом сільськогосподарської продукції конкретних типів місцевості. Під типом місцевості розуміють земельну ділянку з однотиповим ґрунтовим покривом, складом природної рослинності й однаковим господарським використанням. В цьому випадку поняття "типу місцевості" значною мірою збігається з ландшафтними категоріями – урочищами, фаціями.

29.5. Методика бонітування ґрунтів

Порядок проведення робіт із бонітування ґрунтів в Україні регламентується "Методическими рекомендациями по проведению бонитировки почв" (Киев, 1993), розробленими Інститутом землеустрою УААН, Інститутом ґрунтознавства та агрохімії ім.Соколовського, Українським державним аграрним університетом, Інститутом землеробства УААН та Інститутом садівництва УААН. Ці методичні рекомендації визначають порядок виконання бонітувальних робіт, викладений у "Методике бонитировки почв Украины" (Киев, 1992) і служать основою для розробки методичних підходів для встановлення розмірів податку та грошової оцінки землі на основі матеріалів бонітування ґрунтів.

Роботи з бонітування ґрунтів виконують у такій послідовності:

– уточнення природно-сільськогосподарського районування земельного фонду;
– складання списку агровиробничих груп ґрунтів;
– агроекологічне обґрунтування розміщення культур;
– збір і обробка даних про властивості ґрунтів;
– підбір еталонних ґрунтів по природно-сільськогосподарських районах і по зоні вирощування культури;
– розробка шкал бонітування ґрунтів по природно-сільськогосподарських районах і по зоні вирощування культури;

– підготовка документації про результати бонітувальних робіт.

З метою визначення балів бонітету агрогруп (при проведенні часткового бонітування) для кожного природно-сільськогосподарського району складаються картосхеми вирощування найпоширеніших у країні товарних сільськогосподарських культур: озимої пшениці, озимого жита, ячменю, вівса, кукурудзи на зерно, соняшнику, цукрового буряку, картоплі та льону-довгунцю. Для кожної із зернових культур бали бонітету розраховуються окремо.

Картосхеми складаються та уточнюються на основі аналізу біологічних потреб окремих сільськогосподарських культур щодо тепла, світла, вологи, властивостей ґрунту на різних фазах розвитку та зіставлення мінімальних і максимальних значень цих даних із багаторічними природними показниками всієї території України. При цьому використовуються багаторічні дані спостережень метеостанцій, матеріали геоморфологічних, гідрологічних, ґрунтових та інших обстежень.

Наступним етапом є підбір еталонного ґрунту для кожної культури в межах природно-сільськогосподарського району. Це, як правило, зональний ґрунт, найбільш репрезентативний у межах району за площею, властивостями та родючістю. Це дає змогу визначити родючість інших агрогруп ґрунтів шляхом порівняння їх властивостей із властивостями еталонного ґрунту. Підбір еталонного ґрунту для конкретної культури (чи кількох культур) полягає в установленні генетичної приналежності агровиробничої групи ґрунтів, числових значень основних її властивостей, що використовуються як критерії бонітування, а також багаторічних статистичних даних про високий рівень урожайності цієї культури за останні роки. Основними критеріями часткового бонітування взято: потужність гумусових горизонтів, вміст в орному шарі гумусу та фізичної глини.

Розробка шкал часткового бонітування ґрунтів ріллі здійснюється в такому порядку:

1) визначення переліку культур, відносно яких розробляються бали бонітетів ґрунтів конкретного природно-сільськогосподарського району;
2) встановлення бонітетів ґрунтів за окремими їх властивостями, від яких найбільше залежить урожайність сільськогосподарської культури;
3) визначення часткового впливу окремих показників якості ґрунтів (чи бонітетів) на урожайність культури;
4) розрахунок загальних балів бонітетів ґрунтів відносно прийнятих культур по всьому переліку агровиробничих груп ґрунтів природно-сільськогосподарського району;
5) розробка шкали бонітетів ґрунтів по зоні вирощування культури.

Розрахунок балів бонітету проводиться спочатку по окремих властивостях, а потім обчислюється загальна його величина по всіх властивостях агровиробничої групи ґрунтів.

Бали бонітету за гумусом та потужністю гумусових горизонтів розраховуються за відповідною формулою (Б).

Бали бонітетів за вмістом фізичної глини розраховані для конкретних сільськогосподарських культур і для всіх можливих агровиробничих груп ґрунтів й наведені в додатку до методики бонітування.

$$Б = \frac{Зф}{Зет} \cdot 100$$

Б - бал бонітету;
Зф - показник властивості агровиробничої групи ґрунтів, по якій визначається бонітет;
Зет - аналогічний показник агровиробничої групи ґрунтів, взятий за еталон для даної культури.

При визначенні загального балу бонітету ґрунтів враховується частковий вплив кожної ознаки на урожай конкретної культури, який встановлюється в межах природно-сільськогосподарської провінції. Він розраховується, виходячи з коефіцієнта кореляції (Д).

Узагальнений бал бонітету ґрунту, з врахуванням внеску кожного фактору, обчислюється як середньозважений показник (Бз).

Для врахування впливу на родючість ґрунтів таких властивостей і ознак, як солонцюватість, засолення, скелетність, кислотність, оглеєність, вводяться відповідні поправкові коефіцієнти, на які помножується середньозважений бал бонітету.

Бали бонітетів зводяться в оцінювальні шкали, які після перевірки використовуються для оцінки ґрунтів у сільськогосподарських підприємствах на території природно-сільськогосподарського району.

Для зіставлення даних бонітування ґрунтів складається єдина шкала бонітетів у цілому по зоні вирощування культури. Для цього застосовується екологічний коефіцієнт, який являє собою відношення урожайності певної сільськогосподарської культури на еталонному ґрунті в природно-сільськогосподарському районі до урожайності цієї ж культури на еталонному ґрунті в зоні її вирощування. Цей коефіцієнт є поправкою на кліматичні та місцеві умови в межах конкретного природно-сільськогосподарського району.

$$Д = r^2$$

r - коефіцієнт кореляції між урожайністю і показником окремої властивості ґрунту.

Після розробки шкал бонітетів ґрунтів по агровиробничих групах у межах природно-сільськогосподарських районів проводиться перевірка правильності складання шкал бонітування ґрунтів. Вона виконується шляхом зіставлення фактичної урожайності за останні 7-10 років і бонітетів за властивостями на основних ґрунтах за допомогою кореляційно-регресійного аналізу по кожній культурі.

$$Бз = \frac{Б_1 \cdot Д_1 + Б_2 \cdot Д_2 + \ldots + Б_n \cdot Д_n}{Д_1 + Д_2 + \ldots + Д_n}$$

Бз - узагальнений бал бонітету;
$Б_1, Б_2, Б_n$ - бали ґрунту за окремими властивостями ;
$Д_1, Д_2, Д_n$ - показники детермінації, розраховані на основі кореляцій між окремими властивостями ґрунтів та урожайністю;

Розробка шкал *загального бонітування ґрунтів* здійснюється на основі єдиних стандартів діагностичних показників, що взято за критерії продуктивної здатності ґрунтів. Розрахунок загальних балів бонітетів ґрунтів здійснюється з використанням середніх діагностичних даних по основних і модифікаційних показниках ознак і властивостей агрогруп ґрунтів.

До основних відносять: запаси гумусу в метровому шарі ґрунту, максимально можливі запаси продуктивної вологи (діапазон активної вологи), вміст рухомого фосфору та обмінного калію. Модифікаційні ознаки є такими ж, що й при частковому бонітуванні ґрунтів (солонцюватість, засолення, скелетність, кислотність, оглеєність).

$$Бк = \frac{Ф}{Е} 100$$

Бк - бал по типовому діагностичному критерію;
Ф - фактичне значення ознаки;
Е - еталонне (стандартне) значення ознаки

Для кожного основного діагностичного критерію вираховують бонітувальний бал (Бк).

За еталон (стандарт), що оцінюється в 100 балів, береться оптимальне значення діагностичних показників. Для гумусу стандартом (для всієї території України) є величина 500 т/га в шарі 0-100 см. Такі запаси гумусу характерні для чорноземів типових та звичайних. Для максимально можливих запасів продуктивної вологи стандартом є 200 мм доступної вологи в шарі 0-100 см. При цьому повністю задовольняються потреби рослин у воді, а в ґрунті формується найбільш сприятливий водно-повітряний режим.

Еталон вмісту рухомого фосфору є такі величини: для методу Кірсанова – 25, Чірікова – 20, Мачігіна – 40, Пейве – 25, Маслової – 20 мг/100г ґрунту. Щодо обмінного калію, за еталон взято значення: для методу Кірсанова – 17, Чірікова – 20, Мачігіна – 40, Пейве – 25, Маслової – 20 мг/100г ґрунту.

При вмісті в ґрунті елементів живлення в зазначених кількостях, як встановлено на основі численних вегетаційних і лабораторних дослідів, вносити мінеральні добрива вже немає потреби.

$$Бсз = \frac{Б_1 \cdot Ц_1 + Б_2 \cdot Ц_2 + \ldots + Б_n \cdot Ц_n}{\Sigma Ц_n}$$

Бсз - середньозважений бал;
$Б_1, Б_2, Б_n$ - бал типового критерію (гумусу, фосфору, калію...);
$Ц_1, Ц_2, Ц_n$ - ціна бала критерію (визначається шляхом ділення значення еталона на 100);
$\Sigma Ц_n$ - сума цін балів всіх критеріїв

Із усіх обчислених вищезазначеним методом балів для кожної агрогрупи виводиться середньозважений бал бонітету (Бсз).

Вирахуваний за основними критеріями середньозважений бал при необхідності коригується шляхом множення його на поправкові коефіцієнти, які враховують негативні властивості ґрунту, що лімітують урожай сільськогосподарських культур.

Шкали загального бонітування ґрунтів можна розробляти й на основі часткових балів бонітету. Для цього використовується метод інтеграції балів часткового бонітування ґрунтів по культурах через структуру посівних площ конкретного природно-сільськогосподарського району шляхом

$$Бз = \frac{Б_1 \cdot Р_1 + Б_2 \cdot Р_2 + \ldots + Б_n \cdot Р_n}{Р_1 + Р_2 + \ldots + Р_n}$$

Бз - загальний бал бонітету;
$Б_1, Б_2 Б_n$ - часткові бали бонітету по окремих культурах;
$Р_1, Р_2 Р_n$ - площі посіву цих культур, %;

обчислення середньозважених балів бонітетів для кожної агровиробничої групи ґрунтів, виходячи з балів по окремих культурах і частки (%) посіву цих культур у структурі посівних площ природно-сільськогосподарського району.

Бал загального бонітування (Бз) для кожної агрогрупи в цьому випадку розраховують, користуючись частковими балами бонітету по окремих культурах та площами їх посіву. Останній тур бонітування ґрунтів в Україні проведено в 1993-1995 рр. Найвищу оцінку (70-90 балів) одержали ґрунти Черкаської, Кіровоградської, Полтавської, Харківської та Київської областей (табл. 57).

Таблиця 57

Якісна оцінка (бонітування) деяких ґрунтів України

Ґрунти (область)	*Типові критерії*				
	*гумус**	*фосфор**	*калій**	*С***	*Б*
Дерново-прихованопідзолисті (борові піски) (Чернігівська)	38	2,4	1,9	17	11
Глинисто-піщані (там же)	43	2,8	2,6	24	17
Дерново-слабопідзолисті – fgl (там же)	53	3,9	2,8	24	19
Глинисто-піщані – fgl (Сумська)	55	3,4	4,4	28	22
Дерново-середньопідзолисті: супіщані на морені (Чернігівська)	73	4,0	4,3	35	30
легкосуглинкові на морені (Сумська)	80	8,9	8,3	37	29
Дерново-глеєві супіщані (Чернігівська)	183	3,4	5,0	46	23
Світло сірі лісові на лесових породах: супіщані (Чернігівська);	87	7,6	5,1	37	31
піщано-легкосуглинкові (Вінницька)	125	11,8	8,6	43	39
Темно-сірі лісові на лесових породах: пилувато-середньосуглинкові (Чернівецька)	248	13,7	13,2	61	53
важкосуглинкові (Харківська)	274	17,4	13,8	63	55
Чорноземи опідзолені на лесових породах: крупнопилувато-середньосуглинкові (Полтавська);	298	12,4	10,4	69	62
пилувато-середньосуглинкові (Чернівецька)	323	14,1	12,2	72	64
Чорноземи вилугувані малогумусні на лесових породах: піщано-легкосуглинкові (Київська);	269	9,1	8,5	66	59
крупнопилувато-середньосуглинкові (Полтавська)	379	11,3	10,4	81	73
Чорноземи типові: глибокі середньогумусні важкосуглинкові на лесі (Полтавська)	507	14,6	18,6	96	87
Чорноземи звичайні: глибокі малогумусні важкосуглинкові на лесі (Кіровоградська)	420	12,9	23,2	85	75
Чорноземи південні: легкосуглинкові на лесі (Херсонська)	263	3,5	39,4	57	49
Темно-каштанові на лесових породах: легкоглинисті (Херсонська)	228	2,1	38,1	55	37

* - гумус, фосфор, калій – (т/га) у шарі 0-100 см;

** - С – середньозважений бал, Б – бонітет ґрунтів (тобто бал з урахуванням поправкових коефіцієнтів на кислотність, засолення, солонцюватість, гідроморфність, клімат).

Однак виявлено, що високий бал ґрунтів не завжди відповідає величині їх фактичної продуктивності. Це свідчить про те, що в цілому перспективна методика бонітування ґрунтів за властивостями потребує доопрацювання.

Контрольні запитання та завдання

1. Назвіть головні критерії, за якими ґрунти об'єднуються в агровиробничі групи.

2. Як визначається придатність орних земель для вирощування сільськогосподарських культур.

3. Охарактеризуйте підкласи придатності орних земель для вирощування сільськогосподарських культур.

4. Що таке бонітування ґрунтів? Які його основні завдання?

5. Назвіть основні положення про критерії бонітування ґрунтів.

6. Що розуміють під об'єктом бонітування ґрунтів?

7. Вкажіть послідовність робіт із бонітування ґрунтів згідно з методикою, що використовується обласними філіями Інституту землеустрою.

8. Як здійснюється розрахунок часткових балів бонітету і розробка шкал часткового бонітування ґрунтів?

9. Поясніть принцип розробки шкал загального бонітування ґрунтів України.

РОЗДІЛ ТРИДЦЯТИЙ

ОРГАНІЗАЦІЯ ТЕРИТОРІЇ ТА ЗЕМЛЕКОРИСТУВАННЯ

30.1. Сівозміни та їх значення для сільськогосподарського виробництва

Сівозміна – науково-обґрунтоване чергування сільськогосподарських культур, а при необхідності й пару, в часі та розміщенні на полях.

Основа сівозміни – науково обґрунтована структура посівних площ, тобто співвідношення площ між різними сільськогосподарськими культурами і чистими парами, виражене в процентах до загальної площі ріллі.

Система сівозмін – сукупність сівозмін у господарстві. До організаційних структур сівозміни належать поле, ланка, ротація.
Поле – обмежена ділянка ріллі, що використовується для вирощування однієї чи кількох близьких за біологією і технологією вирощування сільськогосподарських культур або утримується під чистим паром.
Чистий пар – поле, на якому протягом вегетаційного періоду не вирощують сільськогосподарські культури й утримують в чистому від бур'янів і розпушеному стані.
Ланка – поєднання кількох культур, що сильно відрізняються біологією і технологією вирощування в порядку їх чергування в сівозміні (включає 2 і більшу кількість полів).
Ротація – період, протягом якого культури і пар проходять через кожне поле в послідовності, що встановлена схемою сівозміни. Період ротації дорівнює кількості полів у сівозміні (Полісся – 7-8, Лісостеп – 9-11, Степ – 10-12).
Схема сівозміни – перелік сільськогосподарських культур і парів у порядку їх чергування в сівозміні.

За видом основної рослинницької продукції (зерно, технічні культури, корми, овочі і т.п.) сівозміни поділяються на три типи: 1) *польові,* в яких більше половини всієї площі відводиться для виробництва зерна, картоплі і технічних культур; 2) *кормові,* в яких більше половини всієї площі відводиться для вирощування кормових культур; 3) *спеціальні,* в яких вирощуються культури, що потребують спеціальних умов і агротехніки.

За співвідношенням груп культур, що відрізняються біологічними особливостями, технологією вирощування та впливом на родючість ґрунту (зернові та технічні суцільного способу сівби, зернобобові, багаторічні трави, просапні), сівозміни

поділяються на 9 видів: *зернопарові, зернопаропросапні, зернотрав'яні, зернопросапні, трав'янопросапні (плодозмінні), просапні, сидеральні, травопільні.*

Прикладами польових сівозмін у Лісостепу, що розміщуються в умовах рівнинного рельєфу і на схилах від 0^0 до 3^0, може бути така *зернопарова* сівозміна: 1) чорний пар; 2) озима пшениця; 3) цукровий буряк; 4) ячмінь; 5) круп'яні культури; та *плодозмінна сівозміна*: 1) багаторічні трави; 2) озимі; 3) просапні; 4) ярі з підсівом багаторічних трав.

На схилах $3–5^0$ можна розміщувати *зернотрав'яні* сівозміни: 1) багаторічні трави; 2) озима пшениця; 3) просо; 4) ячмінь із підсівом багаторічних трав.

В *кормових* сівозмінах Лісостепу можливе таке чергування культур: 1,2,3 – люцерна, 4 – кукурудза на силос; 5 – горох на зерно; 6 – кукурудза на силос; 7 – однорічні трави з підсівом люцерни. *Сидеральні* сівозміни поширені на ґрунтах легкого гранскладу і включають поля сидеральних культур (частіше люпин), зелена маса яких заорюється в ґрунт.

Зі *спеціальних* сівозмін в Україні більш поширені овочеві, наприклад: 1) конюшина; 2) огірки; 3) томати; 4) зелені овочі; 5) капуста; 6) томати; 7) ярі зернові з підсівом конюшини.

Сівозміни відіграють важливе значення в підвищенні продуктивності та стійкості землеробства:

– сприяють кращій організації території, підвищенню продуктивності праці, ефективності використання засобів виробництва і раціональному використанню землі;
– дозволяють якісніше виконувати польові роботи внаслідок рівномірного розподілу праці впродовж вегетаційного періоду;
– забезпечують ліпші умови живлення рослин, більш продуктивне використання та відновлення родючості ґрунту;
– поліпшують фізичні властивості ґрунту та підвищують його стійкість до ерозії;
– підвищують рівень фітосанітарного стану: стримують розвиток хвороб, шкідників культурних рослин та знижують забур'яненість посівів.

У зв'язку із зазначеними перевагами сівозміна забезпечує більш високу урожайність сільськогосподарських культур, більший вихід окремих видів продукції рослинництва та вищу економічну ефективність її виробництва.

В умовах інтенсифікації землеробства першочергового значення набуває *ґрунтозахисна* роль сівозміни. Суттєва перевага сівозмін у тому, що вони не потребують великих матеріальних затрат, крім одноразових, – на складання проектів і запровадження (перенесення розробленого проекту в натуру).

30.2. Залежність землекористування від ґрунтового покриву

Організація території – основоположний фактор правильного використання земельних ресурсів у сільськогосподарському виробництві. Її варто розглядати як важливий засіб управління взаємодією між суспільством та природою, зумовлений інтенсивним розвитком технічного прогресу, зростаючим рівнем виро-

бництва та споживання, зростанням навантаження на навколишнє середовище.

Організація території передбачає розміщення сільськогосподарських угідь, сівозмін, полів, лісосмуг, доріг і т.д. Її починають з визначення виробничого напрямку господарства, його спеціалізації. Потім складають *організаційно-господарський план* продуктивного використання земель і введення сівозмін, який реалізується у вигляді проекту внутрігосподарського землеустрою. Його складова частина – *план організації території* – являє собою систему сівозмін у господарстві, відображає організацію польового господарства і стосується лише орних земель.

Для підвищення ефективності використання ріллі необхідно знати *характеристику ґрунтових, гідрологічних і кліматичних умов, біологічні особливості вирощуваних культур,* а також *економічну ефективність їх вирощування.*

Зокрема, родючість ґрунтів, ступінь їх еродованості значною мірою визначає *спеціалізацію господарства, структуру* і *розміщення посівів, сівозмін, технології вирощування сільськогосподарських культур і т.ін.*

Відомості про ґрунтові та гідрологічні умови повинні включати: розподілення ґрунтів за типами і різновидами, за показниками їх властивостей; відомості про рельєф і ступінь розвитку ерозійних процесів, план розміщення орних угідь; дані про розміри та розміщення сінокосів і пасовищ, зрошуваних чи осушених земель, резерви їх розширення, джерелах водних ресурсів та можливість їх використання, в першу чергу для зрошення.

Для розробки сівозмін особливе значення має стан орних земель. У відповідності з методикою, описаною в попередньому розділі, виділяють підкласи ґрунтів ріллі, що дозволить правильно розмістити найбільш цінні культури в різних сівозмінах на території господарства.

За рахунок деференційованого розміщення угідь і сівозмін, посівів сільськогосподарських культур на більш придатних землях створюються умови для ефективнішого використання природної та економічної родючості. Завдяки комплексу робіт з поліпшення ґрунтів та охорони їх від деградаційних процесів підвищуються продуктивні властивості землі та її економічна роль.

Для підвищення ефективності землекористування в окремому господарстві необхідно виявити його недоліки (наприклад, наявність дрібних ділянок) і розробити заходи їх усунення. Такими заходами можуть бути укрупнення орних ділянок шляхом розорювання розміщених між ріллею неорних земель, часткове переведення сільськогосподарських угідь з одного виду в інший і т.ін.

У процесі вивчення земельного фонду виявляють ділянки, що потребують зрошення чи осушення, джерела водопостачання, наявність і стан ярово-балкових земель, полезахисних насаджень і т.ін. На основі цього розробляють план водногосподарських заходів.

Особливе значення для розробки проектів раціонального землекористування має *детальна характеристика ерозійного стану ґрунтів*. Тому слід виявити діючі джерела водної та вітрової ерозії, уточнити межі земель із різним ступенем еродованості, рельєф та розміщення полів. За даними дослідження на карту необхідно нанести контури еродованих та ерозійно небезпечних земель із метою диференційованого їх використання в різних сівозмінах.

Для запобігання ерозії земель здійснюють їх *протиерозійне впорядкування*.

Території з підвищеною небезпекою змиву ґрунтів відводять під сінокоси і пасовища, а на орних ділянках запроваджують ґрунтозахисні сівозміни з переважанням багаторічних трав. Крім того, в процесі геоботанічного обстеження визначають склад рослинності та продуктивність сінокосів і пасовищ із метою їх поліпшення.

На основі зібраного матеріалу складають план трансформації угідь, тобто переводу менш цінних угідь у більш цінні, наприклад частини пасовищ – у ріллю і т.ін.

Після цього, з урахуванням відомостей про стан ґрунтового покриву і особливостей вирощуваних культур, можна розробити систему сівозмін, тобто провести організацію території господарства.

30.3. Принципи організації території

Організація території будь-якого господарства повинна бути спрямована на високоефективне використання землі, тобто забезпечити отримання високих врожаїв сільськогосподарських культур за умови збереження та підвищення родючості ґрунту. Це досягається за рахунок розміщення на низькородючих ґрунтах культур, які маловибагливі до родючості ґрунту, залишають після себе велику кількість органічної речовини у вигляді пожнивних та кореневих решток. На ґрунтах із високим рівнем потенційної родючості варто вирощувати культури, більш вимогливі до умов життя.

Сільськогосподарські культури за їх реакцією на умови життя поділяють на 3 групи: 1) *дуже чутливі* – сильно знижують урожайність зі зниженням родючості ґрунту: буряки, баштанні, соняшник, коноплі, картопля, яра пшениця, просо та кукурудза; 2) *середньочутливі* – ячмінь, гречка, зернобобові, однорічні трави, озима пшениця; 3) *малочутливі* – слабо знижують урожайність: овес, озиме жито, багаторічні трави, горох.

Тому *перший принцип* організації території – *диференційоване використання ріллі* (з урахуванням рівня родючості і біологічних особливостей культур) у сівозмінах різних типів. На рівних земельних масивах і на схилах крутизною до 3^0 проектуються сівозміни з максимальним насиченням просапними культурами і чистим паром. На землях середньої крутизни ($3\text{-}5^0$), де переважають слабо- і середньозмиті ґрунти, розміщують ґрунтозахисні сівозміни без просапних культур, але з переважанням зернових (зернові, зернобобові та багаторічні трави). На схилах крутизною більше 5^0 проектується введення сівозмін із рівним співвідношенням зернових культур і багаторічних трав або з переважанням останніх.

За такої організації території та системи використання ріллі не тільки повніше враховуються біологічні особливості вирощуваних культур і забезпечується отримання вищої врожайності, але й створюються умови для ефективного захисту ґрунтів від ерозії.

Внутрішньогосподарське облаштування землеволодінь і землекористувань включає розміщення виробничих об'єктів, житлової забудови, доріг, угідь (рілля, сади, сінокоси, пасовища), сівозміни, лісові насадження і т.ін.

Найважливіший елемент організації території (другий принцип) – розміщення лінійних рубежів і меж полів, доріг, лісосмуг повинно бути спрямоване на створення умов для захисту ґрунтів від ерозії.

За умови правильного розміщення лінійні рубежі створюють перепони на шляху водного та повітряного потоків, а при неправильному розміщенні – ерозійні процеси будуть посилюватись.

При *прямолінійному (прямокутному)* способі організації території лінійні рубежі розміщують у вигляді прямих ліній, що обмежують прямокутні поля.

Контурна організація території з прямокутними полями (відношення сторін 1:2-5) може ефективно захищати ґрунт від вітрової ерозії в рівнинних районах. При цьому довгі сторони полів обов'язково розміщувати поперек напряму переважаючих ерозійно-небезпечних вітрів.

В умовах схилового землеробства рівну сторону поля розмістити поперек схилу (поперек водного потоку) неможливо, за винятком простих односторонніх схилів, яких у природі майже не зустрічається. Тому будь-яка пряма лінія на схилі в деяких його місцях буде мати напрям уздовж схилу і в період стоку талих і дощових вод буде посилювати ерозійні процеси.

У зв'язку із вищезазначеним в умовах схилового землеробства найбільш доцільна контурна організація території – розміщення довгих сторін полів по лініях, наближених до горизонталей.

У цьому випадку лісосмуги по межах довгих сторін полів, дороги та інші рубежі будуть розміщуватись поперек схилу (водного потоку) і виконувати протиерозійну функцію. Крім того, довгі сторони полів, розміщені по лініях, наближених до горизонталей, зумовлюють проведення основних агротехнічних заходів поперек схилу, посилюючи в такий спосіб протиерозійну роль контурної організації території.

Отже, згідно з другим принципом організації території, необхідно розміщувати довгі сторони полів поперек напрямку переважаючих ерозійно-небезпечних вітрів у районах, небезпечних щодо розвитку вітрової ерозії, та по лініях, наближених до горизонталей, у районах поширення водної ерозії.

30.4. Організація сільськогосподарських угідь і сівозмін по зонах

Обсяги виробництва сільськогосподарської продукції безпосередньо пов'язані з родючістю ґрунтів і характером їх використання та значно залежать від раціонального використання земельних ресурсів.

У цьому відношенні велике значення має правильна організація угідь і сівозмін, що зумовлює господарське призначення і характер використання кожної земельної ділянки.

Істотною особливістю сільськогосподарського виробництва є проведення основних польових робіт у межах сівозмін, полів, робочих ділянок, природних контурів, угідь тощо. Тому *контурність, розчленованість угідь, форма ділянок* належать до важливих просторових характеристик землекористування. Зокрема, розмір ділянок ріллі, їхня конфігурація впливають на продуктивність агрегатів, а отже, й на ефективність виробничих затрат у рослинництві.

Рельєф, як головний фактор розвитку водної ерозії, обмежує розораність території, впливає на розміщення культур, визначає внутрішньопольову організацію території, розміщення водорегулюючих та інших лісосмуг, проведення гідротехнічних і протиерозійних заходів.

На схилах різних експозицій створюється різний мікроклімат (різні коливання температури протягом доби і року, освітленість, зволоженість ґрунтів) у зв'язку з чим при землеустрої доводиться диференційовано розміщувати сільськогосподарські культури, особливо ті, які сильно реагують на температурний режим (плодово-ягідні насадження, виноградники, овочеві).

Отже, організація угідь і сівозмін визначаються переважно природними умовами. Зокрема, щодо ґрунтів, то головна увага приділяється таким показникам, як гранскладу, кислотно-основний стан, ступінь еродованості, вміст гумусу, доступних форм азоту, фосфору й калію, ступінь зволоженості, засоленості, тобто тим фактором, що можуть лімітувати ґрунтову родючість. Тому детальний розгляд питань, пов'язаних з організацією сільськогосподарських угідь і сівозмін, доцільніше провести стосовно основних ґрунтово-кліматичних зон.

Полісся. Суттєве значення для землеустрою має пістрявість ґрунтового покриву, роздробленість орних земель, а також неправильні абриси контурів ріллі та інших угідь. Контрастні умови зволоження, які проявляються навіть в умовах мікрорельєфу ріллі, зумовили невеликі розміри полів, що утруднює ефективне використання сільськогосподарських машин і знарядь. Тому важливе значення має землевпорядкування, пов'язане з осушенням земель, проведенням комплексу робіт з укрупнення контурів угідь, освоєння й окультурення земельних ділянок, здійснення культуртехнічних заходів (збирання каменів, зрізання купин, ліквідація чагарників і дрібнолісся), вапнування кислих ґрунтів.

Укрупнення варто проводити на територіях, однорідних у генетичному та агровиробничому планах. За своїми агрономічними властивостями ґрунти повинні бути однаково придатними для вирощування культур, які входять до складу сівозмін.

Кліматичні умови Полісся дозволяють вирощувати озиме жито, озиму пшеницю, картоплю, льон-довгунець, зернобобові (горох, вика, кормові боби), ячмінь, овес, просо, гречку, коноплі, вико-овес і кукурудзу на зелений корм, кукурудзу на силос, суміші конюшини з тимофіївкою, сидеральні культури (люпин, ріпак, гірчиця).

Ґрунтові умови визначають придатність земель для розорювання, лісогосподарського використання, розміщення та набір культур у сівозмінах. Непридатними під ріллю є дерново-скрито-підзолисті та дернові слаборозвинуті ґрунти на пісках, дерново-підзолисті слаборозвинуті на елювії масивно-кристалічних порід, дерново-підзолисті глеєві в поєднанні з лучно-болотними чи болотними ґрунтами, дерново-підзолисті та дерново-підзолисті поверхнево-оглеєні сильнозмиті.

Дерново-підзолисті малорозвинуті ґрунти на елювії масивно-кристалічних порід, сильнощебнисті різновиди дерново-підзолистих ґрунтів непридатні для сінокосів, зате можуть використовуватись як пасовища.

Для сінокісно-пасовищного використання придатні дерново-підзолисті сильноглеєві, глеєві, неоглеєні та глеюваті ґрунти в поєднанні з лучно-болотними і болотними. Дерново-підзолисті середньо- та сильнозмиті ґрунти доцільно використовувати під суцільне залуження, а на слабозмитих варто запроваджувати ґрунтозахисні сівозміни.

Найліпшими ґрунтами під сади і хмільники є дерново-підзолисті неоглеєні, глеюваті на піщаних і супіщаних відкладах, дерново-підзолисті глеюваті і неогле-

єні, що підстилаються карбонатними породами, дерново-підзолисті та підзолисто-дернові поверхнево-глеюваті.

На ґрунтах легкого гранскладу практикують заліснення чи впровадження сидеральних сівозмін. Для польових сівозмін із льоном придатні дерново-підзолисті неоглеєні та глеюваті ґрунти на супіщаних відкладах, на суглинкових відкладах, дерново-підзолисті та підзолисто-дернові глеюваті і неоглеєні ґрунти, дерново-підзолисті та підзолисто-дернові поверхнево-глеюваті ґрунти. Варто зазначити, що дерново-карбонатні, дерново-підзолисті і підзолисто-дернові ґрунти, що підстилаються карбонатними породами з глибини 0,5-1 м, малопридатні під картоплю.

Лісостеп. Це територія, на якій залісені ділянки чергуються з ділянками степової рослинності. Для зони характерна більша однорідність природно-екологічних умов, ніж для Полісся. Рельєф зони в основному рівнинний, але трапляються й хвилясті території. Орні землі зчаста зазнають водної ерозії, особливо у правобережній частині зони.

Лісостеп характеризується значною розораністю земель: рілля займає 85,7% сільськогосподарських угідь, природні кормові угіддя – 12,6%, решта угідь зайнята багаторічними плодовими насадженнями. Тому на перший план виступає протиерозійна організація території. Межі полів сівозмін, залужених ділянок та інших угідь, дороги, лісосмуги слід розміщувати з врахуванням рельєфу (поперек схилу або контурно).

Для захисту ґрунтів від водної ерозії доцільно здійснити такі організаційні заходи: 1) введення ґрунтозахисних сівозмін; 2) застосування смугового розміщення посівів на територіях складного рельєфу (зі схилами різних експозицій), а також створення буферних смуг шляхом сівби багаторічних трав на схилах великої крутизни; 3) залуження прияружних і прибалкових територій; 4) ґрунтозахисне і полезахисне лісонасадження.

В умовах Лісостепу зональними польовими сівозмінами є зернопросапні та зернотрав'янопросапні (плодозмінні). Їх особливість – відсутність чистих парів, а найбільш поширеними попередниками озимих є конюшина, еспарцет, горохо-вівсяні та вико-вівсяні суміші, горох, озимі на зелений корм, кукурудза на зелений корм та силос. Сівозміни насичені озимими та ярими зерновими, цукровим буряком та кукурудзою на зерно. Широко розповсюджені проміжні посіви, які використовуються як для отримання кормів, так і для сидерації.

Менш родючі світло-сірі та сірі лісові ґрунти придатні для всіх культур, що вирощуються в зоні. Однак ґрунти, що підстилаються пісками і супісками на щільних глинах, малопридатні для зерно-бурякових сівозмін. Ґрунти легкого гранскладу та поверхнево-оглеєні придатні для кормових сівозмін, а на еродованих варто запроваджувати ґрунтозахисні сівозміни. Ґрунти на лесах та лесоподібних суглинках, що не підстилаються щільними породами, пісками і супісками, придатні для садів і хмільників.

Більш родючі темно-сірі лісові ґрунти та чорноземи опідзолені на лесах чи лесоподібних суглинках, у тому числі й поверхнево-глеюваті та глеюваті, – це високородючі ґрунти універсального використання. Якщо вони підстилаються пісками і супісками та іншими глинами, то використання їх у зерно-бурякових сівозмінах недоцільне; глеєві відміни краще використовувати в кормових, а реградовані та еродовані – в ґрунтозахисних сівозмінах.

Чорноземи типові слабо- та малогумусні, за винятком супіщаних різновидів, придатні для всіх культур, що вирощуються в Лісостепу, а також під багаторічні насадження.

Степ. У цій зоні найменша контрастність ґрунтового покриву. Значні площі зайняті ґрунтами з близьким якісним станом. Тому проектуються більші за площею поля та багатопільні сівозміни. Розробляються заходи щодо захисту земель від вітрової та на складних схилах – водної ерозії.

Кліматичні особливості зони викликають необхідність постійного здійснення комплексу заходів, спрямованих на максимальне накопичення, збереження та раціональне використання ґрунтової вологи.

Найбільш поширені сівозміни зони – зернопаропросапні. Основні польові культури: озимі та ярі зернові, кукурудза, соняшник, сорго, люцерна. Особливістю сівозмін є наявність чистого пару, висока насиченість зерновими культурами, в тому числі озимою пшеницею (до 40-50 % сівозмінної площі).

Поширені в північних районах зони чорноземи звичайні мало- та середньогумусні є високородючими ґрунтами для зернових культур, цукрового буряку, соняшнику, кормових культур, можуть використовуватись під сади, а при зрошенні – в овочевих сівозмінах. Залишково та слабосолонцюваті різновиди, крім того, використовуються під виноградники і баштанні культури.

Еродовані ґрунти необхідно використовувати в ґрунтозахисних сівозмінах чи під багаторічними насадженнями, а на схилах більше 10^0 їх необхідно відводити під залуження.

Чорноземи південні та їх слабо- і залишково-солонцюваті різновиди придатні для використання в польових, кормових, а при зрошенні – і в овочевих сівозмінах, а також відводяться під сади, виноградники, баштанні культури. Солонцюваті їх види в природному стані (тобто без докорінного поліпшення) використовуються як сінокоси та пасовища. Слабо-, середньо- і сильнозмиті ґрунти придатні в ґрунтозахисних сівозмінах, а на схилах крутизною більше 10^0 – як пасовищні угіддя.

Темно-каштанові залишково- та слабосолонцюваті ґрунти можуть використовуватися для вирощування всіх рекомендованих для сухостепової зони культур, у т.ч. й соняшнику. Придатні під сади, виноградники, баштанні культури, а при зрошенні – й під овочеві.

Контрольні запитання та завдання

1. Що таке поле, ланка, сівозміна, ротація сівозміни?
2. Обґрунтуйте значення сівозмін для сільськогосподарського виробництва.
3. Чим визначається тип та вид сівозміни?
4. Обґрунтуйте залежність землекористування від ґрунтового покриву.
5. Що таке диференційоване використання ріллі в сівозмінах різних типів?
6. Назвіть принципи організації території.
7. Вкажіть відмінності між прямокутною та контурною організацією території.
8. Обґрунтуйте залежність організації угідь та сівозмін від природних умов.
9. Визначте особливості організації угідь та сівозмін у різних ґрунтово-кліматичних зонах.

4 ЧАСТИНА

ОХОРОНА ҐРУНТІВ

РОЗДІЛ ТРИДЦЯТЬ ПЕРШИЙ
ПАТОЛОГІЯ ҐРУНТІВ

На сьогодні вельми актуально постала проблема охорони ґрунтів. Будучи компонентами дуже тонко збалансованих природних екосистем і знаходячись у динамічній рівновазі з усіма іншими складовими біосфери, в умовах інтенсивного використання, ґрунти часто втрачають свою потенційну родючість, деградують чи навіть цілком руйнуються. Природно, деградація ґрунтів і ґрунтового покриву має місце там, де наша діяльність може бути визначена як нераціональна, екологічно необґрунтована, невідповідна природному біосферному потенціалу конкретної території.

Протягом сторіч, а в деяких районах навіть тисячоліть, людина використовує ґрунти дуже ефективно, не тільки не руйнуючи їх, але навіть підвищуючи їхню родючість чи перетворюючи в родючі угіддя природно-марні землі. Водночас за історію людської цивілізації було незворотно зруйновано і загублено більше продуктивних ґрунтів, ніж тепер розорюється в усьому світі. Дві третини (якщо не три чверті) усіх сучасних орних ґрунтів піддаються різним деґрадаційним процесам, а щорічні незворотні втрати орних ґрунтів світу сягають 6–7 млн. га. З них близько 1 млн. га відчужуються для несільськогосподарського використання, а 5–6 млн. га залишаються просто занедбаними внаслідок деґрадації і з часом перетворюються в пустелю (*В.А.Ковда, 1981*).

Серед основних причин втрати ґрунтової родючості варто відзначити патологію ґрунтового профілю та генетичних горизонтів (*ерозія і дефляція, переущільнення поверхневих горизонтів, відчуження ґрунту з функціонуючих екосистем*), порушення біоенергетичного режиму ґрунтів та екосистем (*девегетація і дегуміфікація ґрунтів, ґрунтовтома та виснаження*), порушення водного і хімічного режимів едафотопів (*опустелювання, зсуви, селі, вторинне засолення, природна і вторинна кислотність, переосушення*), забруднення та хімічне отруєння ґрунтів.

Отже, **охорона ґрунтів – це найгостріша глобальна проблема, з якою безпосередньо пов'язане відтворення біорізноманіття та забезпечення продуктами харчування населення планети. Охорона ґрунтів – не самоціль. Охорона і раціональне використання ґрунтів – єдине ціле; це система заходів, спрямованих на захист, якісне поліпшення і науково обґрунтоване використання земельних фондів. Охорона ґрунтів необхідна для збереження та підвищення їх репродуктивної функції, для підтримки стійкості біосфери.**

Охороні ґрунтів і ґрунтового покриву планети присвячена низка міжнародних програм і угод. У 1972 р. у Стокгольмі прийняті Декларація і План дій з охорони навколишнього середовища, включаючи ґрунт. У 1977 р. у Найробі прийнятий Всесвітній план дій по боротьбі з опустелюванням. У 1981 р. МРОП ухвалена Всесвітня конвенція з охорони природи, до якої приєдналася більшість країн світу. У

1982 р. ФАО прийнята Всесвітня ґрунтова хартія, а в 1983 р. ЮНЕП прийняла Основи світової ґрунтової політики. Всі ці міжнародні документи підкреслюють роль ґрунту як незамінного і загального надбання людства і спрямовані на його збереження на благо сучасного і прийдешнього поколінь людей.

За даними Інституту землеустрою УААН, в Україні налічується близько 3,2 млн. га деградованих та малопродуктивних орних земель, які потребують консервації. Близько 20% території країни перебуває в незадовільному щодо забруднення стані.

31.1. Патологія ґрунтового профілю та генетичних горизонтів

За розвитком і співвідношеням гумусо-акумулятивного й інших генетичних горизонтів розрізняють типи і підтипи головних ґрунтів світу, оцінюють їх природну родючість та особливості раціонального використання. Навіть примітивні ґрунти мають темнозабарвлений гумусовими речовинами верхній горизонт. У ґрунтів з тривалішою історією розвитку потужність горизонту накопичення специфічної органічної речовини значно більша. У степових чорноземах, наприклад, гумусо-акумулятивний горизонт може сягати 180 см.

Педосфера і, зокрема, гумусосфера є носієм родючості екосистем суші, що забезпечує умови життя та фотосинтетичну діяльність первинним продуцентам. На біду людства, саме цей головний апарат біосфери інтенсивно руйнується від помилок господарської діяльності.

31.1.1. Охорона ґрунтів від ерозії та дефляції

Ерозія ґрунтів – найбільш розповсюджений процес руйнування ґрунтового покриву, який складається з виносу, переносу і перевідкладення ґрунтової маси.

У залежності від головного фактору руйнування ерозію поділяють на *водну* і *вітрову* (дефляцію). До появи людини в стародавні геологічні періоди інтенсивність ерозійних процесів була низькою. Однак під їх впливом відбувалося нівелювання рельєфу, формування схилів і акумулятивних рівнин. Такого роду ерозію називають геологічною чи нормальною. Сучасну ерозію, пов'язану із землеробством, іменують прискореною. Інтенсивність розмиву орних ґрунтів на два-три порядки вища, ніж цілинних в аналогічних геоморфологічних умовах.

Ерозія спостерігається в усіх частинах світу. Нею охоплено 70-80 % площі сільськогосподарських угідь. Темпи ерозії при нераціональному природокористуванні особливо прискорені в гірських інтенсивно вологих чи, навпаки, – аридних районах. У США за останні 150 років більше 100 млн. га ріллі і пасовищ зруйновані чи сильно ушкоджені ерозією, більше 300 млн. га порушені ерозією, 20 млн. га ріллі перетворені в бедленд, до 40 млн. га мають наполовину змитий гумусовий шар.

За даними Держкомзему 19360,4 тис. га сільгоспугідь України дефляційно небезпечні, 13284,2 тис. га – зазнають водної ерозії (т. зв. змиті землі), 2056,2 тис. га – зазнають спільної дії водної та вітрової ерозій (рис. 108, с.367).

Внаслідок ерозії щороку втрачається близько 11 млн. т гумусу, 0,5 млн. т азоту, 0,4 млн. т фосфору та 0,7 млн. т калію. Головним чинником, який зумовлює значний розвиток в Україні ерозійних процесів, є високий рівень сільськогосподарського освоєння території та використання недосконалих технологій у землеробстві. Так, лише внаслідок агротехнічного розпилення щорічно втрачається до 4-5 т/га ґрунту. Загалом щорічне зростання площ еродованої ріллі в Україні досягає 60-80 тис. га.

Водна ерозія, крім втрати найбільш родючої частини ґрунту, супроводжується іншими несприятливими явищами: втратою талих і дощових вод, зменшенням запасів води в ґрунті, розчленуванням полів, замуленням рік, ставків, водойм і водоймищ, зрошувальних і дренажних систем (рис.109, с. 368). Розвиток водної ерозії залежить від ряду факторів. Потужність снігового покриву й інтенсивність його танення визначають характер поверхневого стоку. Всі умови (швидке прогрівання, погана водопроникність тощо), що сприяють формуванню великого стоку, стимулюють прояв ерозії. Основною руйнівною силою в нашому ареалі володіють талі води, але і дощові опади ерозійно небезпечні. Їхня руйнівна сила визначається кількістю, інтенсивністю, величиною крапель. Зливові дощі з великими краплями викликають більш інтенсивну ерозію, ніж дощі, що мрячать, навіть якщо води в останньому випадку стікає більше.

На інтенсивність ерозії впливає і характер рельєфу: форма, крутизна і довжина схилів, величина і форма водозборів. Ерозія підсилюється на опуклих, крутих і довгих схилах. Водозбори, що звужуються і витягнуті в довжину, сприяють утворенню ярів. Гранулометричний склад ґрунтів і їхній структурний стан також позначаються на інтенсивності прояву водної ерозії. У збагаченому органічною речовиною і структурному ґрунті ерозія менш активна, тому що поверхневий стік переводиться у внутріґрунтовий. Лес, лесоподібні суглинки особливо легко розмиваються водою.

Прояву водної ерозії сприяє відсутність рослинного покриву на орних ґрунтах навесні при таненні снігу й у період осінніх дощів. До того ж завдяки впливу важких сільгоспмашин в орних ґрунтах руйнується структура, ущільнюється поверхня ґрунту, зменшується кількість органічної речовини.

Водна ерозія викликає зміну не тільки фізичних властивостей (погіршення структури, ущільнення орного шару), але й скорочує чи знищує гумусовий горизонт. Внаслідок цього помітно зменшуються запаси гумусу, азоту, фосфору, калію й інших поживних елементів. Ґрунт втрачає свою родючість.

Вітрова ерозія (дефляція) поширена переважно в районах недостатнього зволоження та низької відносної вологості повітря. Дефляції особливо піддані ґрунти степів, саван, напівпустель і пустель. Посиленню руйнівної дії вітрів сприяє рельєф зі стародавніми балками стоку вздовж напрямку переважаючих вітрів, малогумусність і легкий гранулометричний склад ґрунтів, широке розповсюдження ярих зернових і просапних культур, коли ґрунт значну частину року не прикритий рослинністю. Дефляцію ґрунтів легкого гранулометричного складу може викликати вітер зі швидкістю 3–4 м/с. Структурні ґрунти більш стійкі до вітрової ерозії, ніж розпилені. Вітрова ерозія виявляється у вигляді курних бур і повсякденної дефляції. Курні бурі повторюються раз у 3–5–10–20 років. Вони завдають великої шкоди господарству, руйнуючи ґрунт, виносячи до 15–20 см поверхневого шару (рис.110, с. 368). Повсякденна ерозія повільно, але постійно руйнує ґрунт. Ерозійно небезпечні

землі в окремих областях складають до 40%. Видування верхнього шару ґрунту, як і у випадку з водною ерозією, веде до скорочення потужності гумусового профілю, зменшення запасів гумусу, азоту й інших елементів живлення в ньому.

Нераціональна експлуатація землі, гонитва за максимальними прибутками, колоніальна система господарства в багатьох країнах призвели до катастрофічного розвитку ерозії, до втрати більшої частини родючого шару ґрунтів. Боротьба з ерозією вимагає планомірної комплексної роботи, капітальних вкладень і державного контролю. Природно, що далеко не всі держави можуть здійснити ці заходи. У нашій країні протиерозійні заходи мали б плануватися, фінансуватися і здійснюватися за рахунок державних коштів.

До комплексу протиерозійних входять організаційно-господарські, агротехнічні та лісомеліоративні заходи. *Організаційно-господарські* заходи включають раціональний розподіл земельних угідь. Протиерозійній організації території передує вивчення типів місцевості, інтенсивності розвитку ерозійних процесів, складання картограм категорій земель за інтенсивністю ерозії. Комплексні протиерозійні заходи проводять з урахуванням характеру ландшафту, з охопленням водозбірних басейнів. На рівнинних територіях схили крутизною до 9° використовують під звичайні польові культури, на схилах 9-15° розміщують ґрунтозахисні сівозміни. Більш круті схили вилучають з інтенсивного землеробства, використовуючи їх під посіви багаторічних трав на сіно і випас. У структурі посівів горбистих районів рекомендують збільшити площі багаторічних трав до 50% і скоротити площі просапних культур.

На довгих схилах, де зростають маса, швидкість і несуча сила води, рекомендують смугове землеробство. Тут застосовуються сівозміни з приблизно рівними площами зернових, кормових культур і трав. Просапні культури чергують із ґрунтозахисними. Там, де ерозія особливо небезпечна, використовують постійні смуги з багаторічних трав, чагарників і дерев. Еродовані ділянки відводять під ґрунтозахисні лучно-пасовищні сівозміни, а сильноеродовані – для постійного залуження чи заліснення.

Агротехнічні протиерозійні заходи спрямовані на ослаблення поверхневого стоку і переводу його у внутріґрунтовий. Обробіток ґрунтів по горизонталям, "контурне" землеробство зменшують змив ґрунту на 50 % і поверхневий стік на 12–99 %. На схилах крутизною понад 2° контурну оранку зябу і пар поєднують з обвалуванням, створюючи валики висотою 15–25 см. Обвалування з перемичками формує на поверхні мережу мікроводойм, які затримують талі води. Для створення рівномірного сніжного покриву застосовують снігозатримання, снігозахисні заходи: оранку снігу, прикочування, щити та ін. Лісосмуги і куліси розміщають уздовж загального напрямку горизонталей, не допускаючи локальних концентрацій снігу. Кротування ґрунту сприяє регулюванню стоку, переходу поверхневого стоку у внутріґрунтовий, запобіганню змиву ґрунту, поліпшенню повітряного режиму.

Для скорочення поверхневого стоку в ряді південних районів рекомендують безполичкову оранку зі збереженням стерні чи пожнивних залишків. У інших регіонах доцільна глибока зяблева оранка раз у 3–5 років. Вона збільшує запаси вологи і зменшує змив. У гірських умовах для запобігання й ослаблення водної ерозії проводять терасування схилів. Розмір і нахил терас регулюють так, щоб поверхневий стік можна було затримати в каналі чи скинути.

Особливих заходів вимагає боротьба з ярами. За допомогою бульдозера яр

виположують, попередньо знімаючи і селективно складуючи гумусовий шар. Переміщають ґрунт із прибровочної частини в яр. На спланованому поверхню повертають гумусовий шар. У вершині яру споруджують систему канава – вал для відводу поверхневого стоку. Одночасно з регулюванням стоку на водозборах проводять закріплення схилів яру і залуження балок стоку. Якщо яри розвинуті настільки, що загрожують шляхам сполучення чи населеним пунктам, то створюють спеціальні протиерозійні гідротехнічні споруди.

Крім зміцнення вершин і схилів ярів та балок, для боротьби з водною ерозією використовують лісопосадки на прилеглих площах. Весь комплекс протиерозійних заходів призводить до регулювання снігового покриву, стоку талих і зливових вод, до переходу поверхневого стоку у внутріґрунтовий, до скорочення водної ерозії.

Комплекс заходів щодо запобігання й ослаблення дефляції ґрунтів охоплює також організаційно-господарські, агротехнічні і лісомеліоративні прийоми боротьби. Організаційно-господарські – це раціональний розподіл земельних угідь. У результаті детального обстеження виділяють площі пісків, що розвіваються, вітроударні схили і підвищені ділянки місцевості, де сильно розвинуті процеси дефляції. Такі території доцільно засіяти багаторічними травами чи відвести під посадку лісових і садово-ягідних насаджень. Запобіганню вітрової ерозії сприяють ґрунтозахисні сівозміни і смугове землеробство. При нарізці полів сівозміни довгі сторони варто орієнтувати поперек активних ерозійних вітрів. Це особливо важливо, якщо надалі по межах полів планують посадку лісосмуг. Агротехнічні заходи щодо боротьби з дефляцією ґрунтів передбачають безполичковий обробіток ґрунту, що дозволяє зберегти на поверхні полів до 85% стерні й інших рослинних залишків. У зимовий час стерня захищає поле від дефляції і сприяє рівномірнішому розподілу снігу, більш швидкому розвитку сходів і їхній стійкості до впливу вітру.

На землях, підданих вітровій ерозії, чисті пари замінюють зайнятими, сидеральними і кулісними. Куліси з високостебельних рослин охороняють ґрунт від видування навесні і влітку, а взимку сприяють снігозатриманню. Для степових районів Казахстану і Сибіру рекомендують смугове розміщення парів, де чергуються пар і посів зернових. Силу вітру послабляє смугове розміщення культур, коли однорічні культури перемежовані зі смугами багаторічних трав. Смуги розташовують перпендикулярно до активних вітрів. Ширина смуг залежить від ступеня схильності ґрунтів до ерозії та конкретних природних умов даної місцевості.

Важлива роль у підвищенні протиерозійної стійкості належить структуроутворенню. Поряд зі своєчасним обробітком, який щадить ґрунт, посівами багаторічних трав, для оструктурювання ґрунтів у останні роки стали застосовувати полімери-структуроутворювачі. Особливо ефективні вони на легких ґрунтах.

Лісомеліорація – важлива ланка в боротьбі з дефляцією.

Розміщення лісосмуг на полях роблять з урахуванням напрямку активних ерозійних вітрів і при ретельному обліку характеру рельєфу і ґрунтового покриву. Смуги розташовують у вигляді кліток. Дорослі 20-30-літні лісосмуги захищають 30–40-кратну територію. Лісосмуги не тільки захищають ґрунт від ерозії, але й створюють більш сприятливий мікроклімат, забезпечують збільшення врожаю зернових на 3–4 ц/га.

На пасовищах вітрова ерозія виникає від вибивання дерну худобою. На розбитих пісках необхідно заборонити випас худоби, влаштовувати скотопрогони і засівати ділянки цінними кормовими травами. Для запобігання вибиванню варто періодично виділяти ділянки зі збідненим і засміченим травостоєм для відпочинку і підсіву кормових трав. Бажано обводнювати пасовища і створювати лісосмуги - "парасолі" для запобігання перегріву і буревіям.

31.1.2. Охорона ґрунтів від переущільнення

Нормальні родючі ґрунти мають пухку, грудкувато-зернисту структуру і характеризуються щільністю 1,2–1,3 г/см^3. Рух важких машин і обробіток полів у перезволоженому стані за декілька років переущільнюють ґрунт і суттєво зменшують його біопродуктивність. Особливо переущільнюється ґрунт по перефирії поля, де техніка активніше маневрує та зупиняється на тривалий час. Щільність орного горизонту зростає до 1,5–1,8 г/см^3. При оранці та інших видах обробітку ґрунт на цих ділянках погано розпушується на структурні агрегати і формує брили, які ускладнюють усі технологічні операції та погіршують екологічні умови росту й розвитку рослин.

Зрошення переущільнених сільськогосподарською технікою ґрунтів майже неефективне, оскільки в таких едафотопах погіршується водопроникність, відбувається застій води на поверхні, а деколи цементація і коркування поверхні. Інтенсивне пересихання переущільнених горизонтів веде до утворення системи широких магістральних тріщин, які розмежовують поверхню на безструктурні полігони. Розвиток рослин у подібних умовах сильно пригнічений.

Переущільнення пасовищних едафотопів відбувається внаслідок неправильного випасу худоби. На сторооорних ґрунтах часто спостерігається проблема внутріґрунтового переущільнення, за рахунок обробітку на одні й ті ж глибини. Найчастіше шар ґрунту з підвищеною щільністю формується на глибині 20–40 см. У цих умовах водне і мінеральне живлення рослин проблематичне. Переущільнена ґрунтова маса досить часто утворює водоупор, що сповільнює вертикальні міграційні потоки води та сприяє розвитку оглеєння. При цьому активізується анаеробна мікрофлора та посилюється інтенсивність відновних процесів, внаслідок чого зростає концентрація таких токсичних для рослин газів, як аміак, сірководень і метан. Для боротьби з внутріґрунтовим переущільненням варто використовувати плуги з ґрунтопоглиблювачами.

Відновлення родючості переущільнених ґрунтів – справа складна і тривала. В таких випадках ефективне застосування органічних добрив, обережне зволоження, відмова від основного обробітку з оборотом гумусо-акумулятивного горизонту і його заміна на безполичковий та поверхневий, а деколи і внесення піску (піскування). Проте основним завданням є полегшення ваги сільськогосподарських машин, зменшення кількості проходів техніки по полю, травосіяння та використання органічних добрив.

31.1.3. Виведення ґрунтів із діючих екосистем і рекультивація порушених ландшафтів

Майже 2 млрд. га різноманітних ґрунтів у світі відчужені й виключені з природних екосистем містами, селами, дорогами, портами, складами, лініями передач,

трубопроводами, шахтами, водосховищами, ставками, каналами, звалищами тощо. Загальні втрати земель від забудови та індустріального використання лише у США складають 1,4 млн. га за рік, з яких 400 тис. га – агрономічно-цінні. У світі щорічно вилучається з біосфери до 20 млн. га продуктивних земель. Поверхневий гумусовий горизонт цих територій знищений фізично або втрамбований у породу, залитий бетоном і асфальтом, отруєний та позбавлений життя. Рослинність, ґрунтова фауна, мікроорганізми, біоенергетика і біогеохімія на цих територіях зведені до мінімуму.

Найбільш активне руйнування ґрунтового покриву і ландшафту в цілому викликає видобуток корисних копалин відкритим способом. При цьому порушуються рослинний і ґрунтовий покриви, гідрологічний та гідрохімічний режими території. У багатьох країнах значні площі зайняті кар'єрами, відвалами і териконами. Тверді наноси і токсичні сполуки забруднюють водотоки і цим додатково негативно впливають на довкілля. У США порушена розробками площа складає більш 1,3 млн. га, в Англії – більш 60 тис. га, у ФРН – більш 30 тис. га (*Л. В. Моторина, В. А. Овчинников*, 1975). В Україні промислова ерозія має місце в Донбасі. В наш час рекомендовані селективна виїмка і складування гумусованих горизонтів ґрунтів для подальшого відновлення порушених територій. При гірничих розробках на поверхню часто виносять малопридатні для використання ґрунти чи навіть токсичні породи. Токсичність визначається мінералогічним і сольовим складом порід. Присутність у породі піриту при його вивітрюванні веде до різкого підкислення середовища. Через 30-40 днів після виносу такої породи на поверхню та її активного контакту з киснем спостерігається зміна pH від 5,5 до 2,1, а також різке зростання вмісту рухомих сполук заліза (до 150–180 мг/100 г). Вміст рухомого алюмінію сягає токсичного рівня. Як правило, розкривним породам властиві висока кислотність і дуже висока неоднорідність як за хімічними, так і фізичними властивостями. Тому меліорація розкривних порід передбачає вапнування, внесення мінеральних добрив і гомогенізацію кореневмісного шару.

Підземний видобуток корисних копалин також призводить до порушення ландшафту, тому що згодом розвиваються просадні явища, змінюються рельєф і гідрологічний режим території. Супутниками шахт є терикони, розмивання і розпилення яких погіршує властивості навколишніх ґрунтів і водотоків.

У наш час розроблені прийоми рекультивації териконів і золовідвалів, знайдені шляхи утилізації цих відходів на дорожнє будівництво і будматеріали.

Порушення якості ґрунтового покриву здійснюється і при видобутку нафти. Забруднення ґрунтів у районі нафтовидобутку відбувається сирою нафтою і нафтовими водами, що просочуються зі шпор, пластовими водами. Забруднювачами можуть бути бурові розчини, які застосовуються при нафтовидобутку. Газові потоки, зв'язані з родовищем нафти, змінюють склад ґрунтового повітря, збагачуючи його вуглеводами, сірководнем, оксидами вуглецю, сірки, азоту. Пластові води, збагачені розчинними солями, спричиняють місцеве засолення ґрунтів.

Непродуктивні втрати ґрунтів супроводжують дорожнє будівництво, лінії електропередач, промислове і цивільне будівництво. Норми відводу земель, особливо орних, повинні знаходитися під чітким контролем. Біосфера планети втратила значну частину свого біоенергетичного і біогеохімічного механізму самовідновлення. Подальше бездумне господарювання – злочин перед нащадками. Фізичне

знищення і відчуження ґрунтово-рослинних екосистем з біосфери мусить бути зупинине чи зведене до мінімуму, а вже порушені ландшафти потребують активної рекультивації.

Рекультивація – система прийомів відновлення й оптимізації порушених ландшафтів.

Вартість рекультивації входить у проектну вартість видобутку корисних копалин. Найбільше методично розроблена рекультивація земель, порушених гірськими розробками. Її проводять у 3 етапи. Перший етап – *підготовчий*. Проводиться обстеження порушеної території, визначається напрямок рекультивації, складається техніко-економічне обґрунтування і проект рекультивації. Другий етап – *гірничо-технічна рекультивація*. Залежно від регіональних умов, цей етап може містити хімічну меліорацію. Гірничотехнічну рекультивацію виконують підприємства, які ведуть розробку корисних копалин. Третій етап – *біологічна рекультивація*. Вона спрямована на відновлення родючості підготовлених у процесі гірничо технічної рекультивації земель і перетворення їх у повноцінні лісові чи сільськогосподарські угіддя. Напрямок і методи біологічної рекультивації розрізняються залежно від географічного положення району, його кліматичних, фізичних і господарсько-економічних особливостей. Найбільш дешевим видом освоєння рекультивованих територій вважається залісення. Для поліпшення властивостей верхнього шару відвалів, для нагромадження в ньому органічної речовини й азоту перед посадкою дерев висівають люпин, буркун чи люцерну з наступним їхнім заорюванням. Дерева саджають у заповнені нетоксичною породою або ґрунтом ямки чи борозни.

В областях із поширенням родючих ґрунтів і нетоксичних розкривних порід проводять сільськогосподарську рекультивацію. Вона проходить у кілька стадій: вапнування, розпушування до глибини 60 см, внесення добрив, посів злаково-бобової суміші. Після цього вводять спеціальну сівозміну, де 40–50 % складають багаторічні трави. Після такої сівозміни рекультивовані землі можуть бути зайняті зональною польовою чи кормовою сівозміною.

В Україні за 1998 рік рекультивовано 3329,5 га земель, із них: під сільськогосподарські угіддя – 2006,3 га, в т.ч. ріллю – 1465,6 га, лісові (чагарникові) насадження – 714,9 га, водоймища 171 га, на забудову – 74 га, рекреаційні та інші цілі – 218,3 га. Із загальної площі рекультивованих земель відтворено 473 га земель, порушених при торфорозробках. За даними Держкомстату, загальна площа земель із порушеним ґрунтовим шаром на кінець 1991 р. складала 161,3 тис. га.

Контрольні запитання та завдання

1. Визначте завдання охорони ґрунтів.
2. Проаналізуйте охорону ґрунтів від ерозії та дефляції.
3. Охарактеризуйте негативний вплив переущільнення на функціонування едафотопів.

РОЗДІЛ ТРИДЦЯТЬ ДРУГИЙ

ПОРУШЕННЯ БІОЕНЕРГЕТИЧНОГО РЕЖИМУ ҐРУНТІВ ТА ЕКОСИСТЕМ

32.1. Захист ґрунтів від девегетації та дегуміфікації

Девегетацією називається втрата ґрунтами свого природного лісового, кущового та трав'яного покриву.

Девегетація – це явище, яке призводить до поступового знеживлення едафотопу, до пониження його біопродуктивності та втрати екологічних функцій. Ґрунти зі штучно збідненим рослинним покривом втрачають кореневу біомасу, а відповідно, і запаси цінних мінеральних та органічних речовин, зменшують свої біоенергетичні ресурси, стають стерильними, безструктурними, легко еродуються. Для боротьби з цим явищем необхідно забезпечувати: *в пасовищному господарстві* – оптимальне навантаження поголів'я худоби, підсіви та підживлення трав, впровадження системи загонів та огорож; *у польових сівозмінах* – збільшення частки багаторічних трав, регулярність внесення органічних добрив, контурний обробіток полів з урахуванням особливостей рельєфу; *в лісовому господарстві* – швидке відновлення і збереження лісової рослинності; *на гірських та схилових ландшафтах* – створення лісосмугових насаджень і терас; *у дорожньому та міському господарствах* – деревонасадження, парки, сквери, сади, трав'яний дерновий покрив у дворах, на вулицях та узбіччях доріг.

Часто девегетація є початковою стадією *дегуміфікації,* оскільки зменшується кількість органічної речовини, що надходить у ґрунті з рослинними рештками, а гумус таких грутів активно окиснюється. Однак основна причина дегуміфікації – оранка. При такому обробітку, особливо цілинних ґрунтів, спостерігається швидке зменшення вмісту та запасів органічної речовини.

Дегуміфікація призводить до зменшення вмісту і запасів гумусу на 30-40 %. Цей процес стабілізується на більш низькому рівні через 30–50 років. Найбільш різке зменшення вмісту й запасів гумусу відбувається в перші 5–10 років. Процес дегуміфікації не стабілізується у випадку розвитку ерозії.

Найбільш різкі зміни відбуваються в орному шарі, але розходження вмісту гумусу в орних ґрунтах у порівнянні з цілинними можуть простежуватися до 80 см.

Зміна вмісту гумусу визначається структурою посівних площ, співвідношенням у сівозмінах культур просапних і суцільного посіву, питомою вагою багаторічних трав, застосуванням органічних і мінеральних добрив.

Процес дегуміфікації має місце в усьому світі. У США, Канаді, Аргентині на ріллі щорічна втрата гумусу складає близько 1,5 т/га, а на чорних парах досягає 8 т/га.

Вміст гумусу в орних горизонтах степових ґрунтів прерій знизився на 30–40 %, у ґрунтах Бразилії – у 3 рази (з 6 до 2 %), що збільшило щільність ґрунтів на 50 % і погіршило водопроникність у 15–20 разів (*В. А. Ковда, 1981*).

У нашій державі найбільшої дегуміфікації зазнали чорноземи лісостепової зони внаслідок посилення мінералізації детритної частини гумусу та розвитку ерозійних процесів. Втрати гумусу в чорноземній зоні за останнє століття коливались у межах 1-4%, що складає від 0,5 до 1,8 т/га щорічно. Запаси специфічної органічної речовини ґрунту скоротилися на 15-40% , про що свідчать результати повторного порівняння вмісту і запасів гумусу в чорноземах, які понад сто років тому досліджував В.В.Докучаєв.

Загалом по державі за останні 35-40 років уміст гумусу в ґрунтах зменшився на 0,3-0,4% і становить 3,1% (табл.58).

Одним з головних чинників, що зумовлює такий стан, є використання недосконалих технологічних схем у сільському господарстві та суттєве зменшення надходження органічних речовин у ґрунти. Наприклад, за даними Держкомстату, в 2001 р. було внесено 26,5 млн. т органічних добрив, що на 1,9 млн. т менше проти попереднього року та майже у 10 разів менше, ніж у 1990 р. Частка земель, на яких у 2001 р. вносилися органічні добрива, залишилася на рівні 2000 р. і склала близько 3% від загальної посівної площі в країні. Для попередження втрат гумусу та його стабілізації необхідно збільшити надходження у ґрунт органічних речовин не тільки за рахунок гною, а й за рахунок пожнивних решток (стерні, соломи, стебел кукурудзи тощо), частка яких може становити 70-80%.

Таблиця 58

Фактичний та оптимальний вміст гумусу в ґрунтах різних природних зон України

Зона	Вміст гумусу, %		
	фактичний	оптимальний	різниця
Степ	3,5	4,3	0,8
Лісостеп	3,3	4,3	1,0
Полісся	1,9	2,6	0,7
Загалом	3,1	4,0	0,9

Значні втрати гумусу часто спричинені безвідповідальністю людей, які, економлячи кошти на заробці пожнивних решток у ґрунт, спалюють їх. Вогонь нищить органіку на поверхні ґрунту, яка могла б стати джерелом гумусу. Він термічно "стерилізує" поверхневі горизонти, вбиваючи всю біоту, що бере активну участь у процесах гуміфікації. Вогонь швидко пересушує верхні декілька сантиметрів ґрунту, в яких гумус просто горить.

Меліорація торф'яних ґрунтів також супроводжується втратою органічної речовини. Процес осушення зумовлює зменшення потужності торф'яного шару в середньому на 2–3 см/рік. Цей процес відбувається за рахунок ущільнення торф'яної маси внаслідок часткового зневоднювання, коагуляції колоїдів і зміни природної структури торфу (1,9–2,5 см/рік), а також у результаті безповоротних втрат, зумовлених мінералізацією й ерозією торфу (0,1–0,5 см/рік).

Людина може сприяти наростанню гумусу в ґрунті застосуванням органічних добрив, вапнуванням кислих ґрунтів, використанням у сівозміні багаторічних трав, регулюванням співвідношення площ просапних і зернових культур та іншими прийомами. Підраховано, що для створення бездефіцитного балансу органічної речовини в ґрунти в середньому доцільно вносити 8–12 т/га органічних добрив щорічно.

Природно, що при цьому важливо враховувати властивості ґрунтів, а також якість органічних добрив. Відновлюють і стабілізують вміст і запаси гумусу оструктуреність ґрунтів, поліпшення їх водно-фізичних властивостей, посів багаторічних трав. Позитивно діє заорювання в ґрунт пожнивних решток. Сполучення науково обґрунтованих доз мінеральних добрив з органічними сприятливо позначається на зростанні родючості ґрунтів, збільшенні врожайності рослин і якості врожаю.

Важливим фактором збереження гумусного стану ґрунтів є обробіток, який щадить ґрунт. У даний час на значних територіях півдня нашої країни застосовують безполичкову оранку. Полегшення машин, мінімалізація обробітку сприяють збереженню і нагромадженню гумусу в ґрунті. Підкреслимо, що важливо піклуватися не тільки про вміст і запаси гумусу, а й про його якість.

32.2. Ґрунтовтома, токсикоз і виснаження едафотопів

При вирощуванні сільськогосподарських рослин монокультурою, у грунтах накопичуються метаболіти і токсини, що виділяють корені рослин при вегетації та мінералізації залишків після збирання врожаю. Відбувається перебудова мікробоценозу, внаслідок чого формуються складні взаємовідносини між мікроорганізмами, ґрунтом та рослинами, де ґрунт стає посередником між двома іншими компонентами в біоценозі.

При утворенні токсинів у едафотопі виникає явище токсикозу і, як його окремий випадок, – ґрунтовтома.

Ґрунтовтома відома в практиці сільськогосподарського виробництва давно, значно раніше, ніж токсикоз ґрунтів. Вона проявляється в різкому пригніченні рослин і зниженні їх урожайності. Широко відома льоновтома, конюшиновтома, втома ґрунтів під плодовими насадженнями тощо. Вирощування монокультури протягом 4-6 років сприяє накопиченню метаболітів і токсинів, що виділяються в ґрунт під час вегетації чи мінералізації пожнивних решток. Поступово в орному шарі починають домінувати однотипні групи мікроорганізмів і шкідників, які викликають хвороби, властиві даній культурі. Спроби здолати захворювання, шкідників і бур'яни за допомогою добрив і різноманітних біоцидів не тільки не сприяє зростанню врожаїв, але й отруює ґрунти, води, біопродукцію, комах, що запилюють рослини, птахів, тварин-геобіонтів і людину.

Явище ґрунтовтоми не спостерігається в природних незайманих біогеоценозах. Воно є типовою ознакою антропогенної трансформації едафотопів.

Втомлений ґрунт – хворий ґрунт, який має ознаки глибоких патогенних змін. За даними міжнародної організації ФАО, щорічний недобір врожаю від ґрунтовтоми складає майже 25%, при цьому більш як 1 млн 250 тис. га ріллі – втомлена земля.

Токсикоз ґрунтів – ширше поняття, яке включає прояв пригнічення росту рослин на цілинних і окультуренних ґрунтах не тільки в монокультурі, а й у сівозмінах.

Причиною токсикозу ґрунтів найчастіше виступає мікрофлора, яка виділяє фітотоксини. Серед відомих фітотоксинів найбільш негативно діють антибіотики (циклогексамід, азазерин, окситетрациклін, стрептоміцин, поліміксинова кислота та пеніцилін), алкалоїди та деякі гетероциклічні сполуки. Загальновідома токсичність кумарину, який гальмує проростання насіння в нищівно малих концентраціях. Саме кумарин найчастіше використовують для порівняльного тестування інших фітотоксинів.

Багаторічними дослідженнями *М.С.Авдоніна* встановлено, що тривале застосування азотних добрив окремо і разом із калійними на кислих дерново-підзолистих ґрунтах призводить до різкого погіршення їх родючості і падіння врожайності без помітної зміни агрохімічних властивостей. Авдонін назвав це явище прихованою негативною дією мінеральних добрив на кислих ґрунтах. Проте мікробіологічні дослідження показали, що при майже незмінних агрохімічних властивостях відбувається різка трансформація мікробоценозу, особливо грибів-мікроміцетів, у бік домінування токсиноутворюючих форм. Доведено, що застосування як разових надлишкових доз добрив, так і тривале внесення добрив у малих концентраціях провокує токсикоз. Зауважимо, що це явище не проявляється, коли мікробоценоз знаходиться в стані гомеостазу.

Інтенсивне сільськогосподарське виробництво виснажує ґрунти, особливо в умовах, коли польові сівозміни насичені просапними культурами. З урожаєм із біологічного кругообігу назавжди вилучається значна частка біофільних елементів. Внесення добрив, на жаль, не може повністю компенсувати ці втрати. У середині минулого століття спотворені форми господарювання поховали травопільну систему землеробства, яка дозволяла підтримувати і поліпшувати родючість ґрунтів та ров'язувати кормову проблему тваринництва. А саме трави здатні нівелювати негативний баланс поживних речовин. Системи землеробства майбутнього обов'язково повинні стати природоохоронними, тобто базуватися на раціональному комбінуванні безполичкового обробітку та травосіяння з введенням полівидових угруповань. Механічний і хімічний обробіток едафотопів мусить бути мінімалізований.

Контрольні запитання та завдання

1. Проаналізуйте явище девегетації ґрунтів.
2. Дайте характеристику дегуміфікації та обґрунтуйте шляхи збереження запасів гумусу в ґрунтах.
3. Порівняйте явища ґрунтовтоми та токсикозу ґрунтів.
4. Визначте причини виснаження ґрунтів.

РОЗДІЛ ТРИДЦЯТЬ ТРЕТІЙ

ПОРУШЕННЯ ВОДНОГО ТА ХІМІЧНОГО РЕЖИМУ ҐРУНТІВ

33.1. Опустелювання ґрунтів

Важко переоцінити абсолютну потребу екологічних систем у доступній вологі для створення живої рослинної біомаси (в т.ч. і врожаю). Якщо прийняти потребу фітобіомаси в мінеральних речовинах за 1, то потреба у воді сягатиме 100000. Волога є найважливішим фактором ґрунтової родючості. Оптимальна вологість ґрунтів для більшості рослин знаходиться в межах 100-60 % від польової (найменшої) вологоємності. Фактична вологість ґрунтів пустель і степів зазвичай нижча від оптимуму та від коефіцієнта в'янення і часто знаходиться на рівні повітряної сухості. У пустелях і посушливих степах потенційне та фізичне випаровування залишає ґрунт без продуктивної вологи взагалі. Відповідно до цього продуктивність пасовищ і полів цих ландшафтів низька і часто нульова.

До 40-45% поверхні земної суші не забезпечені регулярним атмосферним зволоженням і представлені пустелями і посушливими степами. Це результат постльодовикового процесу аридизації суші та зменшення атмосферних опадів до 200-50 мм/рік. Однак до 10-15% поверхні суші зазнають опустелювання в результаті помилкових дій людини. Знищення лісів і чагарників на паливо, на будівництво, при підсічному (вогняному) землеробстві різко зменшує надходження і запаси вологи в ґрунтах. Занадто висока чисельність поголів'я тварин (овець, великої рогатої худоби, верблюдів, коней) призводить до порушення дернини, переущільнення, безструктурності й кіркування поверхні ґрунтів. Едафотопи деградують. Щорічно у світі опустелюється 5-7 млн. га продуктивних земель. Частота і суворість посушливих років зростає як на рівнинах Євразії й Африки, так і в пампасах і преріях Південної та Північної Америки. Великі масиви піщаних ґрунтів на рівнинах Азії, Африки, південного сходу Європи в минулому були вкриті трав'янисто-чагарниковою псамофітною рослинністю. Піски були закріплені цією рослинністю, але кочівники-тваринники й осіле населення зрошуваних оазисів у пустелях знищили цю рослинність, піски почали розвіюватися вітрами, утворюючи рухомі бархани та дюни. Значні масиви рухомих пісків виникли навколо населених пунктів, біля доріг та колодязів. Простори піщаних пустель сьогодні є гірким прикладом руйнування біосфери та її локальних екосистем. Необхідні значні капіталовкладення та глобальні заходи і до закріплення рухомих пісків. Зупинити опустелювання нових територій можна створенням лісозахисних смуг і лісонасадженням, фітомеліорацією, врегулюванням поголів'я худоби згідно з біопродуктивністю угідь, відмовою від оранки схилових ґрунтів, розумним чергуванням чистих і зайнятих парів, підтримкою структурності едафотопів, снігозатриманням, застосуванням безполицевого обробітку з періодичним глибоким розпушенням верхніх горизонтів ґрунту.

33.2. Селі та зсуви

Горбисті та гірські ландшафти на нашій планеті займають до 30-35% площі суші. У природних і малопорушених людиною умовах ці території зазвичай вкриті різноманітною лісовою, чагарниковою і трав'яною рослинністю, що росте на схилових ґрунтах із малопотужним профілем. У порівнянні з рівнинами, передгір'я і гори були завжди більш забезпечені вологою, не страждали від посух і заболоченості, тому інтенсивно використовувалися людиною.

Гірські ландшафти з їх ґрунтами та рослинами відігравали і відіграють вельми значну роль у режимі біосфери: біогенна фіксація вуглекислоти й азоту, емісія кисню, утворення величезних запасів біомаси та біофільних елементів, накопичення та повільне танення снігових мас, інфільтрація атмосферної вологи, запаси та постійне живлення стоку річкових і підземних вод на рівнинах. Але власне ці природні багатства гір і передгір'їв розкрадались, знищувались або непоправно руйнувались людиною, особливо в XIX і XX століттях. Ліси в горах вирубувались на паливо, на будівництво та потреби транспорту, індустрії, винищувались пожежами і спорудженням доріг. Все це докорінно змінило гідрологічний режим гірських ландшафтів. Без рослинного деревного покриву прискорилося танення снігових мас. Стік зливових вод набув катастрофічного характеру.

Ґрунти оголених схилів змиваються настільки інтенсивно, що за 3-5 років зникають усі генетичні горизонти, а на поверхню виходить гірська порода. Водний потік, що спочатку змив значну частину дрібнозему з поверхні схилових ґрунтів, набравши швидкості, змітає в гірських долинах на своєму шляху все: мости, поля, сади, отари тварин, населені пункти. Ця стихія отримала назву "*селі*".

Селі виносять на рівнини величезні маси алювію (мулу, каміння, уламків скель). За останні десятиліття частота катастрофічних селей зросла. Майже щороку селеві потоки реєструються на Кавказі, в Криму, в Середній Азії, на Балканах, в Індії, Пакистані, Китаї та інших гірських районах світу.

Фіксуються селеві потоки і в Україні, зокрема в Карпатах і Кримських горах. За останні 100-150 років значне скорочення площі лісів у Карпатах призвело до зростання катастрофічних повеней та селей. Саме такими були повені в 1700, 1739, 1864, 1887, 1895, 1900, 1911, 1913,1926 1927, 1933, 1941, 1947-1948, 1955, 1957, 1959, 1964, 1969, 1970, 1974, 1977, 1980, 1982, 1992-1994 та 1998-2001 роках. Проте в останньому десятилітті минулого століття термін *катастрофічна повінь* та *сель* стали ототожнюватись.

За типом селеві потоки поділяються на водно-кам'яні та грязе-кам'яні; за походженням – на зливові, дощові та сніго-дощові; а за повторністю – на часті (1 раз в 1-5 років), рідкі (1 раз в 10-15 років) та дуже рідкі (рідше одного разу в 15 років). Характерно, що в Карпатах переважають зливові, а в південно-західній їх частині – сніго-дощові селеві потоки; в Криму – селі винятково зливові.

Незалежно від того, через скільки років селі повторюються, інтенсивність порушень та збитки від них – відчутні. Перш за все вони руйнують орні землі, нерідко змінюється й увесь ландшафт. Родючість ґрунтів зменшується більш ніж на 30 %.

Не менш грізним наслідком знищення гірських лісів є значні *зсуви* ґрунту на схилах. Гори в більшості своїй продовжують повільний тектонічний ріст (1-5 мм/рік). Вони, як правило, розташовані в сейсмічно активних зонах. Стародавні четвертинні,

зазвичай лесоподібні та глинисті шаруваті відклади виводяться з первинного горизонтального положення і набувають помітного нахилу при їх підніманні на 1000-2000 м. Антропогенне знищення природної рослинності призводить до глибоких змін водного режиму територій. За цих умов величезні брили та масиви лесоподібних і суглинкових ґрунтів (площею в сотні і тисячі гектарів) починають зсуватись по перезволожених глинах, сповзаючи вниз по схилу, ховаючи під собою людей, тварин, поля, будинки та цілі поселення. Ґрунтовий покрив у районах зсувів повністю руйнується, відповідно до цього дестабілізуються нормальний режим та функції біосфери.

В Україні найсильніше від селей та зсувів страждає Закарпаття. Саме в цьому регіоні найбільш безсистемно вирубуються ліси. Так, паводок 1998 року активізував понад 980 зсувів. Посилення небезпечних геологічних процесів у листопаді-грудні 1998 року та у весняний період 1999 року спричинило активізацію понад 900 зсувів та 100 селів. У 2001 році виявлено 539 активних зсувів загальною площею 6,4 км^2 і об'ємом 18,5 млн. м^3, 88 селевих потоків площею 0,5 км^2, об'ємом 0,6 млн. м^3, 143 ділянки латеральної ерозії загальною довжиною 26 км.

Райони селей і катастрофічних зсувів повинні ретельно вивчатися, науково обґрунтовано заліснюватись. На цих територіях мають будуватись захисні інженерні споруди, бетоновані водовідводи. Яскравим прикладом ефективності таких споруд є греблі для захисту міста Алмати від селей і Південного Криму від зсувів.

33.3. Захист ґрунтів від процесів вторинного засолення, осолонцювання та злитизації

Для створення оптимального водного режиму в районах недостатнього зволоження необхідне зрошення. За даними ФАО, площа зрошуваних земель світу складає близько 220 млн. га. За даними Держкомзему України, станом на 01.01.2002 р. зрошувані землі займають 2329,7 тис. га, що складає 3,9% території держави, з них: сільськогосподарські угіддя – 2323,9 тис га (зокрема, рілля – 2244 тис. га, перелоги – 0,2, багаторічні насадження – 67,3, сіножаті – 2,8, пасовища – 9,6 тис. га), ліси та інші лісовкриті площі – 0,4 тис. га.

Близько 101 тис. га зрошуваних земель мають незадовільний загальний ґрунтово-меліоративний стан, зокрема через засолення і осолонцювання – на площі 66 тис. га, через близьке залягання підґрунтових вод – на площі 30 тис. га, через сукупний вплив цих факторів – на площі 5 тис. га. При цьому на 13-16% площі зрошуваних земель ґрунтові води залягають на глибині менше 3 м.

Такі порушення правил експлуатації іригаційних систем при недосконалих їхніх проектах викликають побічні явища: вторинне засолення, осолонцювання, злитість і т.ін.

Головними причинами деградації зрошуваних ґрунтів слугують бездренажне зрошення, великі втрати води на фільтрацію, будівництво зрошуваних каналів без гідроізоляції, перевищення зрошуваних норм, неконтрольована подача води, поливи мінералізованою водою.

У зрошуваних системах світу більше половини води витрачається не за призначенням. Засоленню піддаються насамперед ті ґрунти, де зрошувальні системи

не мають дренажних пристроїв. Зрошувальні води при фільтрації викликають підвищення рівня ґрунтових вод. Їхнє підняття і випаровування супроводжується нагромадженням солей у ґрунтовому профілі. Крім вертикального, варто брати до уваги і горизонтальний рух солей, викликаний розходженням положення ділянок за рельєфом чи комплексністю ґрунтового покриву.

Загальна площа сільськогосподарських угідь України із засоленими ґрунтами складає 1710,0 тис. га, з них: слабозасолені – 1336,6 тис. га, середньозасолені – 224,3, сильнозасолені – 116,3, солончаки – 32,8 тис. га. Площа сільськогосподарських угідь із солонцюватими ґрунтами становить 2250,1 тис. га, серед яких: слабосолонцюватих – 1833,9 тис. га, середньосолонцюватих – 314,1, сильносолонцюватих – 102,1 тис. га. Найбільше ґрунтів галогенного ряду знаходиться на території АР Крим, Полтавської та Херсонської областей (дані станом на 01.01.1996 р.).

Найтоксичнішим є содове засолення. Воно викликає різку зміну реакції ґрунтового розчину (pH 9-11), складу ввібраних катіонів, приводить до пептизації колоїдів, підвищує мобільність органічної речовини, погіршує водно-фізичні властивості ґрунту, насамперед його структурний стан. У чорноземах при зрошенні вихідна водостійка зерниста чи дрібногрудкувата структура орного шару швидко руйнується. З'являється брилистість, злитість, схильність до утворення поверхневої кірки після поливів і дощів. Процес злитогенезу веде до зниження вмісту доступної рослинам вологи, до погіршення повітрообміну, ускладнює їх обробіток, дренування і промивання від солей.

Для зрошення придатні води з концентрацією солей до 1 г/л. Більшість річок, води яких використовували для зрошення в нашій країні, мали концентрацію солей 0,2-0,3 г/л. У даний час мінералізація води в деяких ріках збільшилася до 0,8-1,5 г/л, при цьому карбонатно-кальцієвий склад її став мінятися на сульфатно-магнієвий, сульфатно-натрієвий, хлоридно-натрієвий і карбонатно-натрієвий. Це зв'язано з регулюванням стоку рік, збільшенням стоку дренажних і промислових вод, зростанням ролі випаровування. У практиці ряду країн (Єгипет, Алжир, Туніс, Пакистан, Індія та ін.) є досвід використання для поливу високомінералізованих вод (5-6 г/л), але в умовах гарного дренажу і промивного водного режиму. Граничнодопустимою мінералізацією для зрошення ґрунтів середнього і важкого гранскладу вважають 2-3 г/л, а для супіщаних і піщаних – 10-12 г/л. Особливо небажана присутність у поливній воді гідрокарбонату натрію. Прийнято, що вода з його вмістом менш 1,2 мг-екв/л придатна для зрошення, 1,25-2,5 – умовно придатна, більше 2,5 – непридатна. Води підвищеної мінералізації, особливо лужні, викликають вторинне осолонцювання ґрунтів.

З підвищенням концентрації солей у воді змінюється режим зрошення. На кожен 1 г солі в зрошувальній воді необхідно додавати на дренажний стік 5-10% водозабору, при цьому потреба в дренажі і вегетаційних промиваннях зростає. При содових зрошувальних водах із концентрацією 0,3-1,5 г/л частка виводу дренажних вод підвищується до 30-50% від водозабору. При цьому доцільне застосування хімічної меліорації води чи ґрунтів. Щоб уникнути втрат поливної води і вторинного засолення, рекомендують: 1) закриту мережу каналів, що виключає фільтрацію води; 2) дренажні споруди, що забезпечують утримання солоних ґрунтових вод на глибині не ближче 1,5–3 м; 3) капітальні промивання ґрунтів, якщо вони засолені, для вилучення солей із кореневмісного шару; 4) регулярні вегетаційні поливи з дренажними водовідводами *(В.А Ковда, 1981)*.

Для охорони ґрунтів від содового засолення і злитості бажана хімічна меліорація (внесення гіпсу), застосування фізіологічно кислих і сірковмісних добрив, введення в сівозміну багаторічних трав.

За даними Мінагрополітики, заходи з гіпсування ґрунтів мають охоплювати щорічно 0,3 млн. га. Проте обсяги цих робіт залишаються незадовільними. Варто відмітити щорічне зменшення площ ґрунтів, що гіпсуються. Наприклад, у 2001 р. вони були на 1,5 тис. га меншими, ніж у 2000 р. і складали 3,6 тис. га. Одним з пріоритетних напрямів використання угідь з такими ґрунтами є ресурсозбережний шлях: вилучення їх з-під ріллі з наступним використанням як пасовищ або вирощуванням на них солестійких культур тощо.

Зниження рівня інтенсифікації зрошуваного землеробства, посилення деградаційних процесів – підтоплення, засолення, осолонцювання, зниження вмісту поживних речовин і гумусу у ґрунтах – призвело до різкого (на 30-60 %) зниження продуктивності зрошуваних земель. Поліпшенню ситуації має сприяти виконання схваленої постановою Кабінету Міністрів України від 16.11.2000 р. №1704 "Комплексної програми розвитку меліорації земель та поліпшення екологічного стану зрошуваних та осушених угідь у 2001-2005 роках та прогноз до 2010 року", якою до 2010 р. передбачено проведення реконструкції зрошуваних систем і поліпшення екологічного стану зрошуваних земель на площі 600 тис. га. Серед пріоритетних завдань програми – проведення ренатуралізації зрошуваних земель, що поливаються водою 3-го класу, на площі 100 тис. га, розробка наукових засад щодо запровадження на меліорованих землях високоточних та високорентабельних агротехнологій, а також ґрунтоводоохоронної організації агроландшафтів тощо.

Отже, режим зрошення повинен виключати перезволоження і пересушення ґрунтів. При зрошенні необхідна висока культура землеробства, суворе дотримання технологічних норм. Необхідна організація постійнодіючої контрольної служби на зрошувальних системах із метою моніторингу водно-сольового режиму зрошувальних ґрунтів, їх структурного і гумусного станів для запобігання їх деградації та підтримки високої родючості.

33.4. Вторинна кислотність ґрунтів

Для більшості сільськогосподарських рослин оптимальна реакція ґрунтового розчину знаходиться в інтервалі pH 6,5-8,0. Ґрунти, сформовані в умовах промивного водного режиму (буроземи, підзоли, жовтоземи, фералітні тропічні) володіють підвищеною кислотністю (pH 5-6, містять обмінний водень і токсичний рухомий алюміній). Ще вища кислотність болотних ґрунтів змінного окисно-відновного режиму (pH іноді 3-4). Природа ґрунтової кислотності була детально розглянута в підрозділі 14.6.

Кислі ґрунти поширені на території сільськогосподарських угідь 19 областей України (крім Донецької, Запорізької, Луганської, Дніпропетровської, Херсонської областей та АР Крим) і складають загалом 10692,0 тис. га. Серед них: 636,1 тис. га – сильнокислі, 1373,0 – середньокислі, 3465,3 – слабокислі, 5217,6 тис. га – близькі до нейтральних (дані станом на 01.01.1996 р.).

Найбільш обґрунтованим і розповсюдженим засобом агрохімічного впливу на кислі ґрунти є вапнування. На відміну від гіпсування, обсяги якого щорічно зменшуються,

вапнуванню, як заходу підвищення родючості ґрунтів, аграрії приділяють дещо більше уваги. Зокрема, у 2001 р. вапнування проведено на площі 26,7 тис га, що на 2,8 тис. га більше, ніж в 2000 р. Проте в загальнодержавному масштабі ці обсяги дуже незначні, оскільки, за даними Мінагрополітики, щорічне вапнування необхідно проводити на площі 1,5 млн. га. Наслідком незадовільного вапнування є вторинне підкислення ґрунтів, яке негативно впливає на їхній стан: збільшується вміст рухомих форм алюмінію, важких металів, зменшується біологічна активність, погіршується поживний режим. У результаті цих явищ інтенсифікуються процеси накопичення в продукції важких металів, радіонуклідів (на забруднених землях) та мінеральних форм азоту, а також їхнє вимивання з ґрунтів і забруднення ними поверхневих вод.

Родючість і загальна біопродуктивність кислих ґрунтів тим нижчі, чим вища їхня кислотність. Протягом останніх 3-4 десятиліть спостерігається різке підвищення кислотності атмосферних опадів, озерних вод, поверхневого стоку і ґрунтів. Це пов'язано з осіданням вугільної, сірчаної, азотної і навіть соляної кислот, що утворюються з газів, якими забруднюють атмосферу транспорт, індустріальні підприємства, теплоелектростанції тощо.

Кислотні дощі нищать ліси на всій планеті, збільшують кислотність ґрунтів на 1-2 одиниці pH. При цьому в ґрунтах і ґрунтових водах різко зростає концентрація токсичних для людей сполук алюмінію, ртуті, свинцю, кадмію. Вапнування понижує кислотність едафотопів, але лише тимчасово, оскільки кислотні дощі випадають і надалі. Необхідні абсолютно нові промислові технології. Настав час відмовитись від спалювання палива, яке супроводжується викидами оксидів сірки й азоту. Різко зростає кислотність осушених сульфідних боліт півночі, приморських низовин, мангрових і маршевих ґрунтів субтропічного і тропічного поясів. Окиснення сульфідів заліза і марганцю (без вапнування) супроводжується утворенням сірчаної кислоти і зниженням pH іноді до 2-3. Помітну роль у збільшенні вторинної кислотності орних ґрунтів відіграє неконтрольоване застосування фізіологічно кислих добрив без одночасного вапнування. Негативні наслідки природної, зосібна вторинної кислотності ґрунтів недооцінювались. Погіршення стану рослинності, особливо масова загибель лісів, завдає великої шкоди біосфері всієї Землі. Сьогодні потрібні довготривалі цільові програми попередження та ліквідації кислотності ґрунтів, рік і озер планети. Без цього зберегти ліси і збільшити урожайність на ґрунтах нечорноземних зон буде неможливо.

33.5. Охорона ґрунтів від переосушення

Досить розповсюджена ще одна форма деградації ґрунтів – *переосушення*. Воно спостерігається при реалізації необдуманих меліоративних проектів і недотриманні технологічних стандартів. Наприклад, побудова мережі занадто глибоких осушувальних каналів або відсутність шлюзів, що регулюють стік і рівень відводних вод, неодмінно призведуть до пониження капілярної кайми. При виконанні осушувальних робіт хибно орієнтуватись лише на відведення надлишкової води. Необхідно встановити і забезпечити оптимальний рівень залягання ґрунтових вод на полях і пасовищах, при якому відбуватиметься підґрунтове зволоження рослин у сухі бездощові періоди (*субірригація*). На ґрунтах різного гранулометричного складу оптимальна глибина підґрунтових вод різна (на пісках і супісках 70-80 см, на суглинках – 100-180 см).

Закладання дрен і водовідводних каналів без урахування мезорельєфу і гранулометричного складу ґрунтів (тобто лише за геометрично правильними лініями та штучними кордонами полів) призводить до переосушення і зниження їх родючості (особливо едафотопів легкого грансклaду) або до локального "вимокання" ґрунтової маси (на важких ґрунтах). При проектуванні мережі осушувальних каналів необхідно створювати водомірні пости і шлюзи, які дозволятимуть керувати рівнем ґрунтових вод, їх відтоком і попереджати небезпеку переосушення ґрунтів.

Значна шкода господарствам чорноземної та нечорноземної зон завдана висиханням малих рік. Зазвичай ці водотоки мали складні меандри русел і розвинуті заплавні тераси, на яких утворювались родючі ґрунти. Періодичні повені підживлювали заплавні едафотопи і регулярно збагачували їх родючим алювієм. Так звана меліорація заплав шляхом вирівнювання русел малих річок позбавила ці ландшафти води та родючого мулу, понизила рівень води в річках і викликала переосушення (часто з содовим засоленням) заплавних лугових ґрунтів.

У наш час головним завданням має стати не осушувальна меліорація нових площ, а освоєння вже осушених угідь і занедбаних ділянок. За даними Держкомзему, станом на 01.01.2002 р., в Україні налічується 3296,9 тис. га осушених земель, які поширені на території 19 регіонів країни (крім Дніпропетровської, Кіровоградської, Миколаївської, Херсонської, Запорізької областей та АР Крим). Найбільші площі осушених земель знаходяться у Львівській (513,2 тис. га), Житомирській (425,4), Волинській (416,6), Рівненській (390,4) та Чернігівській (300,0 тис. га) областях. Осушені землі представлені переважно у складі земель сільськогосподарського призначення – 2988,4 тис. га, з них рілля займає 1829,1 тис. га, перелоги – 33,8, сіножаті – 572,3, пасовища – 515,9 тис. га. Площа осушених ґрунтів із лужною реакцією середовища сягає близько 720 тис. га, кислою – 680 тис. га і близькою до нейтральної – 1,5 млн. га.

Стан осушених земель продовжує залишатися незадовільним. У 2001 р. реконструкцію та ремонт осушувальних мереж проведено тільки на 5-7% площі осушених земель. Агротехнічні та агромеліоративні заходи (хімічна меліорація) здійснювалися на дуже обмеженій території. Програмою уряду України передбачено в термін до 2010 р. проведення реконструкції осушувальних систем та поліпшення екологічного стану осушених земель на площі 180 тис. га. Однак, за підрахунками фахівців Національного наукового центру "Інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О.Н.Соколовського", для поліпшення ситуації треба: провести консервацію деградованих осушених земель на площі близько 350 тис. га, а також ренатуралізацію частини осушених земель; розширити площі природоохоронних територій (до 150 тис. га); реконструювати дренажну мережу на площі 380 тис. га; створити культурні пасовища та сіножаті на площі 790 тис. га; провести глибоке меліоративне розпушування поверхнево-оглеєних дренованих ґрунтів на площі 390 тис. га та впровадити технології локальної меліорації на площі близько 500 тис. га.

Контрольні запитання та завдання

1. Охарактеризуйте механізми опустелювання ґрунтів.

2. Визначте негативну дію селів та зсувів на ґрунтовий покрив планети.

3. Проаналізуйте захист ґрунтів від процесів вторинного засолення, осолонцювання і злитизації.

4. Визначте чинники вторинної кислотності ґрунтів та обґрунтуйте охорону ґрунтів від переосушення.

РОЗДІЛ ТРИДЦЯТЬ ЧЕТВЕРТИЙ

ЗАБРУДНЕННЯ ТА ХІМІЧНЕ ОТРУЄННЯ ҐРУНТІВ

34.1. Захист ґрунтів від забруднення агрохімікатами

На даному етапі розвитку аграрних технологій ведення інтенсивного сільського господарства неможливе без застосування добрив. Практика їх використання розширюється й постійно вдосконалюється. Для забезпечення населення планети продуктами харчування щорічно використовується 300-400 млн. т мінеральних добрив. Поряд з мінеральними, розширюються масштаби використання органічних добрив та хімічних меліорантів. Однак хімізація землеробства мусить бути науково обґрунтованою. Необдуманість у використанні "хімії" на полях може мати катастрофічні наслідки.

Надлишок азотних добрив небажаний. Надлишковий азот викликає переважний ріст вегетативних органів за рахунок генеративних, підвищує чутливість рослин до низьких температур та хвороб. Надлишковий азот особливо небезпечний у нітратній формі, тому що він не сорбується ґрунтом, легко мігрує по профілю і потрапляє в ґрунтові води. Зі збільшенням кількості азотних добрив виявляється підвищення концентрації нітратів у природних водах. Підвищення концентрації нітратів у питній воді до 40-50 мг/л стало причиною захворювання дітей метагемоглобанемією у США, Ізраїлі, Франції, ФРН та інших країнах (*Б. Коммонер, 1974*).

Не тільки нітратні, а й аміачні сполуки азоту здатні забруднювати ґрунти. Відомо, що амонійний азот перешкоджає хлоруванню води, якщо його концентрація перевищує 1 мг/л. До того ж, окиснюючись до нітратів, амонійний азот зв'язує кисень, що приводить до кисневого голодування гідробіонтів і псування води. Джерелом надлишкової кількості аміачного азоту в ґрунті служать відходи тваринництва і міські стічні води. Сучасні підприємства індустріального тваринництва, птахофабрики і міста формують вогнища аномально високого вмісту азоту і фосфору у вигляді органічних і мінеральних сполук, що, потрапляючи в скосистеми, локально перенасичують їх, доводячи вміст $N\text{-}NO^-_3$ до 400 мг/кг ґрунту, а $N\text{-}NH^+_4$ – до 2200 мг/кг ґрунту (*В.А.Ковда, 1976*). Аномально високі концентрації сполук азоту спостерігаються навколо промислових підприємств, особливо тих, що виробляють азотні добрива. Перспективний шлях розв'язання азотної проблеми, на думку академіка *Е.М.Мішустіна*, полягає в посиленні уваги до біологічних джерел азоту в ґрунті, зокрема – в розширенні площ посівів бобових культур і використанні біодобрив.

Незважаючи на низьку розчинність фосфорних добрив і більшості хімічних сполук цього елемента, головний геохімічний напрямок їхнього глобального кругообігу спрямований на озера, гирла рік, морів і шельфів океану. Майже 3-4 млн. т фосфатів щорічно надходить із континентів у океан. Має місце локальне зафосфачування ґрунтів у зв'язку з низькою розчинністю його сполук. Але основна проблема фосфору – вичерпність його ресурсів, що веде до порушення необхідного співвідношення N:P:K при внесенні мінеральних добрив.

Поряд з азотом і фосфором важливим елементом живлення рослин є калій. Для компенсації виносу калію з урожаєм застосовують калійні добрива різного складу. Найчастіше використовують хлорид калію. Однак його застосування веде до нагромадження в ґрунтах іона хлору, токсичного для більшості рослин. Наприклад, у картоплі він викликає водянистість бульб.

Пестициди – отрутохімікати для боротьби з бур'янами (*гербіциди*), із грибними хворобами рослин (*фунгіциди*) і шкідниками (*зооциди, інсектициди* й ін.) – широко застосовуються в сільському господарстві і зберігають більше 30 % врожаю. Найбільш часто вдаються до таких пестицидів: хлоровані вуглеводи (гексахлоран), дієни (альдрін, севін), складні ефіри фосфорних кислот (ФОС), карбамати (карбін, тіллам), похідні сечовини (фенурон, монурон). При обробці посівів пестицидами основна їх частина накопичується на поверхні едафотопів і рослин. Вони адсорбуються органічною речовиною ґрунтів і мінеральними колоїдами. Сорбція токсикантів зворотна. Надлишки пестицидів мігрують із гравітаційним потоком і потрапляють у ґрунтові води. Накопичуючись у ґрунті, вони можуть передаватися по ланцюгах харчування і викликати захворювання тварин і людей. Нагромадження залишків пестицидів у ґрунті залежить і від природи токсиканта. Найбільш стійкі – хлорорганічні сполуки і група дієнів. Вони зберігаються у ґрунті протягом декількох років після застосування. До того ж, чим вища доза, тим довше зберігається токсикант. Фосфороорганічні сполуки та похідні карбамідної кислоти втрачають свою токсичність менш ніж за 3 місяці і при розкладі не утворюють токсичних метаболітів.

При внесенні пестицидів авіаметодами вони розпорошуються і можуть переноситися повітряними потоками на великі відстані. Багато біоцидів та їх метаболітів виявляються там, де їх ніколи не застосовували (наприклад, в Антарктиді). Разом із поверхневими водами пестициди потрапляють у водойми й отруюють воду. Систематичне застосування у великих кількостях стійких пестицидів, що володіють кумулятивними властивостями, приводить до того, що основним джерелом забруднення водойм стає стік талих, дощових і ґрунтових вод. Процеси природної детоксикації йдуть активніше в умовах інтенсифікації процесів мінералізації органічної речовини.

Одна з основних умов охорони ґрунтів від забруднення пестицидами – створення і застосування менш токсичних і менш стійких сполук і зменшення доз їхнього внесення у ґрунт. Повна детоксикація біоцидів відбувається лише при їхньому розкладі на нетоксичні компоненти. Розкладанню токсикантів сприяють реакції окиснення, відновлення і гідролізу. Найбільш активне розкладання пестицидів здійснюють мікроорганізми. При участі їх ферментів у ґрунті і ґрунтовому розчині йдуть ті ж процеси гідролізу, окиснення чи відновлення. Мікроорганізми використовують для своєї життєдіяльності вуглець, азот, фосфор чи калій, що входять до складу біоцидів. Ефективним і екологічно безпечним способом боротьби за врожай є заміна застосування хімічних препаратів на використання природного ворога тієї чи іншої хвороби, шкідника чи бур'яну (т. зв. біологічний метод захисту).

Охорона ґрунтів від надлишку добрив має ряд спільних рис з охороною ґрунтів від надлишку пестицидів. Розробка нових довгостроково діючих гранульованих форм добрив, застосування комплексних форм, дотримання рекомендованої правильної технології їх внесення, дотримання правил збереження і транспортування – все це охороняє ґрунт від надлишку агрохімікатів.

Мінімалізувати хімічне втручання можна лише шляхом "біологізації" землеробства, яка передбачає екологічний підхід до організації виробництва сільськогосподарської продукції. Людство має відмовитись від застосування легкорозчинних мінеральних добрив (особливо азотних) і хімічних засобів боротьби з бур'янами, шкідниками та хворобами рослин, замінивши його оптимальним стимулюванням біологічної активності едафотопу й екосистеми в цілому.

34.2. Захист ґрунтів від впливу продуктів техногенезу

Сучасна індустріальна діяльність супроводжується надходженням у біосферу побічних продуктів. У формі твердих відходів промисловості щорічно потрапляє 20-30 млрд. т різних речовин, із них 50% – органічних. З твердими відходами на поверхню ґрунтів надходять забруднювачі навколишнього середовища. Серед них найбільш небезпечними вважають ртуть, свинець, кадмій, миш'як, селен і фтор. Забруднення ґрунтів важкими металами має різну природу, але відбувається здебільшого при спалюванні викопного палива: вугілля, нафти, горючих сланців. Людством уже добуто і використано понад 130 млрд. т вугілля і 40 млрд. т нафти. Отже, із золою на поверхню ґрунтів надійшли мільйони тонн металів, значна частина яких акумульована в їхніх верхніх шарах. Антропогенна діяльність на порядок збільшила надходження свинцю і кадмію. Головне джерело забруднення ґрунтів свинцем – вихлопні гази автомобілів, які щорічно викидають більше 250 тис. т свинцю. Важкі метали надходять у ґрунт також із добривами і пестицидами. Більшість сполук важких металів акумулюються в підстилці і гумусовому горизонті. Розподіл важких металів по поверхні залежить від характеру й особливостей джерела забруднення, метеорологічних особливостей регіону, зокрема – від рози вітрів, геохімічних факторів і ландшафтної обстановки в цілому. Ареал максимального забруднення рідко перевищує 10-15 км у радіусі від джерела, але невеликі концентрації при попаданні у високі шари атмосфери можуть переноситися на значні відстані. Метали втягуються в біологічний кругообіг, передаються по ланцюгах живлення і викликають цілу низку захворювань у тварин і людини, при високих концентраціях згубно впливають на рослини, знижують біологічну активність ґрунтів.

Нерівномірність техногенного розподілу металів посилюється неоднорідністю геохімічної обстановки в природних ландшафтах. У зв'язку з цим для прогнозування можливого забруднення продуктами техногенезу і запобігання небажаних наслідків необхідно брати до уваги закони міграції хімічних елементів у різних природних ландшафтах і геохімічних умовах. Продукти техногенезу, залежно від їх природи і тієї ландшафтної обстановки, куди вони потрапляють, можуть втрачати токсичність, трансформуватись природними процесами або зберігатися і накопичуватися, згубно діючи на живі організми.

В автономних ландшафтах розвиваються процеси самоочищення від техногенних забруднень, тому що продукти забруднення розсіюються поверхневими і внутріґрунтовими водами. В акумулятивних ландшафтах продукти техногенезу консервуються і накопичуються. *Ртуть, свинець, кадмій* добре сорбуються у верхніх сантиметрах перегнійно-акумулятивного горизонту різних типів ґрунтів суглинкового гранскладу. Міграція їх по профілю і винос за межі ґрунтового профілю незначні. Але в більш легких ґрунтах, кислих і збіднених гумусом, процеси міграції цих елементів посилюються.

Фтор також здійснює токсичний вплив на мікрофлору, безхребетних тварин і рослинність. Адсорбція фтору відбувається в ґрунтах з добре розвинутим поглинальним комплексом. Розчинні сполуки фтору легко переміщуються по ґрунтовому профілю і можуть потрапляти в ґрунтові води. Джерелом цього полютанту в ґрунтах часто виступають фосфорні добрива. *Цинк* і *мідь* менш токсичні, але й більш мобільні, ніж свинець і кадмій. Підвищення вмісту органічної речовини й поважчання гранулометричного складу ґрунтів зменшує міграційну здатність цинку та його сполук.

Спільна дія важких металів на живі організми в ґрунті має сильніший інгібуючий вплив, ніж при тій же концентрації кожен елемент окремо. У різних типах ґрунтів рівень токсичності важких металів може відрізнятися на порядок і вище. Наприклад, установлено, що кадмій на неокультурених підзолистих ґрунтах чинить пригнічуючий вплив при вмісті 5 мг/кг, а на окультурених, – починаючи з 50 мг/кг.

Із продуктами неповного згорання вугілля і нафти в ґрунт надходять поліциклічні ароматичні вуглеводи, серед яких особливо небезпечний бензопірен. Він сильний канцероген. *Ґрунт – кінцевий резервуар акумуляції бензопірену.* Найбільше його накопичується в гумусовому горизонті. З ґрунтовим пилом, ґрунтовими водами, з продуктами харчування бензопірен може потрапляти в організм тварин і людини. Ґрунтові мікроорганізми мають здатність розкладати бензопірен на нетоксичні компоненти, але процес надходження переважає над його детоксикацією.

Антропогенне надходження *сірки* у ґрунт і на поверхню рослинності відбувається у формі SO_2 й інших газоподібних сполук та у вигляді кислотних дощів. Ґрунт сорбує діоксид сірки. Швидкість сорбції збільшується з наростанням вологості ґрунтів, підвищенням pH, збільшенням вмісту органічної речовини, ємності поглинання і питомої поверхні ґрунтів. Повітряно-сухі ґрунти сорбують 1–5, а вологі 9–67 мг $SO_2/м^2$ ґрунту (*К.Сміт, 1973*). Ґрунти сорбують також і відновлені сполуки сірки: сірководень, метилмеркаптан, сірковуглець і ін. Діоксид сірки в атмосфері окиснюється в триоксид. Оксиди сірки й азоту техногенного походження при розчиненні в рідкій фазі хмар і туману перетворюються в кислоти і випадають з опадами. На фонових територіях з опадами надходить 3–6 кг/га сірки, у промислових регіонах – 25–30 кг/га. Відповідно, вміст водорозчинної сірки в дерново-підзолистих ґрунтах фонових територій складає 5–7 мг/100 г, поблизу промислових виробництв він зростає і становить понад 20 мг/100 г ґрунту. Діоксид і триоксид сірки можуть переноситися повітряними масами на десятки і сотні кілометрів від джерела викиду. Щорічно в атмосферу надходить до 500 млн. т кислотних компонентів.

При надходженні лужних, лужноземельних і важких металів із викидами металургійних заводів, а також аміаку з викидами комбінатів по виробництву добрив відбувається підлуговування ґрунтів. Масштаби цих процесів значно менші, ніж процесів підкислення, і негативні наслідки також не настільки значні. Але при цьому може аномально зростати вміст у ґрунтах тих чи інших компонентів, що призводить до порушення необхідних пропорцій у співвідношенні елементів живлення. Підвищена лужність ґрунтів несприятлива для багатьох сільськогосподарських рослин. До того ж, в умовах лужної реакції середовища і промивного режиму різко зростає мобільність органічної речовини, що збіднює ґрунти на гумус.

В останні роки спостерігається зменшення загальної фонової забрудненості

ґрунтів токсичними речовинами. За результатами вибіркових обстежень, проведених Гідрометеорологічною службою Мінекоресурсів у 2001 р. на території 17 областей України та АР Крим, залишкових кількостей пестицидів (дихлордифенілтрихлоретану (ДДТ), гексахлорциклогексану (ГХЦГ), тіодану), які перевищують ГДК, у ґрунтах сільськогосподарських угідь виявлено не було. Середній вміст залишкових кількостей суми ДДТ становив 0,07 ГДК, а суми ГХЦГ – не перевищував 0,04 ГДК. Середній та максимальний вміст нітратів, за винятком однієї проби, також були нижчі за ГДК. Зате ситуація на локальних рівнях, особливо в населених пунктах і навколо промислових підприємств, надалі залишається критичною.

У наш час чи не найбільший деструктивний вплив на екосистеми здійснюють природні та антропогенні (штучні) *радіонукліди*. Починаючи з кінця XIX ст., природний радіаційний фон, складовою частиною якого є радіаційний фон ґрунтів, невпинно зростає, що свідчить про прогресуюче забруднення довкілля цим видом полютантів. Джерелом природних радіонуклідів є космічне та внутрішнє земне випромінювання. Штучні радіоактивні ізотопи в ґрунтах – результат видобутку урану, роботи ядерних реакторів різного типу, функціонування радіохімічної промисловості, випробування ядерної зброї, використання радіонуклідів у народному господарстві та недосконаліть утилізаційних технологій. Аварія на Чорнобильській АЕС – гіркий приклад людської безвідповідальності. Лише на території України забруднено 74 райони в 12 областях, а це 6,7 млн. га продуктивних ґрунтів, у тому числі: до 1 Кі/км^2 – 5,6 млн.га, від 1 до 5 Кі/км^2 – 1,0 млн. га, від 5 до 15 Кі/км^2 – 100 тис. га, понад 15 Кі/км^2 – 27 тис. га. Понад 58 тис. га отруєно на тисячі років у 30-кілометровій зоні відчуження, де була проведена повна евакуація населення *(П.П. Надточій, В.Г. Гермашенко, Ф.В. Вольвач, 1998)*.

За роки, що пройшли з часу аварії на Чорнобильській АЕС, відбувався процес самодезактивації поверхневого шару ґрунтів, але швидкість його незначна. Горизонтальна міграція радіонуклідів не призвела до відчутного їх перерозподілу в агроландшафтах. Натомість наявна вертикальна міграція цезію-137 по профілю ґрунту.

Найбільш забрудненими радіонуклідами областями є Житомирська та Рівненська. Починаючи з 1996 р. рівні забруднення сільськогосподарської продукції зменшуються, хоча самі величини змін незначні, – в межах 10–15% від середнього значення.

З метою поліпшення радіаційної ситуації та зменшення забрудненості продуктів харчування і, як наслідок, дозового опромінення населення були здійснені такі контрзаходи на сільгоспугіддях:

- залуження найбільш забруднених лук, сінокосів, культурних і природних пасовищ;
- вапнування кислих ґрунтів;
- внесення підвищених доз добрив.

Захист ґрунтів від техногенних полютантів базується, в першу чергу, на вдосконаленні технологій і принципів організації виробництва. Створення замкнутих технологічних систем, організація безвідходного виробництва веде до різкого, майже повного скорочення надходження в едафотоп продуктів техногенезу. Крім запобіжних заходів, важливе значення мають заходи по ліквідації існуючого забруднення.

При атмосферному забрудненні ґрунтів важкими металами й іншими токсичними компонентами, коли вони у великих кількостях концентруються у верхніх горизонтах ґрунту, можливе вилучення цього шару і поховання його. У даний час отримано ряд хімічних речовин, що здатні інактивувати важкі метали чи понизити їхню токсичну дію. Це іонообмінні смоли, що утворюють хелатні сполуки з важкими металами. Їх вносять у ґрунт у дозах, зумовлених рівнем забруднення. Негативною властивістю речовин-інактиваторів є їхня обмежена ємність.

Найбільш доступний, але не завжди найефективніший спосіб закріплення важких металів і радіонуклідів у ґрунті – внесення вапна й органічних добрив, що адсорбують важкі метали і токсини. Внесення органічних добрив у високих дозах, використання зелених добрив, борошна з рисової соломи і т.ін. знижує надходження кадмію і фтору в рослини, а також токсичність важких металів. Регулювання складу і доз мінеральних добрив може зменшити токсичну дію низки елементів. Внесення підвищених доз фосфору знижувало токсичну дію свинцю, міді, цинку і кадмію.

Контрольні запитання та завдання

1. Проаналізуйте захист едафотопів від забруднення агрохімікатами.

2. Проаналізуйте захист едафотопів від впливу продуктів техногенезу.

3. Дайте характеристику захисту ґрунтів від техногенних полютантів.

РОЗДІЛ ТРИДЦЯТЬ П'ЯТИЙ

ПАТОЛОГІЯ ҐРУНТІВ І ЗДОРОВ'Я ЛЮДИНИ

Гострота проблеми патології ґрунтів полягає не тільки в зниженні родючості ґрунтів і в зменшенні харчової та сировинної баз. Небезпечніше і значно страшніше інше: деградація і патологія ґрунтів викликає патологічні зміни в здоров'ї, розвитку та фізіології організму людини і навіть у її розумовій діяльності та психіці. Людина як гетеротрофний компонент екологічних систем, споживаючи рослинну і тваринну їжу, повітря і воду, є активною ланкою в локальних і регіональних потоках енергії та біохімічних циклах вуглецю, кисню, водню, азоту, фосфору, сірки, кальцію та сотень інших макро- і мікроелементів. У наш час ця роль людини та індустріальної цивілізації надзвичайно зросла. Можна стверджувати, що в районах "здорових" екологічних систем і нормальних, продуктивних ґрунтів народжуються та формуються фізично і духовно здорові покоління людей.

Загальновідомо, що жителі низьких гір, передгірь і лугових степів Кавказу, Тянь-Шаню, Гімалаїв (Хунзи), України відрізняються міцним здоров'ям і довголіттям. Населення регіонів кислих, бідних, сильно вилугуваних ґрунтів вологого клімату характеризуються низькорослістю; діти нерідко страждають від рахіту і ламкості кісток (дефіцит кальцію). У регіонах, віддалених від оксану і морів, ґрунти, вода та їжа збіднені йодом і міддю, а це викликає у людини захворювання щитоподібної залози – зоб (особливо в жінок).

Північно-східні райони Азії відомі так званою уровською хворобою (потворний розвиток кісток). Причини цієї хвороби пов'язували з дефіцитом кальцію і високою концентрацією оксидів кремнію (кремнезему) у ґрунтових і річкових водах. Західні дослідники знаходили зв'язок між канцером шлунково-кишкового тракту і ґрунтами річкових долин. Розповсюдження прокази характерне для посушливих регіонів Азії й Африки. Багато авторів пов'язує кретинізм із дефіцитом білка в їжі людини і низькою якістю урожаю зернових.

На ці природні біохімічні зв'язки людини і ґрунтового покриву накладається вплив антропогенних біогеохімічних аномалій (неоаномалій). Рослини, ґрунти, води, повітря, продукти харчування територій великих індустріальних міст, підприємств, шахт, рудників, сміттєзвалищ, дорожних магістралей, аеропортів і т.п. забруднені та отруєні сполуками важких металів, вуглецю, вуглеводів, оксидів азоту, сірки. Стоки великих тваринницьких підприємств, надлишок добрив і різних біоцидів створюють на великих просторах небезпеку постійного отруєння ґрунтів, біопродукції та людини. Легеневі та серцеві хвороби, знижена народжуваність і хворобливі немовлята, слабосильні чоловіки, зменшення тривалості життя – такі тривожні наслідки патології ґрунтів.

Світова громадськість стривожена порушенням озонового екрана, що захищає життя і здоров'я людини від космічних випромінювань. Певною мірою цьому,

вірогідно, сприяють власне земні (ґрунтові) фактори, що ведуть до зниження інтенсивності фотосинтезу й емісії кисню. Заболочені ґрунти генерують оксиди азоту, сірки, вуглецю, метан, ацетилен, окиснення яких згубно впливає на відновлення озону (O_3) в стратосфері. Це може бути викликано також надлишковими дозами азотних добрив, денітрифікацією, що веде до утворення окисиду азоту, та інтенсивним "диханням" едафотопів, яке посилює "парниковий" ефект.

Антропогенні забруднювачі ґрунтів і вод надходять у місцеві біогеохімічні потоки міграції і кругообігу речовин. З автоморфних і транзитних ландшафтів полютанти мігрують та інтенсивно накопичуються в акумулятивних низинах, у заплавах і на узбережжях озер, морів і океанів. У засушливому кліматі різноманітні токсини сполучаються зі шкідливими легкорозчинними солями ґрунтів і ґрунтових вод. У таких умовах складається особливо тривожна, і навіть драматична, ситуація для населення.

Терміновим загальнодержавним завданням є глибокі екологічні та біохімічні дослідження, розробка програми необхідних оздоровчих заходів у регіонах екологічних катастроф. Настільки ж важливе і біохімічне районування всієї планети з метою виявлення районів із найбільш екологічно небезпечними для життя та здоров'я людини ґрунтами. Необхідна організація мережі стаціонарів ґрунтово-екологічних спостережень за станом едафотопів, вод, рослин, повітря та здоров'я людини.

Контрольні запитання та завдання

1. Дайте характеристику патології ґрунтів.

2. Визначте зв'язок між патологією ґрунтів та здоров'ям людини.

РОЗДІЛ ТРИДЦЯТЬ ШОСТИЙ

МОНІТОРИНГ ҐРУНТІВ

Робота з охорони ґрунтів передбачає наявність інформації про стан ґрунтів, про їхні зміни під впливом антропогенних навантажень.

На відміну від атмосферного повітря і природних вод, спостереження за станом і забрудненням ґрунтів мінеральними й органічними токсикантами вкрай обмежене і належно не організоване. Екологічна роль ґрунту як вузла зв'язків біосфери, де найінтенсивніше відбуваються всі процеси обміну речовин між земною корою, гідросферою, атмосферою й організмами, що живуть на суші, визначає необхідність спеціальної організації ґрунтового моніторингу як невід'ємної частини загального моніторингу навколишнього середовища. Необхідність організації служби ґрунтового моніторингу відчувається все гостріше, оскільки величина антропогенного пресу на едафотопи постійно зростає, причому збільшуються і темпи його росту. Загальний обсяг глобальних антропогенних навантажень на ґрунтовий покрив можна сміливо порівнювати з дією природних факторів.

Загальний перелік завдань та задач, що постають перед ґрунтовим моніторингом, об'ємний. У перспективі можливі нові завдання, що виникатимуть із появою нових технологій і розширенням асортименту синтезованих хімічною промисловістю органічних і мінеральних речовин. Звичайно, частина із сьогоднішніх завдань буде знята з порядку денного в близькому майбутньому; наприклад, при переході промислових підприємств на безвідходні технології відпаде необхідність контролю за забрудненням ґрунтів хімічними речовинами. Але в даний час такий контроль ще необхідний.

Ґрунтовий моніторинг – це діагностика, прогноз і управління станом ґрунтів або контроль заради керування розширеним відтворенням їхньої родючості.

Найважливіші завдання ґрунтового моніторингу такі:

– оцінка середньорічних втрат ґрунту внаслідок водної, іригаційної і вітрової ерозій;

– виявлення регіонів із дефіцитним балансом головних елементів живлення рослин, виявлення й оцінка швидкості втрат гумусу, азоту і фосфору; контроль за вмістом елементів живлення рослин;

– контроль за зміною кислотності і лужності ґрунтів, особливо в районах, де застосовуються високі дози мінеральних добрив, а також при іригації, використанні промислових відходів;

– контроль за зміною сольового режиму зрошуваних едафотопів і ґрунтів, які удобрюються;

– контроль за забрудненням ґрунтів важкими металами внаслідок глобального осідання;
– контроль за локальним забрудненням ґрунтів важкими металами в зоні впливу промислових підприємств і транспортних магістралей, а також пестицидами в регіонах їхнього постійного використання, детергентами і побутовими відходами на територіях із високою щільністю населення;
– довгостроковий і сезонний (за фазами розвитку рослин) контроль за вологістю, температурою, структурним станом, водно-фізичними властивостями ґрунтів;
– оцінка ймовірної зміни властивостей ґрунтів при проектуванні гідробудівництва, меліорації, впровадженні нових аграрних технологій та систем землеробства;
– інспекторський контроль за розмірами і правильністю відчуження орнопридатних ґрунтів для промислових і комунальних цілей.

Це найбільш загальний і, ймовірно, неповний перелік завдань, що повинен бути диференційований згідно з ґрунтово-географічним, кліматичним і економічним районуванням України.

Контрольні запитання та завдання

1. Визначте завдання, які стоять перед ґрунтовим моніторингом.

2. Охарактеризуйте ґрунтовий моніторинг.

ТЕРМІНОЛОГІЧНИЙ СЛОВНИК

Складений на основі тлумачного словника з агроґрунтознавства (**Тлумачний словник з агроґрунтознавства / За ред. М.І.Лактіонова, Т.М.Лактіонової. – Харків, 1998. – 75 с.**), геологічного словника (**Краткий геологический словарь для школьников / Под ред. Г.И. Немкова. – М.: Недра, 1989. – 176 с.**) та екологічного енциклопедичного словника (**Дедю И.И. Экологический энциклопедический словарь. - Кишинев: Гл. ред. МСЭ, 1990. - 408 с.**).

***Умовні скорочення*:**

агр. – агрономічний; амер. – американський; у т.ч. – у тому числі; ґ. – ґрунти; див. – дивись; і т.д. – і так далі; і т. ін. – і таке інше; і т.п. – і тому подібне; напр. – наприклад; с.г. – сільське господарство; с.-г. – сільськогосподарський; син. – синонім; т. ін. – та інші.

А

Абіотичне середовище – сукупність неорганічних умов (факторів середовища) життя організмів.

Абіотичні фактори – компоненти та явища неживої природи (клімат, світло, тиск, температура, рух середовища, тверда фаза ті ін.), що прямо чи опосередковано діють на організми.

Абісаль (абісальна зона морського дна) – частина Світового океану (глибина понад 3000 м), що відповідає ложу, з відносно слабкою рухливістю води, постійною температурою (нижче 2 °С), майже повною відсутністю світла. Тваринний світ сильно збіднений порівняно з іншими зонами (літораль, субліторaль, батіаль); абісальні відклади – найглибоководніші осадові утворення (переважно карбонатні і кремениті мули, глибоководна червона глина), що відкладаються в зоні абісалі.

Абляція – зменшення маси льодовика або снігового покриву в результаті танення і випаровування, що залежить переважно від клімату.

Абразія – процес руйнування хвилями і прибоєм берегів морів, озер і водоймищ.

Абсолютна висота – точка земної поверхні (альтитуда), відстань (звичайно в м) по вертикалі від цієї точки до середнього рівня поверхні океану.

Абсорбент – рідина або тверде тіло, що поглинає газ або розчинену речовину в усьому своєму об'ємі. В ґ. А. представлені ґрунтовим розчином і твердими мінеральними та органічними компонентами, які мають пористість.

Абсорбція – поглинання речовин із газової суміші або рідини абсорбентами.

Авгіт – мінерал із групи ланцюгових силікатів, побудованих одиничними ланцюгами (див. піроксени).

Автотрофи – 1) живі організми, що самі продукують потрібні їм речовини; 2) живі організми з точки зору функцій, що виконуються ними в процесі обміну речовин та енергії в екосистемах.

Агрегат водостійкий – агрегат, який цілком або частково зберігається в нерухомій або проточній воді.

Агрегат ґрунтовий [син.: пед] – природна складна ґрунтова окремість, яка утворилась з елементарних ґрунтових частинок (мікроагрегат) або мікроагрегатів (макроагрегат) внаслідок їх злипання та склеювання під впливом фізичних, хімічних, фізико-хімічних і біологічних процесів.

Агрегація – процес утворення агрегатів під впливом як різних природних ґрунтових процесів (фізичних, хімічних і біологічних), так і механічного та хімічного обробітку ґ.

Агробіоценоз (агроценоз, агробіогеоценоз, агроекосистема) – нестійка, штучно створена людиною екосистема культурних полів, що потребує регулярної підтримки.

Агроекологія (сільськогосподарська екологія) -- розділ прикладної екології, що вивчає вплив факторів середовища на продуктивність культурних рослин, а також структуру і динаміку угруповань організмів, що живуть в агроценозах, вплив агробіоценозів на життєдіяльність вирощуваних рослин.

Агролісомеліорація – система лісогосподарських заходів, спрямована на поліпшення ґрунтово-гідрологічних і кліматичних умов місцевості для ведення сільського господарства.

Агрономічне ґрунтознавство – наука, що вивчає ґрунт як головний засіб сільськогосподарського виробництва.

Агрономічні властивості ґрунту – властивості, сукупністю яких визначається родючість ґ., тобто А.в.ґ. забезпечують рослину поживою, водою, повітрям, теплом і т. ін.

Агрофіти – інтродуковані рослини, вирощувані людиною.

Агрофітоценоз – земна поверхня, зайнята угрупованням культурних рослин (посівами чи плантаціями).

Агрохімія – [син.: агрономічна хімія] – наука, яка вивчає питання взаємовідносин між ґ., рослинами та добривами з метою підвищення врожаю с.-ґ. культур і поліпшення його якості.

Адгезійне закріплення гумусу, за М.І.Лактіоновим, – це процес, при якому новоутворений гумус безпосередньо взаємодіє з "чистою" поверхнею глинистих ґрунтових часточок.

Адгезія [син. злипання] – утворення на поверхні твердого або рідкого тіла тонкого шару газу або рідини, що прилягає до поверхні. А. зумовлена силами молекулярного притягання.

Адсорбат – речовина, адсорбована на поверхні розділу фаз (див. адсорбція)

Адсорбент – тіло з великою внутрішньою або зовнішньою поверхнею, на якій відбувається адсорбція речовин – газів або розчинів, що дотикаються поверхні. До ґрунтових А. належать глинисті мінерали та високодисперсні органічні й органомінеральні сполуки.

Адсорбція – вбирання будь-якої речовини з газоподібного середовища або розчину поверхневим шаром рідини або твердого тіла; відбувається під дією молекулярних сил поверхні адсорбенту. Розрізняють фізичну А., коли молекули адсорбату зберігають свою індивідуальність, і хімічну (див. хемосорбція), яка проходить з утворенням хімічних сполук.

Аерація ґрунту – природне або штучне насичення ґрунту атмосферним повітрям; газовий обмін між цими середовищами.

Аероби – організми, здатні існувати лише в кисневмісному середовищі.

Аерозоль – речовина, яка складається з твердих (дим) або рідких (туман) часточок, завислих у газоподібному середовищі.

Азот загальний – тривіальний вираз, який означає валовий вміст азоту в ґ.

Азот рухомий, за І.В.Тюріним і М.М. Кононовою, – органічні та мінеральні сполуки азоту, що переходять у 0,5н розчин H_2SO_4 на холоді (ґрунт : розчин = 1:5, 16–18 годин).

Азотфіксатори – бактерії і водорості (переважно синьо-зелені), що фіксують атмосферний азот.

Азотфіксація біологічна – процес засвоєння молекулярного азоту й побудови з нього азотистих сполук мікроорганізмами.

Азот, що гідролізується, – сполуки азоту, які переходять у розчин при обробці ґ. 25 %-ю H_2SO_4 або 6н HCl при нагріванні в автоклаві.

Акарициди – хімічні речовини (пестициди), що використовуються для знищення шкідливих кліщів.

Активний гумус – термін О.Н.Соколовського. Форма колоїдного гумусу, який бере активну участь в утворенні ґрунтової структури; являє собою ту частину гумусу, яка здатна пептизуватися та переходити в розчин після заміни в ґрунті обмінно-увібраного кальцію натрієм.

Актиноміцети – група прокаріотів, які утворюють міцелій, широко розповсюджений у всіх

ґ. Відіграють велику роль у мінералізації різноманітних органічних речовин.

Актуальна (активна) кислотність ґрунту – кислотність ґ., зумовлена наявністю в ґрунтовому розчині іонів водню. А.к.ґ. виражається величиною pH водної витяжки з ґ.

Акумуляція біологічна в ґрунті – накопичення в ґрунті органічних, органомінеральних і мінеральних речовин внаслідок життєдіяльності нижчих і вищих рослин, ґрунтової мікрофлори.

Алеврити – група пухких дрібноуламкових осадових гірських порід, що складаються перважно з мінеральних зерен кварцу, польових шпатів, слюд та інших частинок розміром 0,05-0,01 мм. А. виступають материнськими породами для сірих лісових та чорноземних ґрунтів.

Алювіальні відклади [син.: алювій] – наноси, які утворюються алювіальними потоками. Характерними рисами є їх шаруватість, часто майже горизонтальна, добра сортованість механічних елементів, а також обкатаність зерен. Містяться на дні заплави (річкової долини, яка періодично затоплюється водою). А.в. (породи) часто бувають дуже багаті на поживні речовини. Розрізняють русловий алювій, який утворився з великих уламків (валуни, галька), та заплавний алювій, який утворився з більш дрібного матеріалу. На А.в. формуються досить високородючі заплавні ґрунти.

Алюміній рухомий – алюміній, який переходить у розчин 1н KCl при збовтуванні. Виявляється в деяких кислих ґ. Розраховується в мг-екв. на 100 г ґрунту.

Альбедо ґрунту – відношення кількості променевої енергії Сонця, відбитої від поверхні ґрунту, до кількості енергії, що падає на цю поверхню. Виражається в процентах.

Альпійська складчаста геосинклінальна область – наймолодша частина Середземноморського геосинклінального поясу, що включає кайнозойські складчасті гірські споруди від Альп до Гімалаїв. У її розвитку виділяються 2 етапи (тріас – палеоген і неоген – антропоген), розділені альпійською складчастістю.

Альпійська складчастість – ера тектогенезу переважно в кайнозої; проявилася в межах геосинклінальних областей, які розвивалися в мезозої і палеогені. В А. с. виникли складчасті гори: Альпи, Кавказ, Памір, Гімалаї.

Альпійський тип рельєфу – тип рельєфу гірських країн, які зазнали інтенсивного зледеніння. Характерні гострі вершини і гострі гребені, еродовані цирками, круті та скелясті схили.

Амінокислоти ґрунту – частина органічних речовин, яка представлена в ґ. "вільними" А., що переходять у витяжку органічних розчинників (спирти та ін.), та "гідролізованими" А., які вилучаються з ґ. при його обробці сильними кислотами в автоклаві (25% H_2SO_4 або 6н HCl).

Амоніфікація – процес мікробіологічного розкладу азотовмісних органічних сполук (білків, нуклеїнових кислот і т.п.) із виділенням аміаку.

Амфолітоїди ґрунтові – ґрунтові колоїди, здатні змінювати заряд залежно від реакції середовища. При зменшенні pH поводять себе як базоїди, а при зростанні лужності – як ацидоїди.

Амфотерність – здатність деяких сполук, в тому числі ґрунтових колоїдів, проявляти, залежно від реакції середовища, кислотні або лужні властивості. Амфотерні, наприклад, гідроксиди алюмінію, заліза, цинку та ін.

Анабіоз – стан спокою в організмів, який характеризується зворотною зупинкою або значним уповільненням процесів життєдіяльності.

Анаеробіоз (аноксібіоз) – життя за відсутності вільного кисню. Необхідну для життєдіяльності енергію при А. організми отримують за рахунок реакцій окиснення-відновлення органічних і мінеральних сполук.

Аналіз агрегатний ґрунту – визначення вмісту в ґ. різних за величиною агрегатів, що виражається у % від маси сухого ґ. А.а.ґ. може бути сухим (структурний аналіз) або мокрим. У першому випадку ґ. на ситах просіюється в повітряно-сухому стані, в другому – у воді.

Аналіз гранулометричний ґрунту – визначення вмісту в ґ. різних за розміром механічних елементів (часточок), %.

Андосолі – ґ. на вулканічних відкладах нейтрального та лужного складу.

Антекліза – велике (сотні км у поперечнику) пологе антиклінальне підняття шарів земної кори в межах платформ.

Антикліналь – складка шарів гірських порід, повернута опуклістю вверх. У ядрі А. знаходяться давніші породи, а крила складені молодшими.

Антиклінорій – великий (десятки і сотні км довжиною) і складний вигин складчастих товщ гірських порід, що має в цілому антиклінальну форму.

Антропогенний вплив (антропогенний прес) – будь-який вид господарської діяльності людини по відношенню до природи.

Антропогенний ґрунтотворний процес – активне використання та зміни ґрунтів людиною.

Антропогенова (четвертинна) система (період), антропоген, антропогенова система (період) – третя система кайнозойської ери, відповідає останньому періоду геологічної історії Землі, що продовжується понині. Тривалість оцінюється від 700 тис. років до 2,5 - 3,5 млн. років. Ділиться на плейстоцен і голоцен. Протягом А.С. рельєф, клімат, рослинність і тваринний світ набули сучасного вигляду; характерний розвиток зледенінь.

Апатит – мінерал із групи основних безводних фосфатів $Ca_5[(P0_4)_3(F, Cl, OH)]$. Один з основних первинних джерел фосфору.

Аппофіти – місцеві бур'яни, що легко поселяються на ріллі та інших культурних місцезростаннях.

Арборицид – хімічна речовина, що використовується для знищення дерев та кущів.

Аридизація ґрунту (опустелювання) – аридний стан ґрунту, при якому зменшується його здатність забезпечувати рослини водою.

Аридність – сухість клімату з високою температурою повітря, що веде до дефіциту вологи в ґ.

Артезіанський басейн – басейн підземних вод, приурочений до від'ємної геологічної структури (синеклізи, мульди, прогину, міжгірської западини), що містить напірні міжпластові води.

Архей – нижнє з двох найбільших підрозділів докембрію. Верхня межа близько 2,6 млрд. років. У більшості регіонів світу представлений високометаморфізованими гірськими породами.

Астеносфера – шар пониженої твердості, міцності і в'язкості у верхній мантії Землі, що підстилає літосферу. Верхня межа проходить на глибині близько 100 км під материками й 50 км під дном океану; нижня – на глибині 250 - 350 км. А. відіграє важливу роль для ендогенних процесів, що протікають у земній корі (магматизм, метаморфізм та інші).

Ацидоїди ґрунту – негативно заряджені колоїди (глинисті мінерали, кремнекислота, гумусові речовини).

Ацидофіли – організми, переважно бактерії, здатні до існування при значній кислотності ґрунту.

Ацидофіти – рослини, що віддають перевагу кислим ґрунтам.

Б

Байрак – суха балка, що заросла широколистяним, переважно дубовим лісом.

Базис ерозії – горизонтальна поверхня, на рівні якої припиняється ерозія: Для яру Б.е. – меженний рівень ріки або заплави; для невеликих річок – рівень річки, в яку вони впадають. Загальний Б.е. – рівень Світового океану.

Базифіли – організми, які розвиваються в лужних ґрунтах. До Б. належить більшість степових і пустельних видів рослин.

Базоїди ґрунту – позитивно заряджені колоїди ґ., у яких pH розчину нижче 7 (наприклад, гідрати оксидів заліза, алюмінію). Вони здатні змінювати знак заряду при зміні реакції ґрунтового розчину в бік підлуговування (pH вище 7).

Байкальська складчастість – ера тектогенезу наприкінці докембрію - початку кембрійського періоду. В результаті виникли складчасті гірські споруди Сх. Саяну, Прибайкалля, на Аравійському півострові й інші.

Бактеріальні токсини – отруйні речовини, що виділяються бактеріями в ґрунт (екзотоксини) або містяться в мікробних клітинах (ендотоксини). Викликають токсикоз ґрунтів.

Бактеріальні добрива – добрива, що містять корисні для с.-ґ. грунтові мікроорганізми (напр. нітрагін).

Баланс водний – співвідношення між кількістю води, що надходить, і тією, що витрачається з ґрунту за певний відрізок часу. Виражається в мм водного шару або м³/га.

Баланс радіаційний – різниця між надходженням (поглинанням) та витратами (випромінюванням та відбиванням) променистої енергії за одиницю часу на одиниці поверхні. Вимірюється кал/см².год.) або ккал/см² місяць.

Баланс тепловий – співвідношення надходження і витрачання тепла поверхнею ґрунту або певним його шаром за певний проміжок часу.

Бар'єр геохімічний – різка зміна умов міграції хімічних елементів у ґрунті, в результаті чого відбувається диференціація профілю за вмістом мігруючих речовин.

Басейн безстічний – територія, яка не має стоку у Світовий океан. Річки Б.б. закінчуються в безстічних озерах, губляться в пісках, болотах та в карстових западинах.

Батіаль (батіальна зона) – смуга морського дна, що охоплює глибини континентального схилу (200 - 3000 м). Займає проміжне положення між субліторалью й абісаллю.

Біфуркація рік – поділ ріки на два рукави, які надалі не зливаються й утворюють самостійні устя. Б. р. можлива при нечітко виражених вододілах.

Бейделіт – мінерал групи діоктаедричних смектитів, має високий ступінь заміщення Si на Al у тетраедричних поверхах. Типова формула $Al_2[AlSi_3O_{10}(OH)_2] H_2O$.

Білозірка – див. Карбонати в ґрунті.

Біоакумуляція – процес накопичення в ґрунтах хімічних елементів, неорганічних та органічних речовин у результаті розкладу рослинних та тваринних решток.

Біогенні елементи (речовини) – 1) хімічні елементи, необхідні складові частини організмів, без яких неможливе їх існування (вуглець, кисень, азот, водень, кальцій, фосфор та ін.); 2) речовини, що утворюються при розкладі відмерлих організмів.

Біогенність ґрунту – вміст у ґ. мікроорганізмів (сумарний і окремих груп); один із показників біологічної активності ґ.

Біогеохімія – наука, яка вивчає роль живих організмів (рослин, тварин, мікроорганізмів) у процесах руйнування гірських порід і мінералів, міграції, розподілу, розсіювання і концентрації хімічних елементів у біосфері.

Біогеоценоз – взаємозумовлений комплекс рослинних угруповань (фітоценоз), тваринного світу (зооценоз) і неживих компонентів на відповідній території земної поверхні, пов'язаних між собою обміном речовин і енергії.

Біоіндикація ґрунтотворення – встановлення напрямку та особливостей ґрунтотворення за станом біоценозу (чи окремих його компонентів).

Біологічна активність ґрунту – сукупність біологічних процесів, що протікають у ґ.

Біологічна продуктивність – кількість біомаси, відтвореної організмами біоценозу за одиницю часу (напр.: кг/га за рік).

Біологічне вивітрювання – механічне подрібнення та біологічна зміна ґрунтотворних порід у результаті життєдіяльності рослин і тварин.

Біологічне поглинання – засвоєння рослинами та мікроорганізмами в процесі життєдіяльності елементів живлення з ґрунту та повітря і переведення їх в органічні сполуки свого тіла, в складі яких вони й закріплюються (поглинаються) ґрунтом.

Біомаса – кількість речовини живих організмів, що припадає на одиницю площі або об'єму, виражена в одиницях маси або енергії (г/м², г/м³, дж/м², дж/м³).

Біосфера – одна з оболонок Землі (геосфер), що складається із заселених живими організмами частин земної кори, гідросфери та нижнього шару атмосфери. Верхня межа Б. –

озоновий екран, що затримує більшу частину згубних для живих істот ультрафіолетових променів, нижня – тепловий бар'єр.

Біотоп – ділянка земної поверхні з відносно однорідними умовами середовища, яку займає певне угруповання організмів (біоценоз).

Біоценоз – стала система разом існуючих на певній території організмів (біоти) і створеного ними біоценотичного середовища.

Біоциди – хімічні речовини, що здатні знищити всю біоту на певній території (пестициди, радіонукліди, хімічна зброя і т.п.).

Богара – землі в районах зрошуваного землеробства, на яких сільськогосподарські рослини вирощуються без поливу.

Болото – надлишково зволожена ділянка поверхні ґрунту, яка характеризується накопиченням у верхніх горизонтах відмерлих нерозкладених рослинних решток, що згодом перетворюються на торф. При потужності його шару 30 см і більше – болотні, менше 30 см – заболочені ґрунти.

Болотні ґрунти – група ґ., які формуються в умовах надлишкового зволоження поверхневими або ґрунтовими водами під специфічною вологолюбною рослинністю. Група Б.ґ. об'єднує три типи: 1. Б. верхові ґрунти; 2.Б.низинні ґрунти. 3. Б.перехідні ґрунти.

Бонітет ґрунту – сумарний показник родючості і властивостей ґрунту, виражений у балах.

Бонітування ґрунту – порівняльна оцінка (в балах) якості ґ. як засобу виробництва в сільському і лісовому господарстві, основана на обліку властивостей ґрунту і рівня урожайності. Потрібна для економічної характеристики земель.

Брила – ґрунтова ґрудка або агрегат, більший 10 мм.

Бродіння – процес анаеробного ферментативного розщеплення органічних речовин., що здійснюється мікроорганізмами.

Брюнізем – сильно гумусований, насичений, чорноземоподібний ґрунт прерій.

Бурі лісові ґрунти [син.: буроземи] – оглинені сіалітні ґ., що формуються переважно в горах і на добре дренованих рівнинах під суббореальними вологолісовими насадженнями дуже різноманітного складу.

Бурі напівпустельні ґрунти – зональний тип ґрунтів для суббореальної напівпустельної зони з розрідженою полино-солянковою рослинністю та різко посушливим кліматом.

Буферність ґрунтових розчинів – складає частину буферності ґрунту і залежить від наявності в розчинах іонів Na, K, Ca, Mg, CO^{2-}_3 та HCO^-_3, розчиненої CO_2 і т.д.

Буферність ґрунту – здатність ґрунту зберігати реакцію середовища (pH), протистояти дії кислот і лугів.

В

Вали протиерозійні – штучні земляні споруди на схилах для попередження водної ерозії ґрунту.

Вапнування – спосіб хімічної меліорації кислих ґ. для заміни в поглинальному комплексі обмінних іонів водню та алюмінію на іони кальцію.

Варіант ґрунту – таксономічна одиниця класифікації ґрунтів України; група ґ., що в межах виду відрізняються за характером їх використання (цілинні, освосні, дреновані, зрошувані).

Вбирна здатність ґрунту – здатність ґ. затримувати ті чи інші речовини із навколишнього середовища. Ґ. поглинає воду, гази, пари, розчинені речовини, суспензії, масла, фарби, мікроорганізми, молекули і окремі іони, міцели. За схемою К.К.Гедройця, розрізняють такі види вбирання: механічне, фізичне, фізико-хімічне, хімічне та біологічне.

Вермикуліти – мінерали з групи шаруватих силікатів.

Вертисолі [америк., син.: щільні чорні ґ.] – група, яка об'єднує щільні глинисті темнозабарвлені, сильно тріщинуваті ґ.

Верховодка ґрунтова [син.: води ґрунтові] – вільна гравітаційна волога, яка утворює в товщі ґрунту тимчасовий водоносний горизонт, не зв'язаний гідравлічно з горизонтом вод підґрунтових. Водоупором для верховодки ґрунтової є шар ґрунту зі зниженою водопроникністю будь-якого походження (напр.: ілювіальний горизонт).

Верховодка надмерзлотна – одна з форм верховодки ґрунтової, водоупором для якої служить мерзлий шар ґ.

Вивітрювання – сукупність змін, які відбуваються з гірськими породами і мінералами, що їх складають, у термодинамічних умовах земної поверхні під впливом природних факторів. Розрізняють: фізичне, хімічне та біологічне В.

Вивітрювання внутрішньоґрунтове – процеси вивітрювання, які відбуваються в товщі ґ.

Вид ґрунтів – таксономічна одиниця класифікації ґрунтів; група ґрунтів у межах роду, що відрізняються за ступенем розвитку основного ґрунтотворного процесу (ступінь опідзоленості опідзолених ґ., кількість гумусу та потужність гумусового горизонту чорноземів, ступінь засоленості засолених ґ. і т.д.). ,

Виділення кореневі – органічні та мінеральні речовини, які виділяться коренями рослин у зовнішнє середовище (ризосферу).

Вилуговування ґрунту – вимивання з ґ. різних розчинних речовин у процесі вивітрювання та ґрунтоутворення низхідним або боковим током ґрунтового розчину.

Випаровування сумарне [син.: евапотранспірація] – процес переходу газоподібної вологи в атмосферу в результаті транспірації рослин і фізичного випаровування.

Випаровування фізичне – у ґрунтознавстві процес випаровування вологи з відкритої поверхні ґрунту або поверхні рослин (без урахування транспірації рослинами).

Виснаження ґрунту – збіднення ґ. на поживні речовини в результаті тривалого вирощування с.-ґ. культур без внесення добрив або при недостатній їх кількості.

Витяжка водна – фільтрат водного розчину, який одержано після збовтування ґ. з дистильованою водою.

Витяжка кислотна – фільтрат від взаємодії ґ. з будь-якою кислотою.

Вівіаніт – мінерал із групи нормальних фосфатів. Продукт ґрунтоутворення у відновних умовах. Характерний для деяких заплавних і болотних ґрунтів.

Відбивальна здатність – здатність ґ. відбивати сумарну радіацію, яка надходить на його поверхню.

Відновлення – хімічна реакція, протилежна окисненню. Суть В. полягає в приєднанні електронів речовиною, яка відновлюється.

Відношення Сгк:Сфк – числовий вираз відношення кількості вуглецю, який входить до складу гумінових кислот, до кількості вуглецю, що входить до складу фульвокислот. Використовується для характеристики групового складу гумусу.

Вік ґрунту – тривалість існування ґ. у часі. Час, протягом якого відбувалося формування певного ґрунту.

Включення – тіла, які знаходяться в ґрунтовій товщі і не пов'язані з процесами ґрунтотворення (камені, черепашки, залишки матеріальної культури людини).

Власне гумусові речовини – темнозабарвлений продукт процесу перетворення органічних решток, який формується тільки в товщі ґрунту або ґрунтотворної породи.

Води ґрунтові – див. Верховодка ґрунтова.

Води підґрунтові – волога вільна гравітаційна, що утворює в підґрунті водоносний горизонт, який визначається за появою дзеркала вільної води в свердловині (колодязі, шурфі).

Води підґрунтові мінералізовані – в.п., які містять легкорозчинні солі. Розрізняють слабо- (0,5–5 г/л), середньо- (5–30 г/л) та сильномінералізовані (більше 30 г/л) або: а) прісні з умістом розчинних солей до 0,5–1,0 г/л, б) солонуваті – від 1,0 до 3,0 г/л, в) слабосолоні – від 3 до 10 г/л г) солоні і дуже солоні – від 10 до 50 г/л, ґ) розсільні (ропа) – більше 50 г/л.

Води талі – вода, яка утворюється внаслідок танення снігу або льоду.

Водневий показник – pH, від'ємний десятковий логарифм концентрації іонів водню (г-іон/л) у даному розчині: $pH=-lgC[H^+]$.

Водний баланс – співвідношення між водою, що потрапила в ґрунт (атмосферні опади, конденсована волога, ґрунтові та іригаційні води), і водою, що була ним втрачена (фізичне випаровування, транспірація, поверхневий та внутріґрунтовий боковий і вертикальний стік) за певний проміжок часу.

Водний режим ґрунту – сукупність явищ, що визначають надходження, переміщення, витрату й використання організмами ґрунтової вологи.

Водний режим ґрунту непромивний [син.: імпермацидний] – тип водного режиму, характерний для природних зон, де кількість води випадаючих опадів дорівнює або, частіше, менша, ніж кількість води, що випаровується з ґрунту.

Водні властивості ґрунту – властивості ґрунту, які визначають поведінку ґрунтової вологи. До них належать: вологоємність, водопроникність, водопідіймальна здатність, гігроскопічність та ін.

Вододіл – межа на поверхні Землі, що розділяє стік атмосферних опадів по двох протилежно спрямованих схилах. В. підземних вод – умовна лінія, що розділяє потоки підземних вод, що рухаються в різних напрямках.

Водопроникність ґрунту – здатність г. пропускати через себе воду. Залежить від гранулометричного складу, збагачення г. колоїдами, складу обмінних катіонів та ін.

Водорості ґрунтові – екологічне угруповання тих видів водоростей, які живуть у ґрунтах. Розрізняють наземні, водно-наземні та власне ґрунтові водорості.

Водоспад – падіння води в ріці з уступу, що перетинає річкове русло. Вода може падати по декількох уступах, утворювати серію В. – каскад.

Водостійка структура ґрунту – структура г., яка здатна чинити опір розмивній дії води. В.с.г. має місце в ґрунтах, багатих на колоїди, які насичені багатовалентними катіонами.

Водостійкість агрегатів ґрунту – здатність агрегатів г. чинити опір розмивній дії води.

Водоупор – шар ґрунту чи породи з низькою водопроникністю.

Волога адсорбована – один з видів В. зв'язаної.

Волога вільна – частина г. вологи, яка не підлягає впливу сорбційних сил.

Волога гігроскопічна – пароподібна вода, яку ґрунт, подібно до інших подрібнених тіл, поглинає з повітря (див. гігроскопічність ґрунту).

Волога гравітаційна [син.: В. вільна] – вода, що пересувається в ґрунті під дією сил тяжіння.

Волога ґрунтова – вода, яка утримується в г. у формі молекул H_2O.

Волога доступна – частина ґрунтової вологи, яка може бути використана рослинами. Нижня межа доступності – вологість стійкого в'янення рослин. Близький за змістом термін – волога продуктивна.

Волога зв'язана [син.: В. сорбована. В. плівкова (за О.Ф.Лебєдєвим), В. зорієнтована] – частина г. вологи, яка знаходиться під впливом сорбційних сил.

Волога капілярна – вода, що утримується або пересувається в ґрунті під дією капілярних (меніскових) сил.

Волога конституційна – волога хімічно зв'язана.

Волога кристалізаційна – вода, яка входить до складу кристалічних речовин у вигляді самостійних молекул, наприклад вода, що входить до складу молекули гіпсу ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$).

Волога недоступна рослинам [син.: В. незасвоювана] – частина г. вологи, яка не може бути використана рослинами, в тому числі і в процесі їх в'янення. В.н.р. називається "мертвим" запасом вологи. Вміст у г. близький до максимальної гігроскопічності і залежить від виду рослин та умов їх росту.

Волога плівкова – рідка вода, яка обволікає тверді часточки ґрунту суцільною плівкою. В

пересуванні В.п. по профілю г. сила тяжіння участі не бере. В.п. утримується в г. завдяки молекулярним силам зчеплення між твердими часточками г. та орієнтованими навколо них молекулами води.

Волога продуктивна – частина ґрунтової вологи, поглинаючи яку, рослини не тільки підтримують свою життєдіяльність, але й синтезують органічні речовини. Нижньою межею В.п. є вологість ґрунтова стійкого в'янення рослин.

Волога хімічно зв'язана – не зовсім точний термін: мають на увазі іони OH^-, які входять до складу речовини, а при прожарюванні вилучаються у вигляді води.

Волога, що просочується, – волога вільна, волога гравітаційна, яка пересувається в г. або в підґрунті вниз під впливом сили тяжіння.

Вологість ґрунту – вміст води в ґрунті, %.

Вологість стійкого в'янення рослин – вологість ґрунту, за якої проявляються перші ознаки в'янення рослин, що не зникають при переміщенні рослин в атмосферу, насичену водяними парами.

Вологоємність ґрунту – величина, яка кількісно характеризує г. водоутримуючу здатність. Залежно від умов утримання вологи розрізняють В.г. польову, загальну, капілярну, найменшу, повну, граничну, максимальну молекулярну, адсорбційну молекулярну. З них основними є найменша (польова), капілярна та повна.

Вологоємність ґрунту максимальна молекулярна (за О.Ф. Лебєдєвим) – найбільший вміст у г. вологи, яка утримується силами притягання на поверхні твердих часточок г.

Вологоємність ґрунту найменша [син.: В.г. польова; В.г. польова гранична; Field water capacity (амер.)] – максимально можливий вміст підвішеної води після відтоку всієї гравітаційної вологи.

Вологоємність ґрунту повна – вміст вологи в г. при умові повного заповнення всіх пор водою.

Вологопровідність ґрунту – провідність ґрунту по відношенню до води.

Вулкан – геологічне утворення, що виникає над каналами і тріщинами в земній корі, по яких на земну поверхню викидаються лава, попіл, гарячі гази, пари води й уламки гірських порід. Розрізняють діючі, заснулі і погаслі В., а за формою – центральні, що викидаються з центрального вивідного отвору, і тріщинні, в будові яких наявні отвори чи тріщини ряду невеликих конусів.

Г, Ґ

Газообмін ґрунтовий – переміщення газів у ґрунтовій товщі, яке супроводжується обміном газів між твердою, рідкою, газоподібною та живою фазами г., а також між г. і атмосферою, г. і підґрунтям, г. і живими коренями.

Галогенез (галогенез) – процес утворення, накопичення та випадання солей у природі, у т.ч. і в ґрунті.

Галоморфні ґрунти – група ґрунтів, в утворенні яких беруть участь процеси, пов'язані з присутністю, міграцією та накопиченням легкорозчинних солей.

Галофіти – рослини, що пристосувалися до росту на засолених ґрунтах.

Галуазит – мінерал із групи каолінітів. На відміну від каолініту, утримує міжшарову воду у вигляді шару молекул.

Гейзер – джерело, що періодично викидає фонтани гарячої води і пари до висоти 20 – 40 м і більше. Це один із проявів пізніх стадій вулканізму. Відомі в Ісландії, США, Новій Зеландії, Росії.

Гель – твердий стан колоїдної дисперсної системи. Може бути драглистою або твердою системою з рідинним або газоподібним дисперсійним середовищем. Класичні гелі утворюються із золів при їх коагуляції і характеризуються пластичністю, деякою еластичністю та тіксотропними властивостями. В г. гелі утворюються у процесі вивітрювання, ґрунтотворення, не проходячи стадії золю.

Гель кремнекислий – драглеподібний осад аморфного кремнезему.
Гематит – мінерал із групи оксидів і гідроксидів металів. Формула Fe_2O_3.
Генезис ґрунтів – походження, утворення, розвиток ґ. і всіх належних їм особливостей (будова, склад, властивості та сучасні режими).
Географія – це наука, що вивчає будову поверхні Землі, взаємодію з її іншими оболонками та органічним світом.
Географія ґрунтів – розділ ґрунтознавства, який вивчає закономірності розповсюдження ґ. та їх зв'язок із географічним середовищем.
Геоїд – фігура Землі, обмежена рівневою поверхнею, продовженою під континентами. Поверхня Г. відрізняється від фізичної поверхні Землі, на якій різко виражені гори й океанічні западини.
Геологія – наука про Землю, її склад, будову та розвиток, про процеси, що проходять в ній і в її оболонках.
Геологія динамічна – наука про процеси, що проходять в надрах літосфери та на її поверхні.
Геоморфологія – наука про рельєф суші, дна океанів і морів. Вивчає зовнішній вигляд, походження, вік рельєфу, історію розвитку, сучасну динаміку і закономірності поширення.
Геосинкліналь (геосинклінальний пояс) – довгий (десятки і сотні км) відносно вузький і глибокий прогин земної кори, що виникає на дні морського басейну, звичайно обмежений розломами і заповнений могутніми товщами осадових і вулканічних порід. У результаті тривалих й інтенсивних тектонічних деформацій перетворюється в складну складчасту структуру – частину гірської споруди. Розташовані звичайно в зоні переходу від океану до континенту чи між континентами. Розглядаються як області перетворення океанічної земної кори в континентальну. Приклад сучасного аналогу Г. – острівні дуги (разом із глибоководними жолобами) окраїнних і внутрішніх морів. У цьому смислі Г. – синонім геосинклінального поясу.
Геосфери – концентричні шари-сфери, що охоплюють Землю: атмосфера, біосфера, гідросфера, літосфера, педосфера.
Геотектоніка – наука про умови залягання гірських порід, рухи земної кори та деформації, що виникають внаслідок цих рухів.
Геофізика – наука, що вивчає внутрішню будову Землі, фізичний стан її надр, її фізичні поля – гравітаційне, магнітне, теплове, електричне.
Геохімія – наука, що вивчає геохімічну будову Землі та її окремих оболонок, міграцію хімічних елементів.
Герцинська складчатість – ера тектогенезу пізнього палеозою в межах геосинклінальних областей, які розвивалися в ранньому і пізньому палеозої. У результаті Г.с. виникли складчасті споруди Західної Європи (так звана Герцинська Європа), Уралу, Тянь-Шаню, Алтаю, Куньлуня й інші.
Гетеротрофи – мікроорганізми, які отримують вуглець з органічних сполук.
Гетит – мінерал із групи оксидів і гідроксидів металів. Формула $Fe_2O_3 \cdot H_2O$.
Гібсит [син.: гідраргіліт] – мінерал із групи оксидів та гідроксидів металів. Формула $Al(OH)_3$.
Гігроскопічність ґрунту – здатність ґ. сорбувати на поверхні своїх часточок пари води з навколишнього повітря. Поглинена в такий спосіб волога називається гігроскопічною. Г.ґ. залежить від гранулометричного складу ґ. і вмісту гумусу в ньому.
Гігроскопічність ґрунту максимальна – найбільша кількість пароподібної вологи, яку ґ. може поглинути з повітря, насиченого вологою. Виражається в % від маси абсолютно-сухого ґ.
Гідратація – утворення оболонки з орієнтованих молекул води навколо іонів, молекул і колоїдних часточок, які знаходяться в розчині, а також навколо твердих часточок ґ. при доторканні їх до води.
Гідроліз – хімічна взаємодія речовини з водою, що супроводжується розкладом складного хімічного тіла на його складові частини і приєднанням до них іонів води (H^+ та OH^-).

Гідрослюди [син.: іліти] – група шаруватих слюдоподібних силікатів із калієм у міжшаровому проміжку.
Гідросфера – водна оболонка Землі, що включає океани, моря, озера, ріки, ґрунтові та ін. води.
Гіпс – водна сірчанокисла сіль кальцію – $CaSO_4 \cdot 2H_2O$.
Гіпсування – хімічна меліорація солонців шляхом внесення в них гіпсу з метою заміни поглиненого натрію на кальцій.
Глауконіт – мінерал із групи шаруватих силікатів. Підгрупа калієвих, залізистих слюдистих мінералів.
Глей – термін Г. М.Висоцького. В сучасному розумінні означає горизонт, змінений біохімічним відновленням в умовах перезволоження, наявності органічних речовин та відповідної мікрофлори. В забарвленні переважають зелений, голубий або сизий відтінки.
Глеє-елювіальні процеси – глейові процеси, що супроводжуються виносом рухомих органічних і мінеральних речовин.
Глейові ґрунти – ґ., у яких ознаки стійкого оглеєння охоплюють більшу частину профілю.
Глейові процеси – біохімічні процеси в ґрунті, що приводять до утворення глею. Зумовлюються анаеробним режимом перетворення органічних речовин і відновленням сполук Fe, Mn, Cu та ін.
Глеюваті ґрунти – за номенклатурою ґрунтів, прийнятою в Україні, це ґрунти, ознаками стійкого оглеєння в яких охоплено меншу частину профілю.
Глибина закипання – віддаль від поверхні ґ. до рівня, на якому починається закипання ґ, при взаємодії з 10 %-м розчином соляної кислоти.
Глина – порода, яка містить від 40–60 до 100% глини фізичної (див.) Поділяється на глину легку (від 40–60 до 50–75% Г.ф.), середню (від 50–75 до 65–85% Г.ф.) та важку (більше 65–85% Г.ф.) (за Н.А.Качинським).
Глина фізична – сукупність часточок твердої фази ґрунту з діаметром менше 0,01 мм.
Гниття – анаеробний процес розкладу органічних азотовмісних речовин.
Горизонт водоносний – шар ґ. або підґрунтя, який утримує вільну гравітаційну вологу, здатну витікати зі штучного і природного розрізів цього шару.
Горизонт водоупорний [син.: водоупор.] – шар підґрунтя або ґ., який характеризується дуже низькою або нульовою водопроникністю.
Горизонт глейовий – горизонт ґ. голубувато-сизого або зеленуватого забарвлення, викликаного присутністю сполук двовалентного заліза. Формується при сильно розвинутому глейовому процесі в умовах застійного перезволоження.
Горизонт глеюватий – шар ґрунту з окремими сизуватими та бурувато-вохристими плямами, рясними залізисто-марганцевими новоутвореннями. Появлення Г.ґ. пов'язано з проявом слабкого оглеєння. Формується в умовах періодичного (сезонного) перезволоження.
Горизонт гумусовий – генетичний горизонт максимального накопичення гумусових речовин у верхній частині мінерального профілю ґ.
Горизонти ґрунту генетичні – відносно однорідні шари ґ., які відокремились у процесі ґрунтоутворення, розташовані більш або менш паралельно до поверхні ґ. Відрізняються один від одного та від материнської породи забарвленням, структурою, складенням, складом, характером новоутворень та іншими ознаками. Сукупність горизонтів утворює профіль ґрунту.
Горизонт ілювіальний – генетичний горизонт ґ., в якому відбувається накопичення речовин, які виносяться з вищерозташованих (елювіальних) горизонтів.
Горизонт елювіальний – генетичний горизонт ґ., де відбувається вимивання, освітлений, збіднілий на мул, півтораоксиди та основи (підзолистий, осолоділий, ілімеризований горизонти).
Горизонт карбонатний – горизонт, в якому мають місце виділення карбонатів в тій чи іншій формі.

Горизонт рудяковий – горизонт рясного накопичення щільних органомінеральних утворень заліза, марганцю, інколи фосфору та ін.

Горизонт торф'яний – горизонт, який складається з рослинних решток різного ступеню розкладеності.

Горст – піднята по розломах ділянка земної кори.

Грабен – опущена по розломах ділянка земної кори. Витягнуті на декілька сотень км грабени здебільшого належать до рифтів.

Гравій – частинка ґрунтова елементарна, обкатаний уламок породи, діаметром більше 2 мм (за В.В.Охотіним) або розміром 1–3 мм (за Н.А.Качинським).

Гранула колоїдної міцели – колоїдна частинка разом із нерухомим шаром компенсуючих іонів.

Грудка – ґ. агрегат діаметром 3–10 мм, який не має граней та гострих ребер.

Ґрунт – це особливе природно-історичне тіло, складна поліфункціональна відкрита чотирьохфазна структурна система в поверхневій частині кори вивітрювання гірських порід, яка є комплексною функцією гірської породи, організмів, клімату, рельєфу, часу і яка володіє родючістю.

Ґрунти автоморфні – ґ., які формуються і розвиваються за рахунок води атмосферних опадів, надлишок якої стікає по схилах.

Ґрунти азональні – термін визначає ґ. із невираженими рисами зонального ґрунтоутворення.

Ґрунт безструктурний – ґ., позбавлений агрономічно цінної структури, або ґ., що складається з частинок ґрунтових елементарних.

Ґрунти важкі – ґ., які виявляють великий опір при обробітку, глинисті або важкосуглинкові за гранулометричним складом.

Ґрунти викопні – ґ., поховані під породами, які генетично не пов'язані з сучасними процесами ґрунтоутворення.

Ґрунти гідроморфні – група ґ. різних типів, які формуються під впливом стійкого надлишкового зволоження, що проявляється в будові профілю (оглеєння, часто торфоутворення та ін.).

Ґрунти еродовані – ґ. із профілем, зміненим процесами водної та вітрової ерозії; характеризуються зменшеною потужністю верхніх генетичних горизонтів або їх відсутністю.

Ґрунти заболочені та болотні – ґ. із надлишковою вологістю більшу частину вегетаційного періоду, внаслідок чого в них спостерігаються відновні явища і накопичуються закисні сполуки заліза, марганцю та слабкорозкладені органічні рештки у верхніх горизонтах (заболочені) або в усьому профілі (торф'яно-болотні).

Ґрунти зональні – мінеральні ґ., які сформувались в автономних умовах і займають, великі ареали, що більше або менше відповідають біокліматичним зонам із характерними для останніх умовами ґрунтоутворення.

Ґрунти легкі – ґ., які виявляють слабкий опір засобам обробітку (піщані, супіщані).

Ґрунти напівгідроморфні – групи ґ., що формуються в умовах періодичного перезволоження поверхневими, ґрунтовими або підґрунтовими водами. Характеризуються присутністю в ґрунтовому профілі ознак оглеєння.

Ґрунти орні – ґ., які використовуються людиною як основний засіб землеробства.

Ґрунт повітряно сухий – ґ., висушений при кімнатній температурі, який містить гігроскопічну вологу.

Ґрунти слаборозвинені [син.: малорозвинені, неповнорозвинені, примітивні] – ґ., які знаходяться на ранніх стадіях розвитку з нечітко сформованим профілем, потужність якого не перевищує 10 см.

Ґрунт сухий [син.: ґ. абсолютно сухий] – ґ., висушений до постійної ваги при температурі 105 °С.

Ґрунти теплі – ґ. легкого гранулометричного складу, які мають малу вологоємкість, а тому швидко прогріваються весною (піщані, супіщані ґ.)

Ґрунти холодні – ґ., які характеризуються великою вологоємкістю, можуть утримувати багато води, внаслідок чого прогріваються весною повільніше, на них пізніше розпочинаються весняні польові роботи.

Ґрунтовий колоїдний поглинальний комплекс – комплекс необернено зв'язаних між собою мінеральних (глина) та органічних (гумус) колоїдів, де мінеральні колоїди втрачають всі свої позитивні та негативні валентності на необернене поглинання гумусу. Органічні колоїди в складі комплексу відіграють подвійну роль: покриваючи глинисті часточки, вони перетворюють породу в ґрунт і зумовлюють обмінне поглинання катіонів, сумарною кількістю яких визначається ємність поглинання ґ.

Ґрунтовтома – явище, яке спостерігається при монокультурі рослин і веде до зменшення врожайності навіть при удобренні.

Ґрунтовий профіль – вертикальний розріз від поверхні ґ. до материнської породи. Ґ.п. складається зі сформованих у процесі ґрунтоутворення взаємопов'язаних та взаємозумовлених генетичних горизонтів.

Ґрунтознавство – самостійна природно-історична наука про ґрунти та їх генезис, будову, склад, властивості й географічне поширення; роль у природі, шляхи й методи охорони, родючість, раціональне використання в господарській діяльності людини.

Ґрунтотворна порода [син.: материнська порода] – порода, від якої походить ґрунт. Один із факторів ґрунтоутворення.

Ґрунтоутворення – процес формування ґ. у результаті взаємодії організмів і продуктів їх життєдіяльності з материнськими породами та продуктами їх вивітрювання в умовах певного клімату, рельєфу та часу.

Гумати та гумінові кислоти – за М.І.Лактіоновим, являють собою не один, а два стани гумусових речовин. Гумати – природна сольова форма гумусових речовин у ґ., міцели яких наділені активними карбоксильними та аміногрупами, тому вони необернено взаємодіють з мінеральними часточками породи, незалежно від знака зарядів на поверхнях цих часточок.

Гумінові кислоти (Гк) – це препарати гумусових речовин, штучно переведених у кислотну форму шляхом діалізу, який призводить до інактивації аміногруп на поверхнях міцел. Тому Гк можуть необернено взаємодіяти тільки з позитивними валентностями на поверхнях мінеральних часточок породи.

Гумати – див. Гумати та гумінові кислоти.

Гуміни – комплекс гумусових речовин, міцно пов'язаних із мінеральною частиною ґ.

Гумінові кислоти – темнозабарвлені препарати гумусових речовин колоїдної природи, які штучно виділяються з ґ. у кислотній формі. Інший погляд: це складова частина гумусу.

Гуміфікація – за Л.М.Александровою (1980), поняття "гуміфікація" і "гумусоутворення" не тотожні. Гуміфікація – лише ланка процесу утворення особливого класу органічних речовин – гумусових кислот, що накопичуються при трансформації мертвих рослинних, мікробних і тваринних залишків у біосфері, у ґрунті, торфі, сапропелі та інших органогенних тілах природи.

Гумус – за М.І. Лактіоновим, продукт одночасно протікаючих у будь-якому ґрунті біо-фізико-хімічних процесів перетворення органічних залишків, що являє собою складний за хімічним складом комплекс специфічно ґрунтових темнозабарвлених органо-мінеральних сполук, які, перебуваючи в колоїдно згуслому стані, зумовлюють агрономічно значущі властивості ґрунту, а через їх сукупність – його родючість. Гумус – це гетерогенна динамічна полідисперсна система високомолекулярних азотистих ароматичних сполук кислотної природи.

Гумус активний – частина ґрунтового гумусу, яка може пептизуватися і переходити у водний розчин після заміни в ґрунті обмінного кальцію натрієм (за О.Н.Соколовським).

Гумусоутворення – процес перетворення в товщі породи або ґрунту вихідних матеріалів рослинного та тваринного походження, що супроводжується утворенням нових, специфічної природи гумусових речовин, які мають колоїдний характер.

Гумус пасивний – форма колоїдного гумусу, який не здатний пептизуватися навіть після повного вилучення багатовалентних катіонів із ґ. Це частина гумусу в ґ., яка міцно зв'язана з мінеральною частиною ґрунту (за О.Н.Соколовським).

Гумусові речовини – специфічно ґрунтові темнозабарвлені продукти синтезу органічних сполук із продуктів розкладу органічних решток.

Д

Дегідратація мінералів – процес втрати мінералами зв'язаної води.

Деградація ґрунтів – поступове погіршення властивостей ґ., яке викликане змінами умов ґрунтоутворення в результаті природних причин або нераціональної господарської діяльності людини, що супроводжується зменшенням вмісту гумусу, руйнуванням структури та зниженням родючості ґ.

Дезагрегація – руйнування ґрунтових структурних агрегатів під впливом механічних дій, тривалого перезволоження, набухання ґрунтових колоїдів, втрати гумусу, появи натрію в колоїдному комплексі та з інших причин.

Декарбонатизація – винос карбонатів із ґрунтової товщі або підґрунтя.

Дельта – низовинна ділянка суходолу в гирлі ріки, розчленована рукавами і протоками (конус виносу ріки).

Делювій (делювіальні відклади) – скупчення на схилах і біля підошви височин продуктів вивітрювання гірських порід, змитих талими і дощовими водами.

Денудація – природний процес переміщення продуктів вивітрювання гірських порід (водою, вітром, льодом під дією сили тяжіння) з місць їхнього утворення.

Дернина – верхній шар цілинного ґрунту, густо пронизаний переплетеними живими і відмерлими коренями та кореневищами рослин.

Дерновий ґрунтотворний процес – ґрунтотворний процес, який розвивається під трав'янистою рослинністю на багатих карбонатами породах в автоморфних умовах зволоження. Його особливість – накопичення гумусу, поживних речовин, створення грудкувато-зернистої структури у верхній частині профілю ґ.

Дерново-глейові ґрунти – напівгідроморфні ґ, що формуються на карбонатних породах або в умовах підтоку жорстких ґрунтових вод на слабкодренованих поверхнях або в пониженнях рельєфу.

Дерново-карбонатні ґрунти – найбільш характерними властивостями Д.к.ґ. є слабокисла або нейтральна реакція верхніх горизонтів і лужна – нижніх; високий вміст гумусу, висока насиченість основами.

Десилікація – процес збіднення порід або силікатів на кремній. Кінцевим продуктом Д. є мінерали з низьким вмістом кремнію, наприклад каолініти, гібсити.

Десукція – процес відсмоктування вологи з ґ. коренями рослин.

Детрит – компонент органічної частини ґрунту, представлений напіврозкладеними, що втратили форму і частково анатомічну будову органічними рештками. Д. неможливо відокремити від загальної маси гумусу при визначенні його вмісту в ґрунті.

Дефляція (розвіювання) – вітрова ерозія, процес розвіювання вітром ґрунту, гірських порід.

Діагенез – сукупність процесів перетворення пухких осадів в осадові гірські породи у верхній зоні земної кори. Виділяють ранній Д. (фізико-хімічне врівноважування складу осаду) і пізній Д. (перерозподіл речовини з утворенням різних мінералів).

Дислокація – порушення первинного залягання гірських порід, викликане тектонічними, магматичними чи екзогенними процесами. Поділяються на складчасті (плікативні) і розривні (диз'юнктивні).

Диспергація ґрунту – ступінь подрібнення ґ. застосуванням усіх можливих заходів, які

ведуть до руйнування не тільки ґрунтових агрегатів, але й елементарних ґрунтових частинок.

Дисперсні системи гомогенні – однорідні дисперсні системи, які характеризуються молекулярною структурою.

Дисоціація – розпад частинки (молекули) на два або більше різнойменно заряджених фрагменти (іони). Стосовно ґ. мова може йти не тільки про Д. молекул електролітів, але й про Д. колоїдів. Мається на увазі відщеплення обмінних катіонів внаслідок гідратації, що веде до набуття міцелами колоїдів негативного заряду.

Дихання ґрунту – ритмічний повітрообмін між ґ. та атмосферою, який відбувається внаслідок розширення та стискання ґрунтового повітря при коливаннях температури або змінах атмосферного тиску.

Дифузія – необернений процес, який веде до вирівнювання концентрації речовин у дифузійному середовищі. В ґ. Д. протікає в твердій, рідкій та газоподібній фазах.

Дніпровське зледеніння – назва максимального першого середньоплейстоценового покривного зледеніння на Сх. – Європейській рівнині (близько 170 – 250 тис. років тому), під час якої льодовики просувалися двома язиками по території України.

Доломіт – мінерал з групи безводних карбонатів. Формула $CaMg(CO_3)_2$. Вапнякове добриво, використовують на кислих ґ.

Дослід вегетаційний – вирощування рослин у спеціальних посудинах у вегетаційному будиночку, на відкритих або закритих сіткою майданчиках, у теплицях і фітотронах для з'ясування агрохімічних і фізіологічних питань.

Дослід польовий – метод дослідження в польових умовах, який має на меті виявлення кількісного або якісного впливу добрив або агротехнічних прийомів на врожай с.-ґ. культур та параметри стану ґрунту.

Добрива – органічні та мінеральні речовини, які вносяться в ґрунт для поліпшення живлення і підвищення врожаю с.-ґ. культур.

Добрива мінеральні – Д., які містять макро- та мікроелементи в неорганічній формі.

Добрива органічні – Д., які містять поживні речовини у вигляді органічних сполук (гній, торф, компости, гноївка, пташиний послід, зелене добриво, відходи цукрового, шкіряного, рибного виробництва, міське сміття).

Дренаж – система горизонтальних або вертикальних підземних або відкритих водостоків (дрен) для осушення, вентиляції або зрошення та вилучення солей з ґ.

Дренованість території – природна порізаність масиву (басейну) гідрографічною мережею, ярами, балками, що забезпечує відтік гравітаційних вод.

Дрібнозем – найдрібніші часточки ґ. (менше 1 мм), наділені каталітичними властивостями.

Друзи – новоутворення, що являють собою об'єднання (зростки) кристалів, які розташовуються радіально та мають на поверхні добре виражені грані; в ґ. зустрічаються Д. гіпсу, кальциту, кварцу та ін.

Е

Едатоп – сукупність умов середовища, що створюються ґрунтом.

Едафічні умови – ґрунтові умови розвитку рослин.

Едафічні фактори – ґрунтові умови, що впливають на життя організмів (родючість ґрунту, його зволоженість, реакція розчину, вміст солей, фізичний стан тощо).

Едафон – сукупність усіх живих істот, що населяють ґрунт.

Едафотоп (від грец. edaphos – ґрунт та topos – місце) – педотоп, поліпедон, ґрунт як компонент біогеоценозу.

Екологічна рівновага – баланс природних або змінених людиною екологічних компонентів і природних процесів, що забезпечує стійкість екосистеми.

Екологічні фактори – будь-які елементи, умови зовнішнього середовища (абіотичні, біотичні, антропогенні), що впливають на живі організми.

Екологія – 1. Наука, що вивчає всю сукупність взаємин організмів з їх середовищем. 2. Наука про взаємозв'язки біосистем різного рівня з середовищем. 3. Наука про загальні закони функціонування екосистем різного ієрархічного рівня та їх роль у біосфері планети.

Екосистема – сукупність біотичних і абіотичних елементів, пов'язаних просторово та функціонально, в результаті взаємодії яких створюється стабільна система, де відбувається кругообіг речовин та обмін енергією між живими та неживими частинами. Е. може бути різного рівня, починаючи від біосфери і закінчуючи краплиною води.

Експозиція – орієнтація схилів гір, балок, ярів та інших форм рельєфу відносно сторін світу і ліній горизонту. Впливає на тепловий і водний режими, характер рослинності тощо.

Екскременти [син.: копроліти] – різноманітні за формою та розміром утворення (агрегати) в ґ., які є продуктом життєдіяльності тварин. Складаються з продуктів обміну, неперетравлених органічних решток і мінеральних часточок, захоплених разом із поживою, які пройшли через кишковий тракт тварин.

Елементи зольні – хімічні елементи, що входять до складу попелу з рослин і тварин. Звичайно, це всі елементи, які можуть знаходитись у рослинах і тваринах, крім вуглецю, водню, кисню та азоту; останні не входять до складу попелу, бо вивітрюються при сухому спалюванні.

Елювій – продукти руйнування (вивітрювання) корінних порід, які залишаються на місці свого утворення.

Еолові відклади – осадові породи, що утворилися завдяки геологічній дії вітру. Прикладом Е.в. є акумулятивні еолові форми рельєфу – бархани, дюни.

Ерозія – процес руйнування гірських порід і ґрунтів водними потоками. Розрізняють поверхневу (згладжування нерівностей рельєфу), лінійну (розчленовування рельєфу), бічну (підмивання берегів рік) і глибинну (врізання русла потоку в глибину).

Ерозія ґрунтів – процеси руйнування верхніх найбільш родючих горизонтів ґ. та підстилаючих порід талими та дощовими водами (водна Е.ґ.) або вітром (вітрова Е.ґ., син.: дефляція, видування). Е.ґ. може бути за походженням антропогенною, геологічною, іригаційною, за формою – лінійною, площинною тощо.

Ерозія річкова – розмив русла та підмивання берегів річки. Спричиняється діяльністю річкових вод.

Естуарій – однорукавне лійкоподібне устя ріки, що розширюється у бік моря.

Ефемери – однорічні рослини з коротким, як правило, весняним періодом розвитку.

Є

Ємність обміну катіонів – загальна кількість катіонів, які утримуються в ґ. і здатні до заміщення на інші катіони, вираховується в мг-екв на 100 г ґ.

Ємність поглинання – кількість молекул або іонів, які може утримати ґ.

Ж

Живлення некореневе – живлення рослин мінеральними солями через надземні органи.

Жовто-бурі ґрунти – група ґ., перехідних від жовтоземів до бурих лісових.

Жорсткість води – властивість води, зумовлена присутністю іонів кальцію і магнію.

З

Забарвлення ґрунту – одна з найбільш доступних спостереженню морфологічних ознак ґ. Основними компонентами, які зумовлюють З.ґ., є: 1) темнозабарвлені органічні та органо-мінеральні речовини; 2) окисні сполуки заліза та марганцю (бурий, оранжевий, жовтий,

червоний кольори); 3) кремнезем, вуглекислі важкорозчинні солі, гідрат оксиду алюмінію та ін. (білий колір); 4) закисні сполуки заліза (сизий, зелений та голубий кольори). Поєднання цих речовин, а також колір первинних мінералів створюють різноманітне забарвлення ґ. На З.ґ. також сильно впливає їх вологість.

Заболочування – процес зміни напрямку ґрунтотворного процесу внаслідок підвищення вологості ґ., що супроводжується відповідними змінами мікрофлори, рослинності, окисно-відновного режиму, накопиченням закисних речовин. У результаті З. утворюються перезволожені, заболочені та болотні ґ.

Забруднення ґрунту – попадання на поверхню та всередину ґ. забруднювачів, що не розкладаються в процесі самоочищення ґ. і змінюють його властивості.

Забруднення ґрунтів радіоактивне – відбувається в результаті випадання на поверхню ґрунту радіонуклідів, які утворюються при випробуванні ядерних пристроїв, аварійних викидах та при випадковому попаданні в ґ. відходів атомної промисловості.

Загіпсовування ґрунту – накопичення $CaSO_4 .2H_2O$ у ґ. у кількості, що перевищує вміст його в материнській породі.

Закарбоначування ґрунту – накопичення $CaCO_3$ у ґ. у кількості, що перевищує вміст $CaCO_3$ у материнській породі.

Закипання ґрунту – утворення пухирців вуглекислого газу при взаємодії ґ., що містить карбонати кальцію та магнію, з розбавленою мінеральною кислотою (найчастіше застосовується 10 %-й розчин HCl).

Закріплення пісків – заходи, спрямовані на запобігання розвіюванню пісків шляхом сіяння чи садіння рослин або сприяння росту природної рослинності.

Залишки кореневі – залишки коріння рослин у ґ. після збирання врожаю.

Залишок щільний) [син.: залишок сухий] – сумарний вміст мінеральних та органічних речовин у воді або у водній витяжці з ґ. З.щ. виражається для води в г/л, а для витяжок з ґ. – у % на абсолютно-сухий ґ.

Зандри – рівнини, що сформувалися на периферії давніх покривних льодовиків потоками талих вод; складені пісками і галечниками. Поширені на Поліссі.

Запас вологи в ґрунті – абсолютна кількість вологи, що утримується в певному шарі ґ. Виражається в мм водяного шару або в м³/га.

Запас поживних речовин – валовий вміст поживних речовин у певному шарі ґ. Виражається в кг/га.

Заплава – прируслова частина долини ріки, що періодично затоплюється водою при весняному розливі, який залишає алювій (пісок, пилуваті частинки).

Засолені ґрунти – ґрунти з підвищеним (більше 0,1% вмістом ваг.) легкорозчинних у воді солей (хлоридів, сульфатів тощо), на глибині до 1,5м.

Засолення ґрунту – процес накопичення розчинних солей у ґ., який веде до утворення солончакуватих і солончакових ґ.

Засолення ґрунту еолове – накопичення в ґ. солей, які принесені вітром із місць розвіювання солончаків, руйнування соленосних порід і з морського узбережжя (імпульверизація).

Заходи агромеліоративні – окремі прийоми та варіанти їх комбінацій, спрямовані на поліпшення водно-повітряного та поживного режимів ґ.

Заходи протиерозійні агротехнічні – прийоми, спрямовані на зменшення обсягів стоку талих і зливових вод шляхом збільшення водозатримуючої поверхні або водопроникності ґ.

Зволоження – співвідношення між кількістю опадів і випаровуванням.

Зв'язність ґрунту – здатність ґ. чинити опір зовнішнім механічним силам, які намагаються роз'єднати його часточки або структурні агрегати.

Здатність ґрунту поглинальна – властивість ґ. поглинати й утримувати різні тверді, рідкі та газоподібні речовини, окремі молекули та іони. Розрізняють З.ґ.п. механічну, фізичну,

хімічну, фізико-хімічну та біологічну.

Здатність ґрунту поглинальна механічна – здатність ґ. механічно затримувати тверді часточки з суспензій та колоїдних розчинів, що фільтруються крізь ґ.

Здатність поглинальна обмінна [син.: фізико-хімічна поглинальна здатність ґ.] – здатність ґ. поглинати й утримувати різні катіони чи аніони з розчинів, виділяючи при цьому в розчин еквівалентні кількості катіонів чи аніонів іншого роду. Виражається в мг-екв на 100 ґ.

Здатність ґрунту поглинальна біологічна – здатність ґ. поглинати переважно елементи мінерального живлення рослин, сполуки азоту та фізіологічно активні речовини; зумовлена організмами, що населяють ґ. (за К.К. Гедройцем).

Землерії – хребетні тварини, які риють у ґ. нори для життя та ходи для живлення (кроти, землерийки, сліпці, ховрахи та ін.).

Землеробство – 1) система заходів впливу на ґрунт для вирощування с.-г. культур і отримання високих стабільних врожаїв; 2) розділ агрономії, що вивчає загальні прийоми вирощування с.-г. культур і підвищення ґрунтової родючості.

Землювання – спосіб меліорації солонців, який полягає у внесенні на їх поверхню шару ґрунту, взятого з гумусового горизонту чорнозему або інших родючих ґрунтів.

Землетруси – підземні поштовхи і коливання земної поверхні, що виникають у результаті раптових зсувів і розривів у земній корі або верхній частині мантії і передаються на великі відстані у вигляді пружних коливань. Інтенсивність З. оцінюється в сейсмічних балах, для енергетичної класифікації З. користуються магнітудою.

Земля – третя від Сонця планета Сонячної системи, що обертається навколо нього по еліптичній орбіті (близькій до кругової) зі швидкістю 29,8 км/год на відстані 149,6 млн. км за період, який дорівнює 365,24 сонячної доби. Супутник – Місяць, що обертається навколо З. На відстані 384400 км. Нахил земної осі до площини екліптики $66^{0}33'22''$, період обертання навколо осі 23 год. 56 хв. 4,1с. Обертання навколо осі викликає зміну дня і ночі, нахил осі, а обертання навколо Сонця – зміну пір року.

Золь – колоїдний розчин, двофазна гетерогенна система. Міцели золю беруть участь у броунівському русі.

Зольність – вміст попелу в сухому органічному матеріалі. Виражається в % ваг.

Зона капілярна – шар ґ. або підґрунтя, який залягає безпосередньо над водоносним горизонтом і утримує капілярну вологу, гідравлічно зв'язану з водою водоносного горизонту.

Зональність вертикальна – закономірна зміна ґрунтових зон у горах, починаючи від підніжжя гірської системи.

Зрошення – штучне зволоження ґ. шляхом подавання води з водного джерела з метою підвищення вологозабезпеченості рослин або промивки ґ. для регулювання сольового режиму.

Зсув – процес ковзання мас гірських порід униз по схилу під впливом сили тяжіння. Виникає внаслідок підмивання схилу, перезволоження (особливо при наявності чергування водотривких і водоносних порід), сейсмічних поштовхів та інше.

І

Іммобілізація поживних речовин – перехід поживних речовин ґ. із доступної для рослин форми в недоступну.

Інсоляція – опромінювання поверхні ґ. сонячною радіацією.

Інтразональні ґрунти – ґрунти, що можуть зустрічатися в різних природних зонах, найчастіше невеликими масивами.

Інтрузія – процес проникнення в товщу земної кори розплавленої магми.

Інтрузивні гірські породи – породи, що утворилися в результаті застигання магми в товщі земної кори.

Інфільтрація – процес проникнення води (дощової, талої, зрошувальної і т. ін.) із поверхні в товщу ґ. або підґрунтя. Процес І. складається з двох етапів: всмоктування та фільтрації.

Іригація [син.: зрошення] – комплекс заходів щодо поліпшення водного режиму; один із видів гідротехнічних меліорацій.

К

Кадастр земельний – систематизоване зведення відомостей про природне, господарське та правове положення земель.

Кальдера – казаноподібна западина з крутими схилами і рівним дном, що утворилася внаслідок провалу вершини вулкана, а іноді й прилягаючої до нього місцевості. У діаметрі досягає 10 – 15 км і більше.

Кальцит – мінерал з групи безводних карбонатів. Формула $CaCO_3$.

Кам'янистість ґрунту – вміст у ґрунтовому профілі різного за формою і розміром каміння. К.ґ. виражається в % від маси або об'єму ґ.

Камінь – уламок гірської породи різної величини і форми діаметром більше 3 мм.

Ками – горби, складені водно-льодовиковими відкладами сортованими шаруватими пісками, галечниками і гравієм; іноді прикриті зверху плащем морени. Висота 6 – 12 м (іноді до 30 м). Виникають по внутрішньому краю материкових льодовиків при їх таненні.

Каолінітизація – процеси утворення мінералів каолінітової групи.

Каолініт – діоктаедричний мінерал із групи каолініту. Формула $Al_4[Si_4O_{10}(OH)_8]$.

Капіляри ґрунтові – система зв'язаних ґрунтових пор дрібного діаметра. Волога, що утримується в К.ґ. при частковому їх заповненні, утворює меніски, завдяки чому виникають капілярні явища.

Карр – (кріслоподібне заглиблення у верхніх частинах гір (вище снігової лінії), що утворюється під впливом льодовиків, сніжників і морозного вивітрювання.

Карбонатні ґрунти – ґ., у верхньому (гумусовому) горизонті яких містяться карбонати кальцію та магнію.

Карбонати в ґрунті – К. кальцію і магнію, які присутні в ґ. у вигляді мінералів кальциту, доломіту, люблініту, арагоніту, анриту і др. За походженням К.в ґ. можуть бути первинними (породними), і тоді до назви ґ. додається визначення "залишково-карбонатні", або вторинними (ґрунтовими) новоутвореннями. Серед новоутворених карбонатів розрізнюють такі форми:

1. "Сивинка" [син.: карбонатна пліснява, іній] – слабі нальоти дрібнокристалічних карбонатів на поверхні структурних агрегатів ("сивинкою" іноді називають також слабо виражену кремнеземисту присипку).

2. Псевдоміцелій [син.: міцелій, псевдогрибниця, прожилки] – виділення дрібнокристалічних карбонатів, ниткоподібних або у вигляді тонких трубочок.

3. Борідки – натічні форми на нижній поверхні каміння та щебеню у вигляді горбистих плівок або шкірочок.

4. Просочення – дрібнокристалічні форми виділення карбонатів, які рівномірно або плямами просочують ґрунтову масу.

5. Конкреції – карбонати, які заповнюють пори та пустоти ґ. Розрізняють такі форми конкрецій: а) білозірка – слабозцементовані стягнення, які виділяються на стінках розрізів у вигляді чітко обмежених білих плям (очок) діаметром 1–2 см; б) журавчики [син.: жовна, жорства, лесові ляльки, дутики] – щільні тверді конкреції, іноді порожні всередині.

Карст – явища, зв'язані з розчиненням природними водами гірських порід (гіпс, кам'яна сіль та ін.). К. характеризується комплексом підземних (печери, шахти, колодязі) і поверхневих (лійки, понори, карри) форм рельєфу, своєрідністю циркуляції та режиму

підземних вод, річкової мережі і озер.

Картографія ґрунтів – розділ ґрунтознавства, який розглядає питання методики картографічного відображення ґрунтового покриву в різних масштабах.

Карти ґрунтові – спеціальні географічні карти різного масштабу, на яких показано розміщення ґ. на земній поверхні.

Катагенез – стадія хіміко-мінералогічного перетворення осадових гірських порід після їхнього виникнення в результаті діагенезу і до перетворення їх у метаморфічні гірські породи.

Катіони необмінні – катіони, які міцно закріплюються в ґ. і не можуть обмінюватись на інші катіони ґрунтового розчину. К.н. недоступні для живлення рослин.

Катіони обмінні [син.: увібрані] – катіони, що утримуються в колоїдному комплексі ґ. і здатні обмінюватися на інші катіони, які знаходяться в ґрунтовому розчині.

Кварц – мінерал із групи каркасних силікатів без додаткових аніонів. Склад SiO_2.

Кіркоутворення – негативне явище, яке найчастіше має місце на поверхні безструктурних і слабкоструктурних суглинкових і глинистих ґ. після рясного зволоження їх поверхні і дальшого швидкого висихання. При цьому сильно погіршуються умови зволоження та аерації ґ. К. особливо проявляється на поверхні ґрунтів, багатих на обмінні натрій та калій.

Кірка ґрунтова – поверхневий твердий шар, який утворюється в результаті запливання ґ. під дією дощів або зрошування та дальшого висихання чи специфічних процесів ґрунтоутворення.

Кірка сольова – скупчення великої кількості солей на поверхні ґ., майже без домішок землистих часточок. Вміст солей може досягати 90% за вагою.

Кислотність ґрунтів – здатність ґ. підкислювати ґрунтовий розчин або розчини солей внаслідок присутності в складі ґ. кислот, а також обмінних іонів водню та катіонів, які утворюють при їх витісненні гідролітично кислою сіллю (переважно Al^{3+}) сіль здатну до гідролізу ($AlCl_3$).

Кислотність ґрунту активна – визначається значенням pH ґрунтового розчину або водної витяжки (Ґ.: вода =1:5) при 3-хвилинному збовтуванні.

Кислотність ґрунту обмінна – вміст у ґрунті обмінних катіонів Al^{3+} і H^+. Виражається в мг-екв на 100 г сухого ґ., вимірюється в сольовій витяжці.

Кислотність ґрунту гідролітична – та частина потенційної кислотності ґрунту, яка проявляється при взаємодії ґ. із розчинами гідролітично лужних солей (ацетат натрію з pH=8,3). Виражається в мг-екв на 100г сухого ґ.

Кислоти апокренові [син.: осадочно-струмкова кислота, за Берцеліусом і Мульдером] – аналог фульвокислот.

Кислота гіматомеланова – спирторозчинна фракція препаратів гумінових кислот.

Кислоти гумінові – препарати органічної частини ґ., які утворюються при екстрагуванні ґ. лужними розчинами. Гумусові речовини з різних ґрунтів, штучно переведені в кислотну форму. Інший погляд – складова частина гумусу ґрунту.

Кислування ґрунту – один з методів меліорації содових солонців шляхом внесення в ґ. кислих хімічних речовин: сірчаної кислоти, сірки, сульфату заліза, сульфату алюмінію та ін., які підвищують розчинність сполук кальцію та нейтралізують соду.

Кларки елементів – числові оцінки порівняльного вмісту хімічних елементів у земній корі, гідросфері, атмосфері, Землі в цілому, різних типах гірських порід. К. Може бути виражений в одиницях маси (%, г/т і інше) або в атомних %. Термін «К.» Введений А.Є. Ферсманом, названий за іменем Ф.У. Кларка.

Клас ґрунтів – таксономічна одиниця класифікації ґ., вища за тип.

Класифікація ґрунтів – віднесення ґ. до різних систематичних одиниць і встановлення супідрядності цих одиниць.

Класифікація ґрунтів за гранулометричним складом – розділення ґ. та підґрунтя на групи за вмістом у них різних гранулометричних фракцій. На сьогодні найбільше широко використовувана класифікація Н.А.Качинського, в якій ґрунти класифікуються за співвідношенням фракцій

фізичного піску (часточки більші 0,01 мм) та фізичної глини (часточки менше 0,01 мм).

Класифікація елементарних частинок ґрунту – відповідно до розміру частинок виділяють колоїди, мул, пил, пісок, гравій, хрящ, щебінь, камінь, валуни.

Коагуляція колоїдів у ґрунті – процес переходу ґрунтових колоїдів зі стану золя в стан гелю. Розрізняють К.к. електролітичну та взаємну.

Коагуляція колоїдів ґрунту електролітична – перехід ґрунтових колоїдів із стану золю в стан гелю під впливом розчинів електролітів.

Когезія – злипання однорідних часточок за рахунок їх безпосередньої взаємодії або при допомозі проміжних речовин (клеїв, цементів і т. ін.).

Коефіцієнт Висоцького – показник, який являє собою відношення кількості води опадів до кількості води, яка може випаруватись із відкритої водної поверхні. Використовується для визначення типу водного режиму регіону (промивного, непромивного, випітного тощо).

Колоїди – дисперсні системи, які характеризуються міцелярною структурою.

Колоїди ґрунтові – особливий стан речовини, коли вона, утворюючись за рахунок фізичної диспергації твердих тіл або асоціювання молекул рідини в агрегати колоїдальних розмірів (1–100 нм), набуває найбільш стійкої форми в умовах зовнішнього середовища. У ґ. розрізняють мінеральні (глина), органічні (гумус) та органомінеральні к.

Колоїдний розчин [син.: золь] – гетерогенна система міцелярної структури.

Колоїдна часточка – ядро колоїдної міцели разом із потенціалвизначаючим шаром іонів.

Кольматаж – спосіб штучного замулювання ґрунтів заздалегідь виготовленими ґрунтовими або глинистими суспензіями з метою зниження фільтрації води зі зрошувальних каналів, водоймищ. В основу К. покладено механічну поглинальну здатність ґ.

Конкреції – новоутворення в ґ., які являють собою щільні стягнення, що мають різні розміри, форму та склад: карбонатні, залізисті, органомінеральні та ін.

Консистенція ґрунту – ступінь рухливості частинок, що складають ґрунт, під впливом зовнішніх механічних дій при різній вологості ґ.

Конус виносу – форма рельєфу, утворена скупченням уламкових порід (гальки, гравію, піску), винесених водостоками на рівнину або більш плоску широку долину.

Копроліти – щільні водостійкі грудочки ґрунтової маси, які пройшли через кишковий тракт дощових черв'яків і просякнуті органічним слизом.

Кора вивітрювання – верхні шари літосфери, змінені під впливом фізичного, хімічного та біологічного вивітрювання.

Коразія – механічне руйнування гірських порід уламковим матеріалом, що переміщається водою, льодом, вітром по поверхні Землі.

Кремнезем аморфний у ґрунті – незакристалізований водний оксид кремнію. Зустрічається також у формі фітолітарій та панцирів діатомових водоростей. К.а. виділяється з ґ. лужними розчинами.

Кріогенні процеси – сукупність фізичних та фізико-хімічних процесів, які виникають у ґ. у результаті охолодження їх до від'ємних температур, замерзання та відтанення.

Кристалографія – наука про кристали, їх зовнішню форму та внутрішню структуру.

Кротовини – ходи та камери риючих тварин (кротів, ховрахів і др.), заповнені ґрунтовим матеріалом, як правило, принесеним з інших горизонтів; на стінках ґрунтового розрізу виділяються у вигляді плям невизначеної форми (найчастіше округлої або овальної) значного розміру (5–10 см і більше).

Л

Лава – розпечена рідка чи дуже в'язка переважно силікатна маса, яка виливається на поверхню Землі при виверженнях вулканів. При застиганні Л. утворюються ефузивні гірські породи.

Ландшафт – однорідна за умовами розвитку природна система (природний територіальний комплекс будь-якого рангу).

Лес – пухка, пилувата суглинкова карбонатна порода палевого або сіро-жовтого кольору. В гранулометричному складі переважає фракція крупного пилу (0,05–0,01 мм). Л. характеризується високими пористістю, водопроникністю, стійкістю мікроструктури, значною просадочністю.

Лесоподібні суглинки – породи, близькі до лесів; відрізняються від них меншим вмістом крупнопилуватої фракції, меншою пористістю і просадочністю; забарвлення від жовтувато-бурого до червонувато-бурого. Звичайно містять карбонати. Безкарбонатні Л.с. часто називають покривними суглинками.

Лесиваж [син.: ілімеризація] – процес переміщення в профілі ґ. мулуватої фракції без її хімічного руйнування.

Лімітуючі фактори – нестача або надмір у ґ. якогось фактору, що обмежує можливість нормального існування виду чи популяції. Л.ф. можуть бути світло, тепло, вода, поживні речовини, а також забруднення середовища.

Літогенез – сукупність процесів утворення і наступних змін осадових гірських порід. Головні фактори Л. – тектонічні рухи і клімат. У циклі Л. виділяють стадії: гіпергенез, седиментогенез, діагенез, катагенез, епігенез, метагенез. Розрізняють льодовий, гумідний, аридний і вулканогенно-осадовий типи.

Літораль – зона морського дна, затоплювана під час припливу й осушувана при відливі. Розташовується між рівнем води в найнижчий відлив і рівнем води в найвищий приплив.

Лиман – затока зі звивистими невисокими берегами, що утворюється при затопленні морем долин рівнинних рік у результаті відносного занурення прибережних частин суші.

Липкість ґрунту – властивість вологого ґ. прилипати до металевої поверхні. Залежить від гранулометричного складу ґ., складу обмінно-поглинутих катіонів і вологості ґ.

Лог (улоговина) – яр із положистими задернованими схилами і плоским днищем.

Лужна реакція ґрунтового розчину – реакція ґрунтового розчину, яка зумовлена присутністю в колоїдному комплексі ґ. обмінно-увібраного натрію, що приводить до утворення в ґрунті соди.

Лужність бікарбонатна – вміст у водній витяжці бікарбонатного іона (HCO_3^-).

Лужність карбонатна – вміст у водній витяжці карбонатного іона (CO_3^{2-}).

Лучний процес – процес накопичення гумусу в ґ. лісостепової, степової та напівпустельної зон під впливом додаткового зволоження за рахунок поверхневих або ґрунтових вод.

Лучні ґрунти – представники ґ. гідроморфного ряду. Л.ґ. формуються при підвищеному поверхневому зволоженні прісними водами та постійному зв'язку з жорсткими ґрунтово-підґрунтовими водами, які залягають на глибині 1–3 м. Поширені в пониженнях рельєфу на недренованих рівнинах під лучною рослинністю в степовій та сухостеповій зонах.

Лучно-болотні ґрунти – представники ґ. гідроморфного ряду. Поширені переважно в лісостеповій та степовій зонах. Формуються в замкнутих пониженнях під впливом тривалого поверхневого або ґрунтового зволоження під вологолюбною трав'янистою рослинністю.

Лучно-бурі напівпустельні ґрунти – представники ґ. напівгідроморфного ряду напівпустельної зони, відрізняються від бурих напівпустельних ґ. підвищеною гумусованістю (до 2–3%), відносною вилугуваністю від солей, наявністю ознак оглеєння в нижній частині профілю.

Лучно-каштанові ґрунти – представники ґ. напівгідроморфного ряду сухостепової зони. Від каштанових відрізняються більшою глибиною гумусового горизонту, підвищеним вмістом гумусу. При важкому гранскладі ґрунтотворних порід у нижній частині профілю інколи зустрічаються ознаки оглеєння. Формуються при додатковому поверхневому зволоженні, яке інколи супроводжується і ґрунтовим, під степовою або лучно-степовою рослинністю.

Лучно-коричневі ґрунти – представники ґ. напівгідроморфного ряду. Профіль Л.-к. ґ. відрізняється від профілю коричневих ґрунтів більш високим вмістом гумусу, меншою щільністю в оглиненому горизонті, нечіткістю карбонатних виділів, неясною відмежованістю ілювіально-карбонатного горизонту. Розвиваються в умовах напівсухого субтропічного (середземноморського та мусонного) клімату під впливом підвищеного зволоження (ґрунтового, поверхневого або змішаного) під лісовою рослинністю.

Лучно-сіроземні ґрунти – представники ґ. напівгідроморфного ряду, які розвиваються серед сіроземів. Відрізняються від останніх меншою диференційованістю профілю, більш потужним гумусовим горизонтом, наявністю ознак оглеєння в нижніх горизонтах.

Лучно-чорноземні ґрунти – представники ґ. напівгідроморфного ряду в чорноземній зоні. Відрізняються від чорноземів більшою потужністю гумусового горизонту, більшим вмістом гумусу та слабкими ознаками оглеєння в нижній частині профілю. Розвиваються при додатковому зволоженні ґрунтовими або поверхневими водами під степовою або лучно-степовою рослинністю, інколи під розрідженими листяно-трав'янистими лісами.

Льодовики – природні скупчення льоду на земній поверхні; утворюються в тих районах, де тверді атмосферні опади відкладаються більше, ніж їх тане і випаровується. У межах Л. виділяють області живлення й абляції. Л. поділяються на покривні, шельфові і гірські. Загальна площа сучасних Л. приблизно 16,3 млн. км² (10,9 % площі суші), загальний об'єм льодів близько 30 млн. км³.

Льодовикова епоха (гляціал) – відрізок часу в геологічній історії Землі, що характеризується сильним похолоданням клімату і розвитком великих материкових льодів не тільки в полярних, але й у помірних широтах.

Льодовикові (гляціальні) відклади – група відкладів, що виникають у результаті діяльності льодовиків і талих льодовикових вод. Включають різні типи морен, флювіогляціальні, озерно-льодовикові і льодовиково-моренні відклади. За характером уламкового матеріалу виділяють валунні глини, галечники, піски, супіски, суглинки й інші.

Льодовиковий період – етап геолічної історії Землі, протягом якого багаторазово чергувалися відрізки часу з дуже холодним кліматом (різке розширення площі льодовиків) і з проміжками більш теплого клімату, коли значна частина материкових льодовиків танула.

М

Магма – розплавлена масса переважно силікатного складу, що утворилася в глибинних зонах Землі. При впровадженні М. у земну кору або при її виливі на поверхню Землі формуються магматичні гірські породи.

Магматизм – наука про склад магми, її діяльність та роль у розвитку літосфери

Магнезит – мінерал із групи безводних карбонатів, підгрупи кальциту. Формула $MgCO_3$.

Магнетит – мінерал із групи оксидів і гідрооксидів металів. Формула Fe_2O_3. Сильно-магнітний.

Макроагрегати – ґрунтові агрегати діаметром більше 0,25мм.

Макрорельєф – великі форми рельєфу, які визначають загальний вигляд значної ділянки земної поверхні: гірські хребти, плоскогір'я, долини, рівнини тощо.

Макроструктура – сукупність макроагрегатів, на які природно розпадається ґ. Агрегати розміром від 0,25 до 10,0 мм.

Макрофауна ґрунту – хребетні тварини, що проживають або тимчасово перебувають у ґ. (жаби, ящірки, гадюки, гризуни, кроти і т. ін.).

Макроелементи – хімічні елементи, які засвоюються рослинами у великих кількостях. Головні М. – N, P, K, Ca, Mg, S, Fe.

Максимальна молекулярна вологоємність ґрунту – вологість ґрунту, яка відповідає

максимальній кількості (%) плівкової води в ґ.

Максимальна гігроскопічність ґрунту – найбільша кількість пароподібної води, яку може поглинати ґ. з повітря.

Мантія Землі – оболонка «твердої» Землі, розташована між земною корою і ядром Землі.

Меандри – вигини русла ріки, що виникають у результаті дії плинів, які не збігаються з напрямком основного річкового потоку, при яких поверхневі струмені спрямовуються до увігнутого берега, а донні – до опуклого.

Мезозойська складчастість – ера тектогенезу, що проявилася протягом мезозойської ери переважно по периферії Тихого океану. Головні фази – кімерійська, ларамійська й інші – відбувалися в різних регіонах.

Мезорельєф – форма рельєфу, горизонтальні розміри елементів якого від 20 до 100 і більше метрів, вертикальні – від 1 до 20 м, наприклад гриви, яри.

Мезофауна ґрунту – великі (від декількох мм до декількох см) ґрунтові безхребетні, наприклад дощові черв'яки, мокриці, багатоніжки, великі павукоподібні, численні комахи та їх личинки, слизняки, равлики. Деякі дослідники називають цю групу тварин макрофауною.

Меліорація ґрунтів – заходи, спрямовані на поліпшення властивостей ґ. та умов ґрунтоутворення з метою підвищення родючості.

Мерзлота ґрунту – стан ґ. при температурі нижче 0°; у вологих ґ. частина ґрунтової вологи утримується у вигляді льоду. М.г. може бути сезонною, яка утримується лише в холодну пору року, і багаторічною ("вічною"), яка зберігається в ґрунті багато років.

Мерзлотні ґрунти – термін не має класифікаційного значення. Ґ., в нижній частині профілю яких (або безпосередньо в породі) протягом усього вегетаційного періоду зберігається багаторічна мерзлота.

Метаболізм – обмін речовин в організмах, сукупність процесів асиміляції та дисиміляції.

Метаморфізм – процес істотної зміни текстури, структури і мінералогічного складу гірських порід під впливом температури, тиску і хімічної активності глибинних розчинів (флюїдів). Розрізняють регіональний, динамометаморфізм, контактовий.

Метаморфічні породи – породи, які утворилися з осадових або магматичних порід під впливом високої температури, високого тиску і горотворних процесів.

Механічне поглинання – здатність ґ. як пористого тіла затримувати тверді часточки, які можуть попадати в ґрунт разом із водою, що фільтрується крізь нього. На базі цього виду поглинання розроблено штучний спосіб боротьби з фільтрацією ґ. (кольматаж).

Механічні елементи – окремі частинки твердої фази ґрунту.

Мікроагрегати – ґрунтові агрегати діаметром менше 0,25мм.

Мікроелемент – хімічний елемент, необхідний організмам у незначних кількостях для нормального розвитку (B, Mn, F, Cu, Mo і ін.).

Мікроклін – мінерал із групи польових шпатів підгрупи ортоклазу. Формула $K[AlSi_3O_8]$.

Мікроморфологія ґрунтів – розділ ґрунтознавства, який вивчає морфологічну будову і склад ґ. шляхом дослідження їх у непорушеному стані під мікроскопом.

Мікроорганізми ксерофітні – М., що здатні розвиватися при дефіциті вологи.

Мікроорганізми оліготрофні – М., які пристосовані до розвитку в умовах середовища, бідного на поживні речовини. Відрізняються повільним ростом.

Мікрорельєф – невеликі форми рельєфу, горизонтальні розміри елементів якого від 2 до 20 м, вертикальні – від 1 до 2 м. Напр., западини степу, невеликі бархани.

Мікроструктура ґрунту – сукупність агрегатів ґ., середній діаметр яких менше 0,25 мм.

Мікрофауна – ґрунтові безхребетні, які не розрізняються або ледве розрізняються неозброєним оком (коловратки, тихоходки, нематоди, кліщі, ногохвостки).

Мікрофлора – сукупність мікроорганізмів, які населяють ґ.

Мінерал – природне тіло, приблизно однорідне за хімічним складом і фізичними

властивостями, що утворилося в результаті фіз.-хім. процесів у глибинах і на поверхні Землі. Відомо близько 3 тисяч мінералів; найпоширені: силікати (близько 25 % від загальної кількості); оксиди і гідроксиди (близько 12 %); сульфіди і їхні аналоги (близько 13 %); фосфати, арсенати, ванадати (близько 18 %).

Мінерали вторинні – М., які утворюються в процесі ґрунтоутворення та вивітрювання в результаті зміни мінералів ґрунтотворних порід і синтезу з продуктів розпаду речовин, що надійшли до ґ. ззовні.

Мінерали глинисті – М. класу водних силікатів і алюмосилікатів, які мають шарувату або шарувато-ланцюгову структуру. До м.г. відносять мінерали груп слюд-гідрослюд, хлоритів, вермикулітів, смектитів, каолінітів і змішаношаруватих утворень.

Мінералізація ґрунтових вод [син.: мінералізованість, засоленість, солоність] – концентрація солей у ґрунтових водах.

Мінералізація органічних речовин – процес розкладу органічних сполук до вуглекислоти, води та простих солей.

Мінералогія – наука про мінерали, їх хімічний склад, особливості структури, фізичні властивості, умови залягання, взаємозв'язки та походження.

Мінералогія ґрунтів – розділ ґрунтознавства, предметом якого є: мінералогічний склад ґ., утворення, руйнування та зміни мінералів при ґрунтоутворенні, властивості мінералів та їх географічне поширення.

Міцелій – вегетативне тіло грибів і актиноміцетів, яке представлене системою розгалужених гіф.

Мобілізація поживних речовин ґрунту – перехід елементів живлення з недоступного рослинам стану в доступний під впливом життєдіяльності мікроорганізмів і виділень коренів, агрохімічних заходів, хімічної меліорації.

Моніторинг ґрунтів – система тривалих спостережень за станом ґрунтів із метою своєчасного виявлення та прогнозу будь-яких змін і розробки управлінських рішень.

Моноліт ґрунтовий – вертикальний зразок ґ., взятий зі стінки ґрунтового розрізу без порушення природного складення.

Моноліт ґрунтовий плівчастий – шліф, дуже тонкий моноліт ґ., узятий без порушення природного його складення і зафіксований клеєм.

Монтморилоніт – вторинний глинистий мінерал, діоктаедричний смектит.

Морена – відклади, накопичені безпосередньо льодовиками при їхньому русі і виорюванні ложа; по складу дуже різноманітні (від суглинків до валунів), невідсортовані, містять гальку і валуни. У залежності від умов утворення розрізняють М. поверхневу, основну, донну, бічну, кінцеву й інші.

Морські відклади – осадові і вулканогенно-осадові утворення на дні сучасних морів і океанів. Термін «морські відклади» частіше застосовують стосовно продуктів фіз.-хім. і біологічних процесів, ще не перетворених у гірські породи і лежачих у зоні сучасного осадонакопичення.

Морфологічні ознаки ґрунтів – зовнішні ознаки ґ.: будова профілю (послідовність горизонтів та їх потужність), забарвлення, складення, щільність, зв'язність, структура, вологість, гранулометричний склад, наявність включень, новоутворень, розподіл коріння тощо.

Мул – сукупність елементарних ґрунтових частинок з діаметром менше 0,001 мм.

Мульчування – покриття поверхні ґ. різними матеріалами (мульчею) з метою зниження випаровування вологи з ґ., регулювання температури ґ., попередження ґрунтової структури від руйнування, боротьби із проростками бур'янів і т.д.

Мусковіт – мінерал із групи шаруватих силікатів підгрупи мусковіту. Діоктаедричний калієвий мінерал із високим вмістом Al. Формула $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH)_2$.

Н

Набухання ґрунту – збільшення об'єму ґ. при зволоженні. Викликається поглинанням вологи мінеральними та органічними колоїдами. Кількісно залежить від гранулометричного складу, вмісту і складу обмінних катіонів.

Нагір'я – велика ділянка земної поверхні, в межах якої розташовані гірські хребти, масиви, вирівняні поверхні, улоговини і т.п., що лежать на загальному високоприднятому цоколі.

Найменша польова вологоємність [син.: польова вологоємність, найменша вологоємкість, field water capacity (амер.)] – визначається кількістю води, яка утримується ґ. після стікання надлишку води.

Нальоти солей [син.: вицвіти солей] – дуже тонкі плівки солей, які викристалізувалися з ґрунтових розчинів на поверхні ґ. або його структурних окремостей.

Намиті ґрунти – ґ., які сформувалися в умовах прояву делювіальних процесів, найчастіше прилеглі до підніжжя схилів, днищ балок та яруг. За потужністю намитого шару вони розділяються (за С.С.Соболевим) на слабонамиті (до 20 см), середньонамиті (20–40 см) та сильнонамиті (більше 40 см).

Нанорельєф [син.: карликовий рельєф] – найдрібніші елементи рельєфу, діаметр яких коливається в межах від декількох см до 0,5–1,0 м, відносна висота до 10 (рідше 30 см). Приклади Н. – мілкі западини, пагорбки, ховраховини, мерзлотні полігони, купини, грудки, утворені обробітком і т.д.

Наноси – продукти руйнування ґ. і гірських порід, переміщені з місця свого утворення і перевідкладені водою, вітром і льодовиками.

Наноси делювіальні [син.: делювій] – відклади, що накопичуються в нижніх частинах схилів і прилеглих ділянках річкових долин або озерних улоговин.

Наноси іригаційні – відклади, утворені зрошувальними водами.

Наноси річкові [син.: алювій] – див. **алювіальні відклади.**

Напівгідроморфні ґрунти – група ґ., які формуються в умовах періодичного перезволоження поверхневими або підґрунтовими водами. Характеризуються присутністю в профілі ознак оглеєння.

Неотектоніка – розділ тектоніки, який вивчає тектонічні процеси, що проявилися в кайнозойську еру.

Неогенова система (період) (неоген) – 2-га система кайнозойської ератеми (ери). Початок Н. з 23,5 – 25 млн. років тому, тривалість 22 – 23 млн. років. Підрозділяється на 2 відділи: міоцен і пліоцен.

Неоліт – новий кам'яний вік, період (близько 8 – 3 – го тис. до н.е.) переходу від привласнюючого (збирання, полювання) до виробляючого (землеробство) виробництва.

Неповнорозвинені ґрунти – ґ., в яких профіль не має повного набору генетичних горизонтів, характерних для ґ. даної зони.

Нітрифікатори – група автотрофних мікроорганізмів, здатних отримувати енергію для життєдіяльності за рахунок окиснення неорганічних сполук азоту.

Нітрифікація – процес мікробіологічного перетворення азоту в ґ. з аміачних форм у нітратні з утворенням селітр. Відбувається за участі аеробних мікроорганізмів. Селітри є важливим джерелом азоту для живлення рослин.

Низовина – ділянка суші значної довжини, розташована не вище 200 м над рівнем моря, звичайно з рівнинною, іноді слабогорбкуватою поверхнею.

Новоутворення в ґрунті – місцеві накопичення різних речовин, які морфологічно і хімічно відрізняються від основної маси ґрунтових горизонтів. Виникли в результаті ґрунтотворних процесів (ортштейни, конкреції, журавчики та ін.)

Нонтроніт – високозалізистий діоктаедричний смектит. Відрізняється високими

ізоморфними заміщеннями Si на Al у тетраедричних поверхах і більшим або меншим ступенем заміщення Al на Fe в октаедричних поверхах.

О

Обвалування – 1. Огородження території земляними валами від затоплення; 2. Протиерозійний захід.

Оболонка гідратна – оболонка вологи зв'язаної, що утворюється навколо колоїдних частинок або іонів під впливом сил притягання між ними і дипольними молекулами води.

Обробіток ґрунту контурний – протиерозійний обробіток ґ. уздовж горизонталей на складних схилах.

Обмін іонний – обмін іонами між твердою фазою ґрунту і ґрунтовим розчином.

Обробіток ґрунту безполичковий – засіб розпушення ґ. знаряддями, які не перевертають скиби.

Оглеєння – складний біохімічний процес утворення глею.

Оглинення – процес утворення глини в тій чи іншій частині ґрунтового профілю як наслідок ґрунтоутворення.

Озера – природні водойми в заглибленнях суші (улоговинах), заповнені в межах озерної чаші (озерного ложа) різнорідними водними масами без однобічного ухилу. Улоговини О. за походженням поділяються на тектонічні, льодовикові, річкові (стариці), приморські (лагуни і лимани), провальні (карстові, термокарстові), вулканічні (у кратерах погаслих вулканів), завально-запрудні, штучні (водоймища, ставки).

Озерні відклади – відклади на дні сучасних озер, що існували в минулі геологічні епохи. Представлені переважно тонкозернистими осадами, сапропелем і діатомітом у прісноводних озерах, карбонатами, сульфатами, хлоридами і глиною – в солоних.

Оз – акумулятивна форма рельєфу, що нагадує насип, сформований із поганоокатаних водно-льодовикових відкладів.

Окиснення – у широкому розумінні – процес, при якому речовина, що окиснюється (атом, іон), позбавляється одного або декількох електронів; при цьому відбувається підвищення позитивної валентності елемента.

Округ ґрунтовий – частина ґрунтової провінції або вертикальної ґрунтової зони, яка характеризується якісно однотипною структурою ґрунтового покриву, зумовленою особливостями рельєфу та ґрунтотворних порід.

Окультурення ґрунту – спрямований вплив на ґ. з метою підвищення ефективної родючості, поліпшення його властивостей та режимів, які відповідають вимогам культурних рослин і забезпечують високі та сталі врожаї з високою якістю продукції.

Оліготрофи – організми, мало вибагливі до наявності поживних речовин у середовищі існування, рослини, що ростуть на неродючих ґрунтах (біловус, сосна звичайна тощо).

Опал – аморфні сполуки типу $SiO_2 . nH_2O$. Виникає при руйнуванні силікатів багатьох порід, утворюється в живих організмах.

Опідзолені ґрунти – ґ., в яких процес опідзолювання є супутнім основному. В такому разі термін додається до типової назви ґ. (чорнозем опідзолений, бурий лісовий опідзолений ґ. і т.д.).

Опріснення [син.: розсолення, знесолювання] – процес звільнення засолених ґрунтів і ґрунтових вод від легкорозчинних солей. О. досягається за допомогою комплексу меліоративних, агротехнічних, водогосподарських і гідротехнічних заходів.

Опустелювання ґрунтів – поява в ґ. ознак, характерних для ґ., які формуються в пустельних умовах.

Органічна частина ґрунту – за М.І.Лактіоновим, не є хімічно індивідуальною речовиною. Вона поєднує принаймні чотири складних за хімічним складом компоненти: 1) не розкладені (свіжі) органічні рештки; 2) низькомолекулярні та високомолекулярні органічні речовини –

продукти розкладу органічних решток; 3) напівроскладені, без форми і аналітичної будови органічні рештки – детрит; 4) специфічно ґрунтові продукти синтезу нових органічних сполук – гумусові речовини (гумус).

Органічні рештки – відмерлі в ґ. або заорані в нього залишки рослинних і тваринних організмів.

Орна "підошва" ґрунту – це негативне явище найчастіше має місце в безструктурних і слабоструктурних ґрунтах внаслідок ущільнення нижньої частини орного шару ґ. знаряддями, якими проводиться обробіток.

Орогенез – сукупність інтенсивних висхідних вертикальних тектонічних рухів, складчастості і розривів.

Ороген – гірсько-складчаста споруда, що виникає на місці геосинклінальної системи в пізні стадії її еволюції (орогенний етап розвитку геосинкліналей).

Орографія – частина геоморфології, яка описує різні елементи рельєфу (хребтів, височин, улоговин і т.п.) і їхню класифікацію по зовнішніх ознаках незалежно.

Ортоклаз – мінерал із групи польових шпатів, підгрупи ортоклазу. Формула $K[AlSi_3O_8]$.

Осадонакопичення (седиментація) – утворення усіх видів відкладів на поверхні Землі при переході речовини, що осаджується, з рухливого, зваженого чи розчиненого (у водному середовищі) в нерухомий стан (осад). О. відбувається на дні рік, озер, морів і океанів та на поверхні суші.

Основи обмінні [син.: основи поглинені, основи ввібрані] – катіони, що поглинені ґрунтовими колоїдами і здатні до обміну на катіони ґрунтового розчину або розчину електролітів при взаємодії з ними ґрунту.

Осолоділі ґрунти – ґ., в яких основний процес ґрунтотворення супроводжується процесом осолодіння.

Осолодіння – процес утворення солодей та осолоділих ґ. Згідно з теорією К.К.Гедройца, О. – процес деградації солонців, при якому обмінний Na^+ в ґ. поступово заміщується на H^+, а реакція ґрунтового розчину з лужної переходить у кислу.

Остепніння ґрунту – поява в профілі ґ. ознак, які притаманні ґ. степу, внаслідок зміни водного режиму.

Осушення – комплекс гідротехнічних та інших заходів по вилученню надлишкової кількості води з ґ. та з його поверхні з метою поліпшення аерації ґ.

Охорона ґрунтів – система заходів, які спрямовані на попередження ерозії, руйнування, забруднення, вторинного засолення ґ. і т.д., а також непродуктивного їх використання.

П

Пар термічний – один із засобів обробітку солонцевих або важких злитих ґ., який заключається у висушуванні на сонці і руйнуванні великих брил для поліпшення фізичного стану орного шару ґ.

Парагенезис мінералів – спільне перебування в земній корі мінералів, зв'язаних загальними умовами утворення. Вивчення П.м. має велике значення при пошуках і оцінці родовищ корисних копалин, що мають подібну геохімічну історію.

Пед – див. **агрегат ґрунтовий**.

Педон – найменша природна одиниця (елемент) ґрунтового покриву.

Педосфера – ґрунтовий шар Землі.

Пептизація ґрунту – розпад ґрунтових агрегатів на елементарні частинки внаслідок переходу ґрунтових колоїдів зі стану гелю в стан золю. П. може викликатися як природними чинниками (наприклад, у солонцевих горизонтах), так і штучно – насиченням ґ. одновалентними катіонами.

Переліг – ґрунт, залишений після декількох урожаїв на 8–15 років для "відпочинку" (відновлення родючості) при так званій перелоговій системі землеробства.

Період вегетаційний – період активної життєдіяльності рослин.

Петрографія – наука про гірські породи, які утворюються як поєднання кількох мінералів.

Підґрунтя – шар гірської породи, який залягає безпосередньо під товщею ґрунту. П. може бути того ж геологічного походження, що й материнська порода, або іншого (породи підстилаючі).

Підзоли – підзолисті ґрунти з різко вираженою диференціацією профілю за морфологічними ознаками, складом і властивостями.

Підзолисті ґрунти – зональний тип ґрунтів бореальних тайгово-лісових зон, сіалітні профільно-диференційовані ґрунти з такими найбільш характерними властивостями: значне збіднення мулом, фізичною глиною, півтораоксидами та основами верхніх горизонтів і збагачення їх кремнеземом, кисла реакція, висока ненасиченість основами, низький вміст гумусу (від 1 до 4%).

Підтип ґрунтів – групи ґрунтів у межах типу, що якісно вирізняються проявом основного і додаткового процесів ґрунтоутворення, часто підтипи ґрунтів виділяються як перехідні утворення між близькими (географічно або генетично) типами ґрунтів (опідзолені чорноземи, дерново-підзолистий ґ. або типовий і звичайний чорноземи, каштанові, темно-каштанові ґрунти і т.д.).

Піроксени – мінерали з групи ланцюгових силікатів зі структурою з одиничних ланцюгів. До П. належать ряд мінералів: енстатит, діопсид, авгіт, егірин та ін.

Піролюзит – мінерал із групи оксидів і гідрооксидів марганцю (MnO_2.)

Піски зандрові – піски, відкладені потужними водно–льодовиковими потоками, які складають поверхню зандрових і флювіогляціальних рівнин.

Піскування – спосіб поліпшення водно-фізичних властивостей ґ. через полегшення його гранулометричного складу; П. полягає в збагаченні верхнього шару ґ. піском. П. застосовується в овочівництві, садівництві та квітництві.

Пісок фізичний – частинки твердої фази ґрунту, розмір яких більший за 0,01 мм.

Плагіоклази – каркасні силікати групи польових шпатів, утворюють безперервну ізоморфну серію від альбіту $Na[AlSi_3O_8]$ до анортиту $CaAl_2Si_2O_8$.

Плантаж [син.: плантажна оранка] – глибока оранка з обертанням скиби на глибину 50–70 см і більше.

Пласт (шар) – форма залягання осадових і багатьох метаморфічних гірських порід; геологічне тіло щодо однорідного складу, обмежене практично рівнобіжними поверхнями – підошвою і покрівлею; товщина П. у багато разів менше від довжини.

Пластичність ґрунту – здатність вологого ґрунту змінювати форму під впливом зовнішньої сили зі збереженням суцільності та наданої форми після усунення зовнішньої сили.

Плато – піднесена рівнина, обмежена чітко вираженими уступами.

Платформа – одна з головних глибинних структур земної кори, що характеризується малою інтенсивністю тектонічних рухів, магматичної діяльності і плоским рельєфом. Мають двоярусну будівлю: нижній ярус (фундамент П.) утворює комплекси сильнозім'ятих, метаморфізованих і пронизаних гранітами порід; верхній ярус (платформений чохол) складений спокійно залягаючими переважно осадовими і почасти вулканогенними товщами.

Плейстоцен – нижній відділ, що відповідає найбільш тривалій епосі четвертинного періоду. Характеризується загальним похолоданням клімату Землі і періодичним виникненням у помірних широтах великих материкових зледенінь.

Пливун – дрібний пісок або крупний пил із невеликою домішкою глинистих або мулистих частинок, якому властива деяка плинність у стані насиченості водою.

Площа водозбірна [син.: басейн] – територія, з якої стікають поверхневі або підземні води до водних артерій – річок, озер, а також до безстічних западин.

Поверхні полігональні – ті, що розбиті пониженнями або тріщинами на багатокутники. Утворюються в результаті висихання, усадки та кріогенних процесів або сумісного впливу цих факторів.

Поверхня питома ґрунту – сумарна поверхня всіх частинок ґ., віднесена до 1 г або 1см³; найчастіше виражається в м²/г або м²/см³.

Поверхнево-глейові ґрунти – група ґ., які тимчасово перезволожуються та оглеюються під впливом поверхневих вод.

Повітропроникність ґрунту – здатність ґрунту пропускати через себе повітря.

Повітрообмін – обмін повітрям між ґ. та атмосферою внаслідок змін температури та вологості ґ., змін атмосферного тиску, пересування води, а також під впливом вітру та дифузії.

Повітроємність ґрунту – об'єм ґрунтових пор, які утримують повітря, при вологості ґ., яка відповідає найменшій вологоємкості. Виражається у % від об'єму ґ.

Повітря ґрунтове – гази, які знаходяться в ґрунті. Розрізняють: а) п.ґ. адсорбоване, поглинене ґрунтовими часточками й утримуване на їх поверхні в ущільненому стані сорбційними силами; б) п.ґ. защемлене, яке знаходиться в порах ґ., з усіх сторін ізольованих вологою; в) п.ґ. розчинене в ґрунтовій волозі; г) п.ґ. вільне, яке знаходиться в порах ґ., вільно переміщується в них і контактує з атмосферним повітрям.

Повітряні властивості ґрунту – властивості, які визначають поведінку ґрунтового повітря: повітропроникність ґ., повітроємність ґ., здатність ґ. поглинати гази та обмінюватися ними із зовнішньою атмосферою. Залежать від пористості та структури ґ., кількості вологи в ньому.

Повсть лісова – різновид лісової підстилки. Формується з рослинного опаду в трав'янистих лісах.

Повсть степова – густо переплетені відмерлі сухі стебла та листя, що знаходяться на поверхні степових цілинних ґрунтів.

Поглинання необмінне – поглинання ґрунтом катіонів або аніонів, яке не супроводжується виділенням у розчин еквівалентних кількостей іонів іншого роду.

Поглинальна здатність ґрунту – здатність ґ. вбирати й утримувати різні речовини з навколишнього середовища. Розрізняють: механічну, фізичну, фізико-хімічну, хімічну та біологічну П.з.ґ.

Поглинання фізичне [син.: необмінне, аполярне] – здатність ґ. поглинати речовини у вигляді цілих молекул. Таким шляхом ґ. поглинаються (сорбуються) гази, пари, масла, фарби.

Поживні речовини в ґрунті – речовини або елементи, які потрібні для живлення рослин. Найголовніші з них – азот, фосфор, калій, сірка, залізо.

Польові шпати – мінерали з групи каркасних силікатів без додаткових аніонів.

Пори [син.: пустоти] – різноманітні за розмірами і формою проміжки між первинними часточками та агрегатами ґ., які зайняті повітрям або водою.

Пористість ґрунту (син.: порозність, шпаруватість] – сумарний об'єм пор між твердими часточками ґ. та всередині них, виражений у відсотках від загального об'єму ґ. в непорушеному стані.

Пористість ґрунту капілярна – сумарний об'єм пор, які заповнюються водою при капілярному зволоженні ґрунту.

Пористість ґрунту міжагрегатна – сумарний об'єм пор між агрегатами, виражений у % від об'єму всього ґ.

Пористість ґрунту некапілярна – сума крупних пор і проміжків між структурними окремостями та часточками ґрунту.

Поріг коагуляції – найменша концентрація електроліту, яка викликає початок коагуляції золів ґрунтових колоїдів.

Породи осадові – П., які вкривають порівняно тонкою оболонкою (в середньому близько 5 км) майже всю поверхню земної кори. Основний матеріал, з якого утворилися осадові породи, вивітрені магматичні породи.

Породи підстилаючі – шар породи, який залягає під ґрунтотворною породою і відрізняється від неї за складом і властивостями та не охоплений процесом ґрунтоутворення.

Породи органогенні – П., які складаються переважно із залишків рослинних і тваринних організмів (торф, трепел, сапропель та ін.).

Породи ґрунтотворні [син.: породи материнські] – гірські породи, з яких утворюються ґ.

Потенційна кислотність ґрунту [син.: пасивна] – кислотність ґ., зумовлена вмістом обмінно-увібраних іонів водню та алюмінію в колоїдному комплексі ґ.

Потенціал окисно-відновний ґрунту – міра напруженості та напрямку окисно-відновних процесів. Вимірюється в мВ як обернений потенціал гладкого платинового (рідше платинованого) або іншого індиферентного електрода, зануреного у вологий ґ. За нульове значення беруть потенціал нормального водневого електрода. В автоморфних аерованих ґ. ОВП лежить у межах 300–600 мВ; заболочування та оглеєння знижують ОВП до 200 мВ і нижче.

Потужність ґрунту – загальна глибина профілю ґ. (см) від денної поверхні до мало зміненої породи. П.ґ. може коливатися в значних межах залежно від умов ґрунтоутворення і типу ґ. – від декількох см до 2–3 м і більше.

Похил (нахил) ріки – відношення падіння ріки на певній її ділянці до довжини останньої; виражається в промілле (‰), рідше – у відсотках (%).

Присипка кремнеземиста – тонкий сірий або білуватий наліт на поверхнях структурних окремостей в опідзолених чорноземах, підзолистих, сірих лісових, осолоділих ґ., солодях і др.

Провінція ґрунтова – частина ґрунтової підзони або зони, яка відрізняється специфічними особливостями ґ. та умов ґрунтоутворення, зумовленими різницею у зволоженні, континентальності клімату, температурі.

Пролювій – відклади тимчасових бурхливих гірських потоків. Накопичуються біля підніжжя гір. Характерна ознака П. – гетерогенність складу.

Промерзання ґрунтів – охолодження ґ. нижче 0°С, яке супроводжується замерзанням ґрунтової вологи.

Промочування наскрізне – зволоження всієї товщі ґрунту внаслідок просочування вологи від денної поверхні до дзеркала підґрунтових вод.

Просадка – явище опускання ділянок денної поверхні внаслідок зменшення об'єму ґрунтово-підґрунтової маси, що викликається вилуговуванням розчинних солей, таненням льодових лінз або перепакуванням мінеральних часточок під впливом змочування. Проявляється на поверхні у вигляді западин, тріщин і т.п.

Профіль ґрунту – сукупність генетично зв'язаних горизонтів, що закономірно змінюють один одного в ґ., на які розділяється материнська гірська порода в процесі ґрунтотворення.

Процес ґрунтотворний [син.: ґрунтоутворення] – процес утворення ґ. із материнської породи під впливом факторів ґрунтоутворення (рослинність і тваринний світ, клімат, рельєф, вік місцевості).

Процеси анаеробні – процеси перетворення органічних і мінеральних речовин в ґ. , які відбуваються при недостатньому надходженні в ґ, кисню або при його повній відсутності, що веде до появи відновлених або недоокиснених сполук.

Процеси аеробні – протікають у ґ. при достатньому надходженні кисню.

Процеси ґрунтові – сукупність усіх фізичних, хімічних, біологічних та ін. процесів, які відбуваються в ґ. за час його розвитку, а також сьогодні.

Псевдоміцелій – міцелій дріжджів, гіфи якого складені клітинами, що утворилися шляхом брунькування, а не ділення, як у справжньому міцелії грибів. Так само іменують виділення дрібнокристалічного кальциту у вигляді тонких ниточок, що помітні на стінках ґрунтового розрізу (див. "карбонати в ґрунті").

Р

Радіоактивність ґрунтів – здатність ґ. до випромінювання альфа-, бета-, гамма-променів, зумовлена наявністю в ґ. і материнських породах природних і штучних радіонуклідів.

Рівнини – ділянки поверхні суші, дна океанів і морів, що характеризуються незначними коливаннями висот. На суші розрізняють Р., що лежать нижче рівня моря, низинні (висотою до 200 м), височини (від 200 до 500 м) і нагірні (вище 500 м).

Регресія моря – повільне («вікове») відступання моря від берегів, що відбувається внаслідок підняття суші, опускання океанічних чи дна зменшення обсягу води в океанічних басейнах (напр., під час льодовикових епох). Р. неодноразово відбувалися протягом геологічної історії, збігаючись з епохами горотворення. Сучасна геологічна епоха – час Р., зв'язаної з альпійським горотворенням.

Рельєф – сукупність нерівностей земної поверхні, різноманітних за обрисами, розмірами, походженням, віком, історією розвитку. Складається з додатних (опуклих) і від'ємних (увігнутих) форм. Р. утвориться переважно у результаті тривалого одночасного впливу на земну поверхню ендогенних і екзогенних процесів.

Рифт – лінійно витягнута (декілька сотень і тисяч км) щілиноподібна або грабеноподібна структура розтягання земної кори, шириною від декількох десятків до декількох сотень км, обмежена розломами; являє собою систему грабенів і горстів з амплітудою вертикального зсуву до кількох км.

Рифтогенез – закономірна стадія розвитку земної кори (утворення геосинклінальних рухливих поясів; перетворення їх в ерогенні – гірські споруди; завершальна стадія – утворення океанів).

Розряд ґрунтів – таксономічна одиниця класифікації ґ. Група ґ. у межах різновиду, яка виділяється за мінералого-петрографічними особливостями ґрунтотворних порід.

Районування агрогрунтове – система поділу земної поверхні за ознаками подібності та різниці в ґрунтовому покриві з урахуванням усього комплексу природних факторів, що впливають на урожай: клімат, рельєф, рослинність і тваринний світ, ґрунтотворні та підстилаючі породи, природні води.

Реакція ґрунтового розчину [син. реакція ґрунту] – співвідношення концентрацій іонів водню H^+ та гідроксилу OH^- у водній або сольовій (KCl) витяжці з ґрунту. Виражається водневим показником pH.

Реградація – термін, який у ґрунтознавстві звичайно застосовується для визначення процесів повернення до попередньої стадії ґрунтоутворення.

Режим вологості ґрунту – сукупність усіх кількісних і якісних змін вологості ґ. у часі.

Режим водний ґрунту – сукупність усіх процесів надходження води в ґ., її пересування в ґ., зміни її фізичного стану в ґ. та її витрати з ґ. (Див. Типи водного режиму ґрунтів).

Режим гідротермічний ґрунту – сукупність усіх явищ надходження, витрат і переносу тепла та вологи в ґ.

Режим окисно-відновний ґрунту – сукупність окисно-відновних процесів, які викликають зміни в часі окисно-відновного потенціалу в профілі ґ.

Режим повітряний ґрунту – сукупність всіх явищ надходження повітря в ґ., його переміщення в ґ., витрат з ґ., обміну газами між ґ., атмосферним повітрям, твердою та рідкою фазами ґ., споживання та виділення окремих газів живим населенням ґ.

Режим поживний ґрунту – зміна вмісту в ґ. доступних для рослин поживних речовин протягом вегетаційного періоду; залежить від валових запасів поживних речовин, умов їх мобілізації в ґ. і від внесених добрив.

Режим тепловий ґрунту – сукупність явищ теплообміну в системі приземний шар повітря – рослина – ґрунт – гірська порода, а також процесів теплопереносу та теплоакумуляції в самому ґ.

Рекультивація ґрунтів – комплекс заходів, спрямованих на відновлення продуктивності порушених ґрунтів, а також на поліпшення навколишнього середовища.

Реліктові ґрунти – ґ., які за багатьма властивостями не відповідають сучасним фізико-географічним умовам. Можна розпізнавати власне Р.ґ., в яких реліктові властивості переважають, та ґ. із реліктовими ознаками, в яких домінують властивості, зв'язані з сучасними умовами ґрунтоутворення.

Рендзини [син.: дерново-карбонатні ґ.] – ґ., які формуються на малопотужній товщі продуктів вивітрювання вапняків, доломітів та ін. щільних карбонатних порід в умовах промивного водного режиму під лісовою рослинністю. Р. звичайно щебенисті, збагачені гумусом (до 12–15%), закипають із поверхні.

Рента земельна – це частка додаткового прибутку, яку отримує землевласник, зумовлена наявністю власності на землю. Вона за способом утворення поділяється на диференціальну ренту I і диференціальну ренту II.

Рента земельна диференціальна I – Р.з.д.I утворюються дією об'єктивних факторів при однакових затратах живої та уречевленої праці при одному й тому ж рівні інтенсивності господарювання.

Рента земельна диференціальна II – Р.з.д.II утворюється в результаті дії суб'єктивних факторів на одних і тих же земельних ділянках за рахунок різного рівня інтенсифікації виробництва.

Ретроградація добрив – перехід легкозасвоюваних рослинами форм поживних речовин добрив у ґ. у незасвоювані або важкозасвоювані форми.

Речовини гумусові специфічні – власне гумусові речовини, що входять до складу органічної частини ґрунту.

Речовини зольні – мінеральні речовини, які лишаються в попелі після спалювання органічної маси рослин.

Речовини меліоруючі [син.: хімічні меліоранти] – Р., що застосовуються для меліорації лужних або кислих ґ. і впливають на реакцію, склад і співвідношення компонентів у ґрунтових розчинах і поглинальному комплексі. До Р.м.. належать гіпс, вапно, хлористий кальцій, сірчанокисле залізо, сірка, сірчана кислота та ін.

Речовини поживні – речовини, необхідні для живлення рослин.

Речовини поживні рухомі – легкорозчинні в різних витяжках форми сполук поживних речовин у ґ., які вважаються легкодоступними для рослин.

Ризосфера – об'єм ґ., який безпосередньо прилягає до коріння рослин і відрізняється високою біологічною активністю.

Різновид ґрунту – таксономічна одиниця класифікації ґ. Група ґ. у межах виду, які відрізняються гранулометричним складом.

Рогова обманка – група ланцюгових силікатів зі здвоєних ланцюжків (амфіболи).

Родючість ґрунту – здатність ґ. задовольняти потреби рослин у поживних речовинах, воді, біотичному та фізико-хімічному середовищі. Розрізняють: Р.ґ. потенціальну, або природну, що виникла в процесі ґрунтоутворення і залежить від запасів поживних речовин і природних режимів, і Р.ґ. ефективну, яка створюється завдяки агрозаходам при використанні ґ. як засобу виробництва. Р.ґ. практично оцінюється врожайністю сільгоспрослин.

Родючість ґрунту економічна – економічну родючість ґрунту треба розглядати як порівняльну вартісну оцінку врожаю, вирощеного на одиниці площі ґрунту.

Розріз ґрунтовий – вертикальна стінка ями (шурфу), яка розкриває профіль ґ.

Розсоли – природні води з мінералізацією понад 80 г/дм^3.

Розсолонцювання – процес зміни складу поглинутих катіонів і властивостей солонцевих ґ., який протікає природним шляхом або викликається меліоративними заходами. При цьому відбувається зменшення вмісту обмінного натрію та поліпшення водно-фізичних та інших властивостей солонцевих горизонтів. Основним меліоративним прийомом розсолонцювання є заміна обмінного натрію іоном кальцію з гіпсу та вилучення легкорозчинних солей промиванням ґ.

Розчин ґрунтовий – волога ґрунтова з розчиненими в ній газами, мінеральними та органічними речовинами; рідка фаза ґ. Р.ґ. формується плівковою, капілярною або гравітаційною формами води (найчастіше всі три форми). Бере участь у ґрунтотворному процесі, у фізико-хімічних і біологічних реакціях, у живленні рослин.

Рослини культурні – рослини, властивості яких настільки змінені селекцією, що не здатні жити в природних угрупованнях, тобто це рослини, які живуть лише в умовах, створених людиною.

Русло – найбільш понижена частина річкової долини, по якій відбувається стік води в межень. Рівнинні ріки мають звивисте в плані Р. і характеризуються чергуванням більш глибоких ділянок (плесів) із більш мілкими (у т.ч. перекатами).

Руслова потік – узагальнена назва кожного водного потоку (ріки, струмка, каналу), незалежно від розміру і походження, що протікає у розробленому ним руслі і формує його у у відповідності зі своїми особливостями (витратою, швидкостями плину, ухилом і ін.).

Русловий процес – сукупність процесів, що виникають при взаємодії руслового потоку з породами, що складають русло. Р.п. визначає розвиток рельєфу русла і режим його сезонних змін: розмиви дна і берегів, перенос і відкладення наносів.

С

Самомеліорація солонців – спосіб меліорації солонців без внесення хімічних речовин, який базується на залученні до орного шару гіпсу або вапна, що містяться в ґрунті, шляхом плантажної оранки.

Сапропель – відклади, які утворюються на дні озер. С. складається із залишків рослинних і тваринних організмів, змішаних з мінеральними речовинами, які приносяться водою та вітром і перетворюються в анаеробних умовах. С. являє собою драглеподібну масу оливкового або ясно-сірого кольору.

Сапрофіти – рослини, які живляться готовими органічними речовинами відмерлих організмів. До них належать деякі види водоростей, грибів, актиноміцетів, бактерій та паразитичних квіткових рослин. До С. також відносять вільно існуючі гетеротрофні мікроорганізми, що беруть участь у мінералізації органічних речовин у ґрунті.

Сідловина – зниження між вершинами гірських хребтів або височин.

Сірі лісові ґрунти – утворюються під суббореальними широколистяними лісами в умовах помірно континентального, а також під модринними та березовими лісами в умовах континентального клімату. В межах типу С.л. ґ. виділяють три підтипи: ясно-сірі, сірі й темно-сірі.

Сіроземи – ґ. зі слабодиференційованим профілем. Формуються в пустельно-степовій зоні субтропічного поясу, переважно на лесах і лесоподібних суглинках. Розділяються на три підтипи: ясні, типові, темні.

Седиментація – осадонакопичення.

Сель – грязеві чи грязекам'яні потоки, що раптово виникають у руслах гірських рік унаслідок різкого паводка, викликаного інтенсивними зливами, бурхливим сніготаненням і іншими причинами.

Сидерація – заорювання в ґрунт спеціально вирощених зелених рослин (сидератів), які збагачують його азотом і органічними речовинами.

Сидерит – мінерал групи безводних карбонатів. Формула $FeCO_3$. В ґ. зустрічається рідко. Можлива присутність у ґрунтотворних породах і ґ. при відновних умовах (болотних, лучних, заплавних).

Силікати шаруваті – мінерали, основу структури яких складають шари, складені з тетраедричних кремнекисневих та октаедричних алюмомагнійгідроксильних поверхів. До

С.ш. належать глинисті мінерали.

Симбіоз – співжиття організмів різних видів в умовах тісного просторового контакту, з якого партнери (симбіонти) отримують взаємну вигоду, наприклад бульбочкові бактерії та бобові рослини, гриби і водорості у лишайниках, вищі рослини і гриби.

Синерезис – явище, властиве колоїдам. Суть його полягає в тому, що під дією сил поверхневого натягу, зменшуючись в об'ємі, гель витискує із себе воду, зв'язану з міцелами.

Синеклиза – великий (до кількох сотень км у поперечнику) положистий прогин шарів земної кори в межах платформ, що має переважно неправильні округлі обриси; нахил шарів на крилах виміряється частками градуса.

Синкліналь – складка шарів гірських порід, звернена опуклістю вниз. Внутрішня частина С. складена молодшими відкладами, а зовнішня – більш давніми.

Синклінорій – великий (десятки і сотні км довжиною) і складний вигин складчастих товщ гірських порід, що має в цілому синклінальну форму.

Система позначень горизонтів ґрунту – прийняті в ґрунтознавстві скорочені позначення горизонтів і шарів ґрунту у вигляді індексів (напр.: А, В, С або Н, Е, І, Р).

Систематика ґрунтів – розподіл ґрунтів у певному порядку, система таксономічних одиниць (див. Класифікація ґрунтів). Часто в літературі вживається як синонім терміна "класифікація ґ."

Скелетні ґрунти – ґ., які складаються переважно з вивітрених уламків щільних порід, змішаних з дрібноземом.

Склад ґрунту агрегатний – вміст фракцій агрегатів різних розмірів. Виражається в % від маси абсолютно сухого ґрунту.

Склад ґрунту валовий хімічний – вміст у ґ. Si, Al, Fe, Mn, Ca, Mg, K, Na, P, S та мікроелементів (або їх оксидів), виражений в % від маси абсолютно сухого ґрунту. При визначенні С.ґ.в.х. враховують втрати при прожарюванні, вміст вуглекислоти карбонатів, гумусу, гіпсу, водорозчинних солей.

Склад ґрунту гранулометричний – вміст у ґ. частинок ґрунтових елементарних різного розміру, які об'єднуються у фракції гранулометричних елементів. Виражається в % від маси сухого ґрунту.

Складення ґрунту – за С.І.Долговим, під складенням ґ. розуміють характер взаємного розташування в просторі елементарних ґрунтових частинок і ґрунтових агрегатів і притаманні цьому розташуванню об'єм і конфігурацію порового простору ґ. Основні показники складення ґ.: щільність, пористість.

Складка (складчаста деформація) – форма порушеного залягання шарів гірських порід, що характеризується їхнім вигином без порушення цілісності.

Смектити – мінерали з групи шаруватих силікатів, мають тришарову (2:1) лабільну структуру.

Смуга лісова полезахисна – штучні лісові насадження у формі смуг, призначені для захисту ґрунту від вітрової ерозії, поліпшення водного режиму, захисту сільгоспрослин від суховіїв тощо.

Соліфлюкція – зсування по мерзлому підґрунтю відталого шару ґ. або підґрунтя, перенасиченого водою, звичайно суглинкового гранулометричного складу та в умовах кріогенезу.

Солоді – галогенні різко диференційовані звичайно гідроморфні ґрунти, що мають морфологічні та фізико-хімічні властивості, зумовлені наявністю обмінних H^+ та Al^{3+} у колоїдному комплексі верхніх генетичних горизонтів; наділені кислою реакцією ґрунтового розчину.

Солонець – ґ., в якому обмінний натрій складає >15% від ємності поглинання в ілювіальному горизонті.

Солонцюваті ґрунти – група ґрунтів різних типів, які (на родовому рівні) мають морфологічні та фізико-хімічні властивості, зумовлені наявністю обмінного Na в колоїдному комплексі. За ступенем вираження солонцюватості С.ґ. поділяються на слабо-, середньо- та сильносолонцюваті.

Солончаки – група ґрунтів, які містять у профілі високі концентрації легкорозчинних солей, особливо в поверхневих шарах (0,5–2,0% в 0-30 см шарі).

Сольфатари – струмені сірчистого і сірководневого газу з температурою від 100 до 300 °С, що виділяються з тріщин земної кори у вулканічних районах.

Сталагміти – натічні мінеральні утворення (частіше вапняні) у вигляді конусів, стовпів, що ростуть із підлоги печер і інших підземних порожнин у карсті назустріч сталактитам і нерідко зливаються з ними.

Сталактити – натічні мінеральні утворення (частіше вапняні), що звішуються у вигляді бурульок, бахроми і т.п. зі стелі і верхніх частин стін печер та інших підземних порожнин у карсті.

Стариця – цілком або частково відокремлена від ріки ділянка її колишнього русла.

Стійкість ґрунту екологічна – здатність ґрунту зберігати свої параметри в умовах дії зовнішнього фактору в тому діапазоні значень, який забезпечує стабільність функціонування екосистеми в цілому.

Стік – стікання, переміщення вільної води по земній поверхні або в ґрунтовій товщі. Виділяють такі основні типи С.: поверхневий, внутрішньоґрунтовий, дренажний, підземний.

Стиглість ґрунту – стан ґ. за вологістю, при якому ґ. найліпше піддається обробітку, добре кришиться з найменшим тяговим зусиллям.

Структура ґрунтового покриву – форми просторових змін елементарних ґрунтових ареалів, різною мірою генетично зв'язаних між собою, що створюють певний просторовий малюнок.

Структура ґрунту – окремості (агрегати, грудки) різної величини, форми, якісного складу, на які розпадається ґ. у стані фізичної стиглості. Кожний агрегат (грудка) – комплекс механічних елементів, зв'язаних у макро- (діаметр більше 0,25 мм) та мікроагрегати (менше 0,25 мм) органомінеральними колоїдами, коренями рослин, детритом.

Структура ґрунту агрономічно цінна – водостійкі агрегати з пористістю не нижче 40%, розміром від 0,25 до 10 мм, вміст яких зумовлює сприятливий фізичний стан і біологічну активність ґрунту.

Структура ґрунту кубоподібна – тип структури ґ. (за Захаровим С.В.), ознакою якого є кубоподібна форма макроагрегатів – однаковість усіх трьох осей.

Структура ґрунту плитоподібна – тип структури ґ. (за Захаровим С.В.), ознакою якого є розвиток макроагрегатів за двома горизонтальними осями.

Структура ґрунту призмоподібна – тип структури ґ. (за Захаровим С.В.), ознакою якого є видовжена форма макроагрегатів, із переважним розвитком по вертикальній осі.

Структурність ґрунту – здатність ґ. розпадатись на окремі грудочки або агрегати при розпушуванні його в умовах оптимальної вологості.

Ступінь еродованості ґрунтів – ступінь руйнування (зменшення потужності або зникнення) верхніх найбільш родючих горизонтів ґ. внаслідок водної та вітрової ерозії. Визначається через порівняння з нееродованим аналогом того ж ґ.

Ступінь насиченості ґрунту основами – відношення суми обмінних катіонів до суми тих же катіонів і величини гідролітичної кислотності ґ.

Сума обмінних катіонів – загальна кількість катіонів, які можуть бути витіснені з незасоленого та безкарбонатного ґ. нейтральним сольовим розчином. Виражається в мг–екв на 100г ґ.

Супісок – ґрунт, у якому міститься від 10 до 15–20 % фізичної глини.

Суспензія [син.: завись] – дисперсна система, в якій дисперсною фазою є тонко подрібнене тверде тіло, а дисперсійним середовищем – рідина.

Суфозія – винос дрібних мінералів, часто розчинених водою, що фільтрується в товщі гірських порід.

Т

Таксон – це послідовно супідрядні систематичні категорії, що відображають об'єктивно існуючі в природі групи ґрунтів.

Таксономія ґрунтів – система одиниць групових підрозділів ґ. різного рангу (тип, підтип, рід, вид, різновид) в їх взаємній супідрядності для систематики та класифікації.

Твердість ґрунту – властивість ґрунту чинити опір стисканню та розклинюванню. Вимірюється за допомогою твердоміра і виражається в кг/см². Залежить від гранулометричного складу, ступеня гумусованості, структурності, складу обмінно-увібраних катіонів, вологості та ін. факторів.

Тектоніка – галузь геології, що вивчає розвиток структури земної кори і її зміни під впливом тектонічних рухів і деформацій, зв'язаних із розвитком Землі в цілому.

Тектонічна структура – 1) будова земної кори в цілому; 2) сукупність складчастих і розривних порушень, що визначають геологічну будову території; 3) форма залягання гірських порід у кожному геологічному тілі (напр., синкліналі, антикліналі).

Тектонічні цикли – певна послідовність тектонічних процесів, завдяки яким геосинкліналь перетворюється в платформу. Охоплюють інтервали геологічного часу тривалістю 150 -200 млн. років і більше. Завершуються епохами складчастості. Т.ц. – не цілком тотожні один одному і розглядаються як етапи загальної спрямованої еволюції земної кори.

Тектонічний розрив – порушення цілісності гірських порід у результаті рухів земної кори (скидання, зрушення, вскиди, насування й інші).

Теплові властивості ґрунту – сукупність властивостей, які визначають процеси поглинання, передачі та віддачі тепла. Основними Т.в.ґ. є теплоємність, теплопровідність, тепловіддача.

Теплоємність ґрунту – кількість тепла в калоріях, яка необхідна для нагрівання 1 г або 1 см³ ґрунту на 1°С.

Теплопровідність ґрунту – здатність ґрунту проводити тепло. Вимірюється кількістю тепла (в дж), що проходить за 1 с через поперечний розтин ґ. в 1 см² при градієнті температури в 1° на відстань 1 см (дж/см² за с).

Тепловий баланс ґрунту – сукупність усіх видів надходження та витрат тепла в ґ. за певний проміжок часу. Є кількісною характеристикою теплового режиму ґ.

Тепловий режим ґрунту – сукупність явищ і процесів, пов'язаних із надходженням, переносом, акумуляцією та віддачею тепла ґрунтом.

Теплові меліорації ґрунтів – заходи з регулювання теплового режиму ґ. (мульчування, снігозатримання, зрошення та ін.).

Термальні води (син. терми) – підземні води, температура яких перевищує 20 °С (за іншими визначеннями, вище середньорічної температури повітря даної місцевості). Терми з температурою понад 37 °С називають абсолютними.

Термокарст – процес нерівномірного просідання ґрунтів, що підстилають гірські породи унаслідок танення підземного льоду; в результаті Т. утворюються западини, провалля, аласи. Т. розповсюджений переважно в області розвитку багаторічно мерзлих гірських порід.

Терра роса (terra rossa) – слаборозвинені ґ., які формуються в умовах субтропічного вологого із сухим сезоном середземноморського клімату на окристалізованих вапняках. Характеризуються червоним забарвленням.

Тиксотропність ґрунту – здатність деяких ґ. у перезволоженому стані розріджуватись (набувати плинності) під дією механічних сил (струшування, перемішування) і знову переходити в твердий стан при перебуванні в спокої. Типова для мерзлотних ґрунтів.

Типи водного режиму ґрунтів – відповідно до класифікації, розробленої Ґ.М.Висоцьким та доповненої О.А.Роде, розрізняють такі основні Т.в.р.ґ. (всього їх 14): 1) мерзлотний; спостерігається в області багаторічної мерзлоти; 2) промивний – переважно в областях, де

середня річна сума опадів перевищує середнє річне випаровування; 3) періодично промивний – в областях, де середня річна сума опадів приблизно дорівнює середньому річному випаровуванню; 4) непромивний – переважно в областях, де середня річна сума опадів відчутно менша за середнє річне випаровування; 5) випітний – створюється в областях, де річне випаровування значно перевищує річну суму опадів, але близько до денної поверхні підходять ґрунтові води; 6) десуктивно-випітний; близький до попереднього, але ґрунтові води та їх капілярна кайма залягають глибше, а витрати води з них проходять шляхом відсмоктування вологи з капілярної зони корінням рослин.

Тип ґрунту – основна таксономічна одиниця класифікації ґ., яка застосовується в Україні. Т.ґ. – велика група ґрунтів, що розвиваються в однотипових біологічних, кліматичних, гідрологічних умовах і характеризуються яскравим проявом основного процесу ґрунтоутворення при можливому сполученні з іншими процесами.

Типи температурного режиму ґрунтів – за класифікацією В.М.Дімо, виділяються такі Т.т.р.ґ.: 1) мерзлотний: середньорічна температура профілю ґ. має від'ємний знак; 2) тривало-сезонно-промерзаючий: середньорічна температура профілю ґ. переважно вище нуля; ґрунт промерзає глибше 1 м; 3) сезонно-промерзаючий: середньорічна температура профілю ґ. вище нуля; сезонне промерзання може бути короткочасним (декілька днів) і тривалим (не більше 5 місяців).

Тиск осмотичний ґрунтового розчину – тиск, зумовлений сукупністю всіх розчинених речовин, які містяться в ґрунтовому розчині.

Токсикоз ґрунту – властивість ґ. пригнічувати ріст і розвиток рослин у результаті утворення та накопичення в ньому токсичних продуктів метаболізму мікроорганізмів і виділень рослин.

Токсичність солей – властивість різних легкорозчинних солей викликати пригнічення розвитку та отруєння рослинних організмів внаслідок підвищення осмотичного тиску в ґрунтових розчинах і порушення надходження води та поживних елементів, а також порушення фізіологічних функцій рослини.

Торф – органічна порода, яка складається з рослинних залишків, змінених у процесі болотного ґрунтоутворення, та поховання цих залишків під їх наростаючою товщею в умовах анаеробіозису.

Торфоутворення – процес накопичення на поверхні ґ. або в заростаючих водоймищах напіврозкладених рослинних решток внаслідок загальмованої гуміфікації та мінералізації відмираючих органів рослин.

Торфовище – болото з шаром торфу більше 0,5 м.

Точка ізоелектрична амфолітоїдів – параметр реакції середовища (pH), при якому амфотерна сполука має нульовий знак заряду. Наприклад, $Al(OH)_3$ при pH=8,1; $Fe(OH)_3$ – при pH=7,1 і т.д.

Трансгресія моря – наступ моря на сушу в результаті опускання останньої, підняття океанічного дна або збільшення об'єму води в океанічному басейні (напр., після танення покривних льодовиків). Відомі протягом усієї геологічної історії.

Транспірація – випаровування рослинами в атмосферу пароподібної вологи в процесі їх життєдіяльності.

Трог – річкова долина з коритоподібним поперечним профілем як наслідок денудації гірсько-долинним льодовиком.

У

Удобрення зелене – див.: **сидерація**.

Удобрення основне – внесення добрив до посіву або посадки с.-ґ. культур. Є основним джерелом поживних речовин для рослин протягом вегетації.

Удобрення рядкове – місцеве припосівне внесення добрив в один рядок із насінням, ізольоване невеликим прошарком ґрунту.

Усадка ґрунту – зменшення об'єму ґрунту внаслідок підсихання. Залежить від гранулометричного складу, вмісту колоїдів та складу обмінних катіонів. Типово для торф'яних ґрунтів.

Устя – місце впадання ріки в іншу ріку, озеро (вдсх.), море. Основні типи У.: естуарії та дельти.

Ф

Фаза – сукупність однорідних за складом матеріальних комплексів, які входять до складу системи та мають границю розділу з іншими Ф. системи. В ґрунті розрізняють чотири Ф.: тверда, рідка, газоподібна та біофаза (жива).

Фактори ґрунтотворення – елементи природного середовища, під впливом яких утворюються ґ. Поняття про Ф.ґ. введене в науковий обіг В.В.Докучаєвим і є частиною його вчення про ґ. Ним виділено п'ять Ф.ґ. – ґрунтотворні породи, живі та відмерлі організми, клімат, рельєф і вік країни. В сучасному ґрунтознавстві до зазначених Ф.ґ. додається ще господарська діяльність людини, яка значною мірою сприяє ґрунтоперетворенню.

Фактори родючості ґрунту – до природних ф.р.ґ. належать вміст поживних речовин, водний, повітряний і температурний режими, фізичні умови, відсутність шкідливих для рослин речовин. До соціально-економічних – фактори, зумовлені господарською діяльністю людини.

Фауна ґрунтова – сукупність тварин, що населяють ґ., які перебувають у ньому все своє життя або тимчасово, в будь-якій стадії індивідуального розвитку.

Фація – 1) фізико-географічні умови (або обстановка) опадонакопичення з усіма особливостями середовища – її його динамікою, хімічним режимом, органічним світом, глибиною і т.д. (напр., відкладами селевих потоків, кори вивітрювання, коралові, глибоководні); 2) гірська порода або осади, що виникають у певних фізико-географічних (геохімічних, тектонічних і т.д.) умовах; 3) у ландшафтознавстві – елементарна морфологічна одиниця географічного ландшафту, структурна частина урочища.

Фералітизація – процес вивітрювання в тропічних та екваторіальних умовах, який полягає в руйнуванні алюмосилікатів і силікатів та виносі кремнезему й основ із горизонтів ґрунту.

Фізика ґрунту – розділ ґрунтознавства, який вивчає фізичні процеси (механічні, теплові, гідрологічні та ін.), що протікають у ґ., та властивості ґ., зумовлені цими процесами.

Фізико-механічні властивості ґрунту – сукупність властивостей ґ., які визначають його чутливість до зовнішніх і внутрішніх механічних впливів: твердість, пластичність, в'язкість, липкість, плинність, усадка, опір розриву, стискуванню, тертю ґ. з металом та іншими матеріалами, питомий опір ґ. та ін.

Фізико-хімічне поглинання в ґрунті (син.: обмінне) – здатність ґрунту обмінно поглинати з розчину окремі іони.

Фільтрація [син.: просочування] – низхідне пересування вологи в ґрунті.

Фірн – щільний зернистий сніг, що утворюється на льодовиках і сніжниках вище снігової межі внаслідок тиску вищележачих шарів, поверхневого танення і вторинного замерзання води, яка просочується в глибину.

Фітомеліорація – система заходів, спрямованих на поліпшення природних умов шляхом використання і культивування рослинних угруповань (створення лісосмуг, вирощування меліоративних культур тощо).

Фітоценоз – стале рослинне угруповання, сукупність популяцій, пов'язаних умовами місцезростання й взаєминами в межах більш чи менш однорідного комплексу факторів середовища.

Флексура – тектонічна структура у вигляді коліноподібного перегину шарів гірських порід.
Фліш – потужна серія морських осадових гірських порід переважно уламкового походження, що характеризується ритмічним чергуванням декількох літологічних різновидів шарів, гранулометричним складом, розміри якого зменшується нагору по розрізі.
Флювіогляціальні відклади [син.: водно-льодовикові] – продукт діяльності потоків талих вод льодовиків. Поширені в зоні Полісся України.
Фотосинтез – синтез зеленими рослинами органічних речовин з вуглекислого газу і води за допомогою світлової енергії, що вбирається хлорофілом. Основний процес новоутворення органічних речовин на Землі, трансформації сонячної енергії в енергію хімічних зв'язків.
Фракція гранулометричних елементів [син. ф. гранулометрична] – сукупність елементарних частинок ґ. певного розміру.
Фульвокислоти – препарати жовтозабарвлених органічних речовин, вилучених зі складу гумусу і штучно переведених у кислотну форму. Інший погляд – складова частина гумусу.
Фумароли – струмені гарячих вулканічних газів, а також пари води, що перейшли в рідкий стан (фумарольні терми).

Х

Халцедон – волокнистий кварц, у ґ. зустрічається у вигляді уламків неправильної форми.
Хелати [син.: комплексони] – сполуки органічних речовин із металами, в яких атом металу зв'язаний із двома або з більшою кількістю атомів органічної сполуки (комплексоутворювача).
Хемосинтез – синтез органічних речовин із вуглекислого газу та інших неорганічних речовин без участі світла, за рахунок енергії, вивільненої при окисненні неорганічних речовин. Здійснюється мікроорганізмами.
Хемосорбція – поглинання газів, парів, розчинених речовин рідкими або твердими сорбентами з утворенням на поверхні розділу нового компонента. В ґ. можуть хемосорбуватися аніони PO_4^{3-}, SO_4^{2-}, CO_3^{2-}.
Хімізація сільського господарства – комплекс заходів, який полягає в широкому та планомірному використанні хімічних засобів і методів для підвищення урожаю с.-ґ. культур, поліпшення властивостей ґ. та якості с.-ґ. продукції, підвищення продуктивності тваринництва, захисту корисних рослин і тварин від шкідників, хвороб і несприятливих умов існування.
Хімічне поглинання в ґрунті – поглинання ґрунтом аніонів за рахунок хімічних реакцій з утворенням важкорозчинних солей.
Хімія ґрунтів – розділ ґрунтознавства, предметом вивчення якого є склад, структура сполук, фізико-хімічні та колоїдно-хімічні властивості мінеральної та органічної частин ґ., їх взаємодія, зміни при сільськогосподарському використанні ґ., а також хімічні методи дослідження та аналізу ґ.
Хлорити – група шаруватих, залізистих, магнієвих, алюмінієвих силікатів.
Хрящ – вуглуваті (не обкатані) уламки або зерна гірських порід розміром від 2 до 10 мм.

Ц

"Цвітіння" ґрунту – інтенсивне розмноження мікроскопічних водоростей на поверхні та у верхньому шарі ґ. зі зміною його забарвлення.
Цеоліти – мінерали групи водних алюмосилікатів лугів і лужних земель з незкінченним тримірним аніонним кремнекисневим каркасом.
Цілинні ґрунти – ґ., які ніколи не використовувались у землеробстві і знаходяться під природною рослинністю.
Цунамі – морські хвилі, що виникають у результаті зрушення нагору або вниз протяжних ділянок

морського дна при підводних і прибережних землетрусах. Швидкість поширення Ц. від 50 до 1000 км/год; висота в області виникнення від 0,1 до 5 м, в узбережжі від 10 до 50 м і більше.

Ч

Чорноземи – тип нейтральних ізогумусових суббореальних ґ. Будова профілю: гумусовий горизонт (Н+Нр) виражений дуже добре, рівномірно профарбований гумусом, від темно-сірого до майже чорного забарвлення, часто зернистої або зернисто-грудкуватої структури; перехідний горизонт сірий із бурувато-коричневим відтінком та укрупненням структури. Ґ. характеризуються високим вмістом гумусу (до 15% у цілинних варіантах) у верхніх 10 см та дуже поступовим його зменшенням із глибиною.
Чорноземоподібні ґрунти – термін, який вживається для найменування ґ., що за профілем нагадують чорноземи (наприклад, гірсько-лучні ґ., чорноземоподібні ґ. прерій і т. ін.).

Ш

Шар'яж, тектонічний покрив – пластина гірських порід товщиною від перших сотень м до кількох км, переміщена по пологохвилястій поверхні розриву на відстань у декілька десятків км (іноді більше сотні км). Одна з причин утворення – поперечний горизонтальний стиск у геосинклінальних системах.
Шельф (материкова відмілина) – вирівняна частина підводної окраїни материків, що прилягає до берегів суші і характеризується загальною з нею геологічною будовою. Глибини краю Ш. звичайно 100 -200 м, але в окремих випадках досягають 1500 – 2000 м; ширина до 1500 км. Загальна площа Ш. близько 32 млн. км^2.
Шток – відносно невелике інтрузивне тіло неправильної форми, що наближається до циліндричного; звичайно стрімкого падіння; рудний Ш. – тіло суцільних чи майже суцільних руд; вимірюється десятками метрів у поперечнику.
Штучні ґрунти – ґ., які створюються в процесі рекультивації земель із порушеним ґрунтовим покривом, а також органомінеральні суміші, які використовуються в теплицях, парниках, оранжереях.

Щ

Щебінь – часточка ґрунтова, елементарна, вуглуватої форми розміром 4–20 см (за В.В.Охотіним).
Щільність покриття – заповнення поверхні ґрунту рослинами при розгляданні рослинного покриву зверху.
Щільність складення ґрунту – маса абсолютно сухого ґ. в одиниці об'єму непорушеної будови (г/см^3). Залежить від гранулометричного складу, природи мінералів, вмісту органічних речовин, структурного стану ґ. тощо.
Щільність твердої фази ґрунту – відношення маси ґрунту до маси, що дорівнює об'єму води, взятої при температурі +4 °С. Щ.т.ф.ґ. залежить від мінералогічного складу та вмісту гумусу.

Я

Ядро гумінових кислот – частина гумінових кислот, яка негідролізується і представлена бензоїдними структурами. Включає азотисті гетероцикли, частково – амінокислоти, вуглеводи, ліпіди тощо.

АВТОРСЬКИЙ ПОКАЖЧИК

Авдоніна М.С. 435
Авіценна 133
Александрова Л.М. 138, 139, 465
Андрущенко Г.О. 142
Антипов-Каратаєв І.М. 138, 371
Аристотель 280
Ахтирцев Б.П. 330
Базилевич Н.І. 201
Балюк С.А. 142
Барановський В.А. 72
Бах 274
Берг Л.С. 110
Бекон Ф. 133
Берендт Г. 134
Берцеліус Й.Я. 133, 280, 472
Біленко Д.К. 120, 140
Білоусов К.Г. 139
Болотов А.Т. 133
Борисяк М.Д. 135, 333
Бреус Н.М. 142, 199
Булигін С.Ю. 59,
Бусенго Ж.Б. 133
Вадюніна А.Ф. 248
Ваксман С. 138
Валеріус Н. 133
Ван-Гельмонт 133
Вегенер А. 34
Веклич М.Ф. 119, 120, 123
Великий А. 133
Вернардер Н.Б. 140, 142
Вернадський В.І. 10,12, 20, 137, 138, 139, 173, 272
Веселовський К.С. 134
Виноградов А.П. 197
Висоцький Г.М. 137, 146, 160, 171, 238, 249, 463, 489
Вігнер Г. 213
Віленський Д.Г. 160
Вільямс В.Р. 136, 137, 168, 280, 281, 308, 313, 330, 333
Власик П.А. 140
Возбуцька А.Є. 226
Вознюк С.Т. 142, 143
Волобуєв В.Р. 139
Вольвач Ф.В. 447
Гедройц К.К. 137, 181, 182, 212, 216, 217, 218, 220, 227, 313, 371, 372, 375, 458, 470, 480
Герасимов І.П. 110,120, 138, 139, 179, 181, 294, 314, 387, 392
Гермашенко В.Г. 447
Геррасовітц Г. 138
Гінзбург І.М. 47,
Глазовська М.А. 138, 181, 297
Глінка К.Д. 119, 136, 137, 160, 167, 181, 297, 314, 369, 371
Гоголєв І.М. 142
Годлін М.М. 142
Горбунов М.І. 196
Грабецька Н.О. 47
Греслі А. 124
Гринь Г.С. 140, 141, 142, 160
Грінченко О.М. 138, 140, 141, 142, 281, 282, 369, 371
Гроссу-Толстий А.І. 134
Дарвін Ч. 203, 266
Деві Г. 133, 280
Де Віллар 392
Дедю І.І. 451
Демидієнко О. Я. 142
Демолон А. 138
Джоел А. 138
Дімо М.О. 263, 264, 369, 490
Добряк Д.С. 404
Докучаєв В.В. 4, 110, 129, 134, 135, 137, 138, 139, 158, 160, 161, 167, 284, 291, 293, 294, 297, 300, 301, 309, 313, 330, 333, 335, 369, 375, 379, 410, 433, 491
Долгов С.І. 487
Дояренко А.Г. 238
Дюшофур Ф. 139, 314
Еверсман Е.А. 134
Ейхвальд Е.І. 135, 333
Заморій П.К. 119
Заславський М.М. 58
Захаров С.О. 150, 151, 152, 154, 160, 167, 235, 294, 3 92, 488
Земятченський П.А. 371
Золотарьов Г.С. 55
Зонн С.В. 181, 314
Іванова О.М. 138, 369, 371
Ізмаїльський О.О. 238
Йєнні Г. 215
Камбелл Д. 138
Канаш О.П. 404
Канівець І.І. 140, 142
Каурічев І.С. 138, 181, 220, 223, 375
Качинський 154, 188, 190, 231, 238, 246, 463, 464, 472
Кваллен 333
Кейльгак К. 109
Кисіль В.Д. 142
Кларк Ф.У. 191, 472
Клечковський В.М. 276
Клєпінін М.К. 139
Ковалишин Д.І. 142
Ковда В.А. 131, 138, 161, 173, 177, 181, 209, 216, 247, 249, 369, 371, 424, 433, 439, 443
Колоколов М.Ф. 139
Колумелла 281
Коммонер Б. 443
Комов І.М. 133
Кононова М.М. 139, 204, 207, 454
Коржинський С.Г. 330
Корчагіна З.А. 248
Коссович П.С. 136, 238
Костичев П.А. 136, 137, 313, 333
Красовський Ф.М. 22
Кресценцій П. 133
Крилов П.Н. 330
Крігер М.І. 108
Крокос В.І. 119, 140
Кропоткін П.О. 110
Крупський М.К. 138, 140, 141, 142, 160
Купрін 273
Куниця М.О. 120
Курилов В.В. 139
Кубинський П.А. 142
Кубієна В. 181
Кюльбель А. 133
Лактіонов М.І. 138, 142, 452, 463, 464, 478, 453, 454, 465, 479
Лактіонова Т.М. 453
Ларіонов О.К. 108,
Лайяль Ч. 8,
Лебедянцев А.М. 285
Леверетт Ф. 109
Левченко Ф.І. 139
Лебедєв О.Ф. 71, 238, 460,461
Литовченко М.С. 142
Лібіх Ю. 133, 280
Лісовий М.В. 142
Ломоносов М.В. 133, 280, 333
Льюіс Ч. 34,
Мазур Г.А. 283
Майєр А. 134
Марбут К.Ф. 138
Матвіїшина Ж.М. 122
Матссон С. 138
Махов Г.Г. 140
Медведєв В.В. 142
Милий В.В 265
Мінашина Н.Г. 369
Мінєєв В.Г. 227
Мішустін С.Н. 176, 443
Можейко О.М. 138, 141, 142, 369, 371
Моторина Л.В. 430,
Мульдер Т. 133, 472
Мургочі Г. 386
Мурчісон Р. 135, 333
Муха В.Д. 142, 185, 203, 283
Набоких О.І. 119, 139, 330
Надточій П.П. 447
Назаренко І.І. 142, 143, 195, 199, 251, 394
Немков Г.І. 453
Неуструєв С.С. 180, 294
Новикова Г.В. 142, 369
Носко Б.С. 142
Обручев В.О. 64, 109
Овчинников В.А. 430
Орлов Д.С. 138, 139
Охотін В.В. 464, 493
Павлов А.П. 110, 133
Паліссі Б. 133, 280
Паллас П.С. 133, 333
Пальман Х. 215
Панніков В.Д. 227
Петербургський А.В. 276
Петцгольд А. 333
Позняк С.П. 143
Полинов Б.Б. 47, 110, 138, 139, 160
Полупан М.І. 142
Польчина С.М. 195, 199
Пономарьова В.В. 138, 139, 313
Попов Т.І. 375
Прасолов Л.І. 138, 294
Прескотт Дж. 138
Прянишников Д.М. 273
Раманн Е. 386
Рассел Д. 138, 139
Резніченко В.В. 119
Ризположенський Р.В. 386
Ріхтгоффен Ф. 109
Роде О.А. 138, 179, 181, 238, 240, 249, 489
Розанов Б.Г. 156, 216, 249
Розов М.М. 138
Розумний І.А. 404
Рупрехт Ф.І. 135, 333
Самбур Г.Н. 142
Севергін В.М. 134
Секі Т. 138
Сергєєв Є.М. 47,
Сіренко Н.О. 120
Сибірцев М.М. 110, 136, 188, 297, 300, 313, 369
Скворцов Ю.О. 110
Скорина С.А. 142
Скриннікова І.М. 138
Смага І.С. 195, 199
Сміт А. 34, 446
Соболєв С.С. 62, 478
Соколовський О.Н. 138, 140, 141, 142, 160, 208, 217, 222, 369, 454, 465, 466
Спиридонов О.І. 52
Сукачов В.Н. 318
Талієв В.І. 330
Теєр 280
Тихоненко Д.Г. 142
Тонконогов В.Д. 198
Топольний Ф.П. 393
Травлєєв А.П. 142, 143
Третяк А.М. 288
Трофимов В.Т. 15,
Трускавецький Р.С. 142, 325
Турло Н.М. 119
Тутковський П.А. 109
Тюрго А. 133, 290
Тюрін І.В. 138, 207, 209, 210, 272, 308, 454
Фаллу Ф. 134
Федоровський М.С. 139
Ферсман А.Є. 472
Фляйг В. 139, 205
Фролов М.І. 139
Чаславський В.І. 134
Чемберлін Т. 109
Чесняк Г. Я. 142
Шикула М.К. 142
Шпрентель К. 133, 280
Шуман Г. 100, 102
Ярков С.П. 375
Яровенко А.Ф. 142

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА

Основна

1. Динамическая геоморфология / Под ред. Г.С.Ананьева и др.– М.: Изд-во Моск. ун-та, 1992.
2. Дмитрук Ю.М. Геологія екзогенних процесів: Навчальний посібник. – Чернівці: Рута, 2001.
3. Добровольский В.В. География почв с основами почвоведения. – М.: Высш. шк., 1989.
4. Докучаев В.В. Русский чернозем // Избр. соч. – М.: Госсельхозиздат, 1948. – Т.1.
5. Иванова М.Ф. Общая геология с основами исторической геологии. – М.: Высш. шк., 1980.
6. Короновский Н.В., Якушова А.Ф. Основы геологии. – М.: Высш. шк., 1991.
7. Назаренко І.І. Ґрунтознавство: Навчальний посібник: У 2 ч. – Чернівці: Рута, 1998 – 1999.
8. Назаренко І.І., Польчина С.М., Нікорич В.А. Ґрунтознавство: Підручник. – Чернівці: Книги XXI, 2004.
9. Общая геология. / Якушова А.Ф. и др. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988.
10. Полевой определитель почв / Под ред. Н.И.Полупана и Б.С.Носко, В.П.Кузьмичова и др. – К.: Урожай, 1981.
11. Польчина С.М. Ґрунтознавство. Головні типи ґрунтів: У 2 ч. – Чернівці: Рута, 2000 – 2001.
12. Почвоведение / Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Агропромиздат,1989.
13. Почвоведение. В 2 ч./Под ред. В.А.Ковды, Б.А.Розанова. – М.:Высш.шк.,1988.
14. Почвы Украины и повышение их плодородия: В 2 т. – К.: Урожай, 1988.Т.1-2.
15. Практикум по почвоведению/ Под ред. И.С.Кауричева. – М.: Колос, 1980.
16. Соколовский А.Н. Сельскохозяйственное почвоведение. – М.: Сельхозгиз, 1956.
17. Тлумачний словник з агрогрунтознавства / За ред. М.І.Лактіонова, Т.М.Лактіонової. – Харків, 1998.
18. Чорний І.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К.: Вища шк., 1995.
19. Lecture Notes on the Major Soils of the World / Land and Water Digital Media series CD # 19, FAO, 2002

Додаткова

1. Агропочвоведение / В.Д. Муха, Н.И. Картамішев, И.С. Кочетов, Д.В. Муха; Под. ред. В.Д. Мухи. – : Колос, 1994. – 528 с.
2. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. – Л.: Наука, 1980.
3. Александрова Л.Н., Найдёнова О.А. Лабораторно-практические занятия по почвоведению. – Л.: Агропромиздат, 1989.
4. Атлас почв СССР. – М.: Колос, 1974.
5. Атлас почв Украинской ССР / Под ред. Н.К.Крупского и Н.И. Полупана. – К: Урожай, 1979.
6. Афанасьева Т.В., Василенко В.И., Терешина Т.В., Шеремет Б.Б. Почвы СССР. – М.: Мысль, 1979.
7. Вернадский В.И. Биосфера. – М.: Мысль, 1974.
8. Вернандер Н.Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства. – К., 1966
9. Волобуев В.Р. Введение в энергетику почвообразования. – Л.: Наука, 1974.
10. Воронин А.Д. Основы физики почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1986.
11. Герасимова А.С., Королев В.А. Проблемы устойчивости геологической среды к техногенным воздействиям / Гидрогеология и инженерная геология. Обзор. – М.: Геоинформмарк, 1994.

12. Глазовская М.А. Почвы мира.: В 2 т. – М.: Изд-во Моск.ун-та, 1972 – 1973.
13. Горбунов Н.И. Минералогия и физическая химия почв. – М.: Наука, 1974.
14. Дедю И.И. Экологический энциклопедический словарь. – Кишинев: Гл. ред. МСЭ, 1990.
15. Димо В.Н. Тепловой режим почв СССР. – М.: Колос, 1972.
16. Дмитрук Ю.М. Методичні вказівки до практичних занять з мінералогії з основами петрографії. – Чернівці: Вид. Чернів. ун-ту, 1993.
17. Дмитрук Ю.М. Методичні вказівки до практичних занять з геології. - Чернівці: Рута, 2002.
18. Добровольский Г.В., Урусевская И.С. География почв. – М.: Изд-во Моск.ун-та, 1984.
19. Дюшафур Ф. Основы почвоведения. – М.: Прогресс, 1970.
20. Зонн С.В., Травлеев А.П. Географо-генетический аспекты почвообразования, эволюции и охраны почв. – К.: Наук. думка, 1986.
21. Зонн С.В., Травлеев А.П. Алюминий. Роль в почвообразовании и влияние на растения. – Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1992.
22. Канівець В.І. Життя ґрунту. – К.: Аграрна наука, 2001.
23. Классификация и диагностика почв СССР. – М.: Колос, 1977.
24. Ковда В.А. Основы учения о почве: В 2 кн. – М.: Наука, 1973.
25. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. – М.: Изд-во АН СССР, 1963.
26. Королев В.А. Мониторинг геологической среды. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995.
27. Краткий геологический словарь для школьников / Под ред. Г.И. Немкова. – М.: Недра, 1989.
28. Кригер Н.И. Лесс. Формирование просадочных свойств. – М.: Наука, 1986.
29. Крупенников И.А. История почвоведения. – М.: Наука, 1981.
30. Лактіонов М.І. Агрогрунтознавство: Навч. посібник / Харк. держ. аграр. ун-т. ім.В.В.Докучаєва. – Харків: Видавець Шуст А.І., 2001.
31. Лебедева Н.Б. Пособие к практическим занятиям по общей геологии. М.: Изд-во Моск.ун-та, 1986.
32. Лобова Е.А., Хабаров А.В. Почвы. – М.: Мысль, 1983.
33. Минералогическая энциклопедия / Под ред. К.Фрея. – Л.: Недра, 1985.
34. Надточій П.П., Вольвач Ф.В., Гермашенко В.Г. Екологія ґрунту та його забруднення. – К.: Аграрна наука, 1998.
35. Назаренко И.И. Окультуривание подзолистых оглеенных почв. – М.: Наука, 1981.
36. Новиков Ю.В. Экология, окружающая среда и человек. – М.: Агентство "ФАИР", 1998.
37. Орлов Д.С. Химия почв. – М.: Изд-во Моск.ун-та, 1985.
38. Пономарёва В.В. Теория почвообразовательного процесса. – Л.: Изд-во АН СССР, 1964.
39. Пономарёва В.В., Плотникова Т.А. Гумус и почвообразование. – Л.: Наука, 1980.
40. Почвы УССР / Н.Б.Вернандер, М.М.Годлин, Г.Н.Самбур, С.А.Скорина. – К.-Х.: Изд-во с.-х. литературы, 1951.
41. Прасолов Л.И. Генезис, география и картография почв. – М.: Наука, 1978.
42. Природа Чернівецької області / За ред. К.І.Геренчука. – Львів: Вища шк.,1978.
43. Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге: В 2 т. – М.: Наука, 1965 – 1969.
44. Русский чёрнозем – 100 лет после Докучаева. – М.: Наука, 1983
45. Родючість ґрунтів. Моніторинг та управління / За ред. В.В.Медведєва. – К.: Урожай, 1992.
46. Розанов Б.Г. Морфология почв. – М.:Изд-во Моск.ун-та, 1983.
47. Соколов В.Н. Проблема лессов // Соросовский образовательный журнал. – 1996. – № 9
48. Тюрюканов А.Н. О чем говорят и молчат почвы. – М.: Агропромиздат, 1990.
49. Фисуненко О.П., Пичугин Б.В. Практикум по геологии. – М.: Просвещение, 1985.
50. Шуман В. Горные породы и минералы. – М.: Мир, 1986.

ЗМІСТ

ВСТУП 3

ЧАСТИНА 1. ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ

РОЗДІЛ 1
ГЕОЛОГІЯ ТА ГЕОМОРФОЛОГІЯ В СИСТЕМІ ПРИРОДНИЧИХ НАУК **5**
1.1. Геологія в системі наук про природу 5
1.2. Методи геологічних досліджень 7
1.3. Геоморфологія як наука 9
1.4. Розвиток геології як екологічної науки 10
1.4.1. Сучасні проблеми екологічної геології 10
1.4.2. Передумови формування екологічної геології 10
1.4.3. Геологічні особливості сучасної екологічної кризи 11
1.4.4. Техногенний вплив на геологічне середовище 13
1.4.5. Екологічна роль і функції літосфери 18
1.5. Геологія в системі наук про Землю 19

РОЗДІЛ 2
ФОРМА, РОЗМІРИ І БУДОВА ЗЕМЛІ **22**
2.1. Форма Землі 22
2.2. Внутрішні оболонки Землі 22

РОЗДІЛ 3
ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ **29**
3.1. Поняття про ендогенні і екзогенні процеси 29
3.2. Процеси внутрішньої динаміки 29
3.2.1. Тектонічні рухи земної кори 30
3.2.2. Поняття про тектоносферу Землі 34
3.2.3. Характеристика магматизму 35
3.3. Екзогенні процеси 36
3.3.1. Поняття про вивітрювання 36
3.3.2. Типи вивітрювання, їх комплексність і характеристика 38
3.3.3. Стійкість мінералів до процесів вивітрювання 45
3.3.4. Стадійність і зональність процесів вивітрювання 47
3.3.5. Кори вивітрювання: види, генезис, поширення 49
3.4. Схили і процеси на схилах 50
3.4.1. Поняття: схил, схилоутворюючий і схиловий процеси; види та морфологія схилів 50
3.4.2. Характеристика типів схилів (за О.І.Спиридоновим) 52
3.4.3. Зсувні, обвальні та осипні процеси на схилах 54
3.4.4. Делювіальні процеси та ерозія на схилах 57
3.4.5. Процеси, пов'язані з площинними і русловими потоками 59
3.5. Геологічна діяльність головних екзогенних факторів 64
3.5.1. Геологічна робота вітру 64
3.5.2. Геологічна робота рік 66
3.5.3. Геологічна робота підземних вод 70
3.5.4. Геологічна робота льодовиків 74
3.5.5. Геологічна робота моря 77

РОЗДІЛ 4
РЕЛЬЄФ І РЕЛЬЄФОУТВОРЮЮЧІ ПРОЦЕСИ **80**

4.1. Загальні відомості про рельєф 80
4.1.1. Загальні відомості про рельєф України 83
4.2. Фактори формування рельєфу земної поверхні 84
4.3. Рельєф як результат взаємодії ендогенних та екзогенних процесів 84
4.4. Значення денудації та акумуляції для формування рельєфу 91
4.5. Класифікація рельєфоутворюючих процесів 95
4.6. Рельєф як компонент ландшафтів земної поверхні 95

РОЗДІЛ 5
РЕЧОВИННИЙ СКЛАД ЗЕМЛІ **100**
5.1. Головні мінерали гірських порід 100
5.2. Поняття про гірські породи і руди 100
5.3. Характеристика магматичних гірських порід 102
5.4. Метаморфізм і головні метаморфічні породи 105
5.5. Характеристика осадових гірських порід 107
5.5.1. Характеристика лесів 108
5.5.2. Поширення лесів 109
5.5.3. Походження лесів 109
5.5.4. Структура лесових порід 110

РОЗДІЛ 6
ҐРУНТОУТВОРЮЮЧІ (МАТЕРИНСЬКІ ПОРОДИ), ЇХНІЙ ГЕНЕЗИС, СКЛАД І ВПЛИВ НА ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ **113**
6.1. Генезис і поширення ґрунтоутворюючих порід 113
6.2. Вплив материнських порід на властивості ґрунтів 115

РОЗДІЛ 7
ОСОБЛИВОСТІ РОЗВИТКУ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА ПЕДОГЕНЕЗ У ЧЕТВЕРТИННОМУ ПЕРІОДІ **118**
7.1. Характеристика четвертинного періоду 118
7.2. Палеопедогенез 119
7.3. Фаціальний аналіз 123

ЧАСТИНА 2. ЗАГАЛЬНЕ ҐРУНТОЗНАВСТВО

РОЗДІЛ 8
ҐРУНТОЗНАВСТВО ЯК НАУКА **127**
8.1. Ґрунтознавство та його основні розділи 127
8.2. Поняття про ґрунт, його місце та роль у природі й діяльності людини 129
8.3. Історія розвитку ґрунтознавства 131
8.4. Розвиток ґрунтознавства в Україні 139
8.5. Ґрунтовий покрив як об'єкт землекористування 143

РОЗДІЛ 9
ФАЗОВИЙ СКЛАД І МОРФОЛОГІЧНА БУДОВА ҐРУНТУ **146**
9.1. Фазовий склад ґрунту 146
9.2. Морфологічна будова ґрунту 147
9.3. Основні морфологічні ознаки генетичних горизонтів 150
9.3.1. Забарвлення ґрунту 150
9.3.2. Структура ґрунту 151
9.3.3. Гранулометричний склад ґрунту 151
9.3.4. Складення ґрунту 154

9.3.5. Новоутворення і включення ... 155
9.4. Ґрунтовий профіль, ґрунтові горизонти та їх індексація ... 158
9.5. Переходи між горизонтами в профілі ... 165

РОЗДІЛ 10
ФАКТОРИ ТА УМОВИ ҐРУНТОТВОРЕННЯ ... 167
10.1. Загальні положення ... 167
10.2. Ґрунтотворні породи та їх категорії ... 168
10.3. Клімат ... 170
10.4. Рельєф ... 172
10.5. Роль живих організмів у ґрунтотворенні ... 173
10.6. Вік ґрунтів ... 176
10.7. Господарська діяльність людини ... 177

РОЗДІЛ 11
ҐРУНТОТВОРНИЙ ПРОЦЕС ... 179
11.1. Елементарні ґрунтові процеси та загальна схема ґрунтотворення ... 179
11.2. Типи ґрунтотворення ... 181

РОЗДІЛ 12
МІНЕРАЛЬНА ЧАСТИНА ТВЕРДОЇ ФАЗИ ҐРУНТІВ ... 185
12.1. Гірські породи як об'єкт вивітрювання ... 185
12.2. Вивітрювання гірських порід, його форми та види ... 186
12.3. Гранулометричний склад ґрунтів, його формування та класифікація механічних елементів ґрунтів ... 188
12.4. Мінералогічний та хімічний склад ... 191
12.5. Хімічний склад ... 196

РОЗДІЛ 13
ОРГАНІЧНА ЧАСТИНА ТВЕРДОЇ ФАЗИ ҐРУНТУ ... 201
13.1. Джерела гумусу ґрунтів, їх біологічна продуктивність і хімічна характеристика ... 201
13.2. Процеси перетворення органічних решток у гумус ... 203
13.3. Склад органічної частини ґрунту ... 205
13.4. Гумусний стан ґрунтів ... 208
13.5. Значення та екологічна роль органічної частини ґрунту ... 210

РОЗДІЛ 14
ҐРУНТОВІ КОЛОЇДИ. ПОГЛИНАЛЬНА ЗДАТНІСТЬ І ФІЗИКО-ХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ҐРУНТІВ ... 212
14.1. Склад і властивості ґрунтових колоїдів ... 212
14.2. Будова та фізичний стан ґрунтових колоїдів ... 213
14.3. Агрономічне значення ґрунтових колоїдів ... 217
14.4. Поглинальна здатність ґрунту та її види ... 217
14.5. Ємність поглинання та склад обмінно-поглинутих катіонів різних ґрунтів ... 220
14.6. Кислотність і лужність ґрунтів ... 222
14.7. Буферність ґрунтів ... 225
14.8. Принципи хімічної меліорації ґрунтів ... 227

РОЗДІЛ 15
АГРОФІЗИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТА СТРУКТУРА ҐРУНТІВ ... 229
15.1. Загальні фізичні та фізико-механічні властивості ґрунтів ... 229
15.2. Структура та структурність ґрунтів ... 234

15.3. Заходи з поліпшення фізико-механічних властивостей, збереження та відновлення ґрунтової структури ... 236

РОЗДІЛ 16
ВОДНІ ВЛАСТИВОСТІ ТА ВОДНИЙ РЕЖИМ ҐРУНТУ ... 238
16.1. Роль і значення води в природі та ґрунтових процесах ... 238
16.2. Рідка фаза ґрунту, ґрунтовий розчин ... 238
16.3. Форми води в ґрунті та їх доступність рослинам ... 240
16.4. Водні властивості ґрунту ... 245
16.5. Водний режим ґрунту, його вплив на ґрунтоутворення та агрономічні властивості ґрунтів ... 247

РОЗДІЛ 17
ПОВІТРЯНИЙ РЕЖИМ ҐРУНТІВ ... 252
17.1. Форми ґрунтового повітря та повітряно-фізичні властивості ґрунтів ... 252
17.2. Газообмін у ґрунті ... 255
17.3. Окисно-відновні процеси в ґрунтах ... 256

РОЗДІЛ 18
ТЕПЛОВІ ВЛАСТИВОСТІ ТА ТЕПЛОВИЙ РЕЖИМ ҐРУНТІВ ... 261
18.1. Тепловий режим ... 261
18.2. Регулювання теплового режиму ... 264

РОЗДІЛ 19
МІКРОБІОЛОГІЧНИЙ І ПОЖИВНИЙ РЕЖИМИ ҐРУНТУ ТА ЇХ РЕГУЛЮВАННЯ ... 266
19.1. Жива фаза ґрунту, еколого-географічне розповсюдження мікроорганізмів у ґрунтах ... 266
19.2. Взаємозв'язок ґрунтових мікроорганізмів і рослин ... 270
19.3. Азот у ґрунті і шляхи регулювання азотного режиму ... 272
19.4. Фосфор у ґрунті та шляхи регулювання фосфатного режиму ... 276
19.5. Калій у ґрунті та шляхи регулювання калійного режиму ... 278

РОЗДІЛ 20
РОДЮЧІСТЬ ҐРУНТУ ... 280
20.1. Фактори і закономірності природної родючості ґрунтів ... 281
20.2. Категорії ґрунтової родючості, їх суть і коротка характеристика ... 282
20.3. Підвищення родючості та окультурювання ґрунтів ... 284
20.4. Родючість різних типів ґрунтів та прийоми її розширеного відтворення ... 285
20.5. Родючість ґрунту і земельна рента ... 287
20.6. Закон "спадаючої родючості ґрунту", його критика ... 290

ЧАСТИНА 3. ЗОНАЛЬНЕ ҐРУНТОЗНАВСТВО

РОЗДІЛ 21
ГЕНЕТИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА, ГЕОГРАФІЯ ТА СІЛЬСЬКОГОСПОДАРСЬКЕ ВИКОРИСТАННЯ ҐРУНТІВ УКРАЇНИ ... 291
21.1. Географічне розповсюдження та класифікація ґрунтів ... 291
21.1.1. Закономірності територіального розміщення ґрунтів ... 291
21.1.3. Ґрунтово-географічне районування території України ... 294
21.1.4. Принципи класифікації ґрунтів ... 297
21.1.5. Номенклатура та діагностика ґрунтів ... 299

РОЗДІЛ 22
ҐРУНТИ ТАЙГОВО-ЛІСОВОЇ ЗОНИ (МІШАНИХ ЛІСІВ) УКРАЇНСЬКОГО ПОЛІССЯ **303**
22.1. Природні умови 303
22.2. Дернові ґрунти (Sod soils) 308
22.3. Дерново-підзолисті ґрунти (Derno-podzolic soils, Sod-podzolic soils) 312

РОЗДІЛ 23
БОЛОТНІ ҐРУНТИ (BOG SOILS) **318**
23.1. Умови формування та розвиток боліт 318
23.2. Болотні ґрунти та їх властивості 321
23.3. Використання болотних ґрунтів 324

РОЗДІЛ 24
ҐРУНТИ ЗОНИ ЛІСОСТЕПУ **326**
24.1. Умови ґрунтоутворення 326
24.2. Сірі лісові ґрунти (Gray forest soils) 330
24.3. Чорноземи Лісостепу (Chernozems, Black earths) 332
24.4. Сільськогосподарське використання ґрунтів Лісостепу 337

РОЗДІЛ 25
ҐРУНТИ ЗОНИ СТЕПУ **341**
25.1. Умови ґрунтоутворення 341
25.2. Чорноземи Степу (Chernozems, Black earths) 345
25.3. Каштанові ґрунти сухого Степу (Chestnut soils, Kastanozems) 346
25.4. Сільськогосподарське використання ґрунтів Степу 349

РОЗДІЛ 26
ҐРУНТИ ГАЛОГЕННОГО РЯДУ **352**
26.1. Засолені ґрунти, солончаки (Salty soils; Saline soils; Solonchaks) 352
26.2. Солонці (Alcali soils, Solonets) 371
26.3. Солоді (Solod'; Planosols) 374
26.4. Використання засолених ґрунтів 376

РОЗДІЛ 27
ҐРУНТОВИЙ ПОКРИВ КАРПАТСЬКОЇ ТА КРИМСЬКОЇ ГІРСЬКИХ ПРОВІНЦІЙ **379**
27.1. Загальні особливості ґрунтотворення на гірських схилах 379
27.2. Ґрунтовий покрив Українських Карпат. Бурі лісові ґрунти (Brown forest soils) 382
27.3. Ґрунтовий покрив Кримських гір. Коричневі ґрунти (Brown soils) 389
27.4. Використання гірських ґрунтів 393

РОЗДІЛ 28
АЛЮВІАЛЬНІ ҐРУНТИ (ALLUVIAL SOILS) **396**
28.1. Заплавне ґрунтоутворення 396
28.2. Класифікація та властивості алювіальних ґрунтів 398
28.3. Використання алювіальних ґрунтів 399

РОЗДІЛ 29
АГРОВИРОБНИЧЕ ГРУПУВАННЯ ТА БОНІТУВАННЯ ҐРУНТІВ **401**
29.1. Агровиробниче групування ґрунтів 401
29.2. Поняття про бонітування ґрунтів 403

29.3. Класифікація земель 404
29.4. Основні принципи і критерії бонітування ґрунтів 407
29.5. Методика бонітування ґрунтів 410

РОЗДІЛ 30
ОРГАНІЗАЦІЯ ТЕРИТОРІЇ ТА ЗЕМЛЕКОРИСТУВАННЯ **416**
30.1. Сівозміни та їх значення для сільськогосподарського виробництва 416
30.2. Залежність землекористування від ґрунтового покриву 417
30.3. Принципи організації території 419
30.4. Організація сільськогосподарських угідь і сівозмін по зонах 420

ЧАСТИНА 4. ОХОРОНА ҐРУНТІВ

РОЗДІЛ 31
ПАТОЛОГІЯ ҐРУНТІВ **424**
31.1. Патологія ґрунтового профілю та генетичних горизонтів 425
31.1.1. Охорона ґрунтів від ерозії та дефляції 425
31.1.2. Охорона ґрунтів від ерозії ущільнення 429
31.1.3. Виведення ґрунтів із діючих екосистем і рекультивація порушених ландшафтів 429

РОЗДІЛ 32
ПОРУШЕННЯ БІОЕНЕРГЕТИЧНОГО РЕЖИМУ ҐРУНТІВ ТА ЕКОСИСТЕМ **432**
32.1. Захист ґрунтів від девегетації та дегуміфікації 432
32.2. Ґрунтовтома, токсикоз і виснаження едафотопів 434

РОЗДІЛ 33
ПОРУШЕННЯ ВОДНОГО ТА ХІМІЧНОГО РЕЖИМУ ҐРУНТІВ **436**
33.1. Опустелювання ґрунтів 436
33.2. Селі та зсуви 437
33.3. Захист ґрунтів від процесів вторинного засолення, осолонцювання та злитизації 438
33.4. Вторинна кислотність ґрунтів 440
33.5. Охорона ґрунтів від переосушення 441

РОЗДІЛ 34
ЗАБРУДНЕННЯ ТА ХІМІЧНЕ ОТРУЄННЯ ҐРУНТІВ **443**
34.1. Захист ґрунтів від забруднення агрохімікатами 443
34.2. Захист ґрунтів від впливу продуктів техногенезу 445

РОЗДІЛ 35
ПАТОЛОГІЯ ҐРУНТІВ І ЗДОРОВ'Я ЛЮДИНИ **449**

РОЗДІЛ 36
МОНІТОРИНГ ҐРУНТІВ **451**

ТЕРМІНОЛОГІЧНИЙ СЛОВНИК **453**

АВТОРСЬКИЙ ПОКАЖЧИК **494**

РЕКОМЕНДОВАНА ЛІТЕРАТУРА **496**

Навчальне видання

І. І. НАЗАРЕНКО, С. М. ПОЛЬЧИНА, Ю. М. ДМИТРУК,
І. С. СМАГА, В. А. НІКОРИЧ

ҐРУНТОЗНАВСТВО
З ОСНОВАМИ ГЕОЛОГІЇ

Підручник

НБ ПНУС
701639

Комп'ютерний макет **Володимир Нікорич**
Літературна редакція **Оксана Вілінська**

Підписано до друку 01.03.06 р. Формат 70x100 $^{1}/_{16}$.
Гарнітура Times. Умов.-друк. арк. 40,95. Обл.-вид. арк. 38,53
Замовлення № 158

Видавництво „Книги – XXI"
Україна, 59000, м. Сторожинець Чернівецької обл., вул. О. Кобилянської, 7
Тел./факс: (0372)58-33-77, 8-050-9183202
e-mail: booksxxi@gmail.com
Свідоцтво про державну реєстрацію ДК № 1839 від 10.06.2004 р.

Друк МКП „Склавія-94", 58018, м. Чернівці, вул. Головна, 198-а