До 140-річчя географії і 30-річчя ґрунтознавства
у Львівському університеті
1883 – 2023 рр.
1993 – 2023 рр.

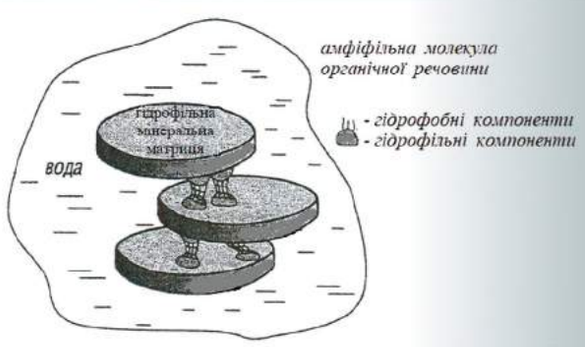
Ґрунтоутворення або ґрунтотворний процес полягає у формуванні в товщі кори вивітрювання вихідної гірської породи специфічного біокосного тіла природи з ієрархічною ґрунтовою структурою, набутті новоутвореним ґрунтом особливих властивостей і функцій з постійним динамічним відтворенням цих структур, властивостей і функцій у загальній динаміці геосферних процесів на земній поверхні

ISBN 978-617-10-0759-8
9 786171 007598

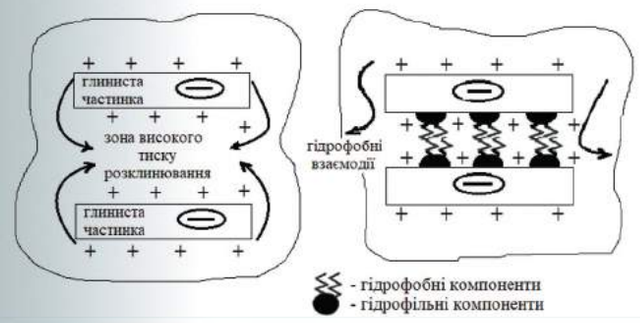
ҐРУНТОТВОРНІ ПРОЦЕСИ

Ігор Папіш
Галина Іванюк

Ігор Папіш, Галина Іванюк



ҐРУНТОТВОРНІ ПРОЦЕСИ



Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

ІГОР ПАПІШ
ГАЛИНА ІВАНЮК

ҐРУНТОТВОРНІ ПРОЦЕСИ

Навчальний посібник

Львів
2023

УДК 631.48
П 17

Рецензенти:
д-р геогр. наук, проф. *В. І. Михайлюк*
(Одеський державний аграрний університет);
д-р біол. наук, проф. *І. С. Смага*
(Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича);
д-р біол. наук, проф. *П. С. Гнатів*
(Львівський національний університет природокористування)

Рекомендовано до друку
Вченою радою Львівського національного університету імені Івана Франка.
Протокол №29/5 від 25 травня 2022 року

Папіш Ігор
П 17 Ґрунтотворні процеси : навч. посібник / Ігор Папіш, Галина Іванюк. – Львів : ЛНУ ім. Івана Франка, 2023. – 352 с.
ISBN 978-617-10-0759-8

Розглянуто складний комплекс явищ різнорівневої взаємодії між процесами малого біологічного і великого геологічного кругообігів речовини та енергії в біосфері, що є рушійною силою ґрунтоутворення. Розкрито сутність явища ґрунтоутворення шляхом пізнання мікропроцесів функціонування ґрунтової екосистеми й елементарних ґрунтотворних макропроцесів. Охарактеризовані умови формування і механізми розвитку основних ґрунтотворних процесів. Висвітлено генетичну природу твердофазних продуктів ґрунтоутворення в умовах природно-антропогенних і постагрогенних ландшафтів, особливості ґрунтоутворення в умовах агропедоґенезу. Подано необхідний перелік дидактичних матеріалів у формі практичних і тестових завдань, фахових запитань для самостійного опанування теоретичних основ і прикладних аспектів курсу “Ґрунтотворні процеси”. Посібник розроблено на основі засад Болонської декларації.

Для студентів спеціальності 103 Науки про Землю, 106 Географія та 101 Екологія, а також агрономічних і землевпорядних спеціальностей аграрних вузів.

УДК 631.48

© Папіш Ігор, Іванюк Галина, 2023
© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2023

ISBN 978-617-10-0759-8

ЗМІСТ

Вступ ……..…… 6
Частина 1. ПРОГРАМА КУРСУ ……... 11
Зміст модулів і тем курсу “Ґрунтотворні процеси”..……. 14

Частина 2. НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ТЕМ КУРСУ……..……. 17

Модуль 1
Розділ 1. **Ґрунтотворний процес (ґрунтоутворення)**…..... 17
1.1. Ґрунтоутворення та елементарні ґрунтотворні процеси (ЕҐП) ……... 19
1.1.1. Процеси функціонування ґрунтової системи і ґрунтотворні процеси ..……... 21
1.1.2. Хронологія процесів функціонування та ЕҐП … 24
1.1.3. Протилежні явища при ґрунтоутворенні …… 25
1.1.4. Комплект і комплекс ЕҐП …… 28
1.1.5. Стадійність ґрунтоутворення ……...…… 29
1.1.6. Тип ґрунтоутворення …… 38
1.1.7. Гетерогенність і полігенетичність ґрунтів ……. 39
1.2. Ґрунтові мікропроцеси ……..…….. 42
1.2.1. Фізичні мікропроцеси …….. 43
1.2.2. Фізико-хімічні мікропроцеси …….. 64
1.2.3. Біогенні мікропроцеси ……. 79
1.3. Процеси біогеохімії ґрунтоутворення …… 85
1.3.1. Великий геологічний кругообіг речовин …… 86
1.3.2. Вивітрювання гірських порід і мінералів ……... 88
1.3.3. Малий біологічний кругообіг речовин ……... 97
1.4. Режими ґрунтоутворення ……. 99
1.4.1. Водний режим ґрунту…… 100
1.4.2. Тепловий режим ґрунту ……...…… 106
1.4.3. Повітряний режим ґрунту ……..……... 110
1.4.4. Окисно-відновний режим ґрунту …… 112
1.5. Баланс ґрунтоутворення ……..……. 114
1.6. Енергетика ґрунтоутворення ……... 119
Завдання до розділу 1……..... 125

Тести до розділу 1……... 126
Контрольні запитання до розділу 1…….. 128

Розділ 2. **Елементарні ґрунтотворні процеси (ЕҐП)**……. 129
2.1. Біогенно-акумулятивні ЕҐП ……... 131
2.1.1. Процес підстилкоутворення……..……... 131
2.1.2. Гумусово-акумулятивний процес ……... 134
2.1.3. Дерновий процес …….. 155
2.1.4. Процес торфоутворення…… 156
2.2. Елювіальні ЕҐП ……. 157
2.2.1. Вилуговування ……..... 158
2.2.2. Лесиваж ……..… 165
2.2.3. Підзолистий процес …….. 174
2.2.4. Осолодіння ……. 182
2.2.5. Фероліз ……... 186
2.3. Ілювіально-акумулятивні ЕҐП ……. 187
2.4. Метаморфічні ЕҐП …… 194
2.4.1. Глейовий процес (оглеєння)…..……..... 194
2.4.2. Процеси оглинення (метаморфізація)…….. 205
2.4.3. Процес злитизації …….. 217
2.4.4. Процеси оструктурення ……..... 220
2.4.5. Буроземний процес ……... 230
2.4.6. Інші метаморфічні процеси …….. 236
2.5. Гідрогенно-акумулятивні ЕҐП …… 242
2.5.1. Процеси ксероморфних фаз педогенезу ……. 243
2.5.2. Процеси плювіальних епох ґрунтоутворення … 252
2.6. Педотурбаційні ЕҐП ……. 260
2.6.1. Фізична педотурбація ……... 260
2.6.2. Процеси гаплоїдизації (вертисолізація) …….. 261
2.6.3. Біотурбаційні процеси …….. 263
2.6.4. Агротурбаційні процеси ……... 265
2.7. Деструктивні ґрунтові процеси…...……. 267
2.7.1. Ерозія ……. 267
2.7.2. Дефляція (вітрова ерозія)……..... 269
2.7.3. Процеси механічної ерозії і поховання ґрунту .. 271
Завдання до розділу 2…… 272

Тести до розділу 2……..... 273
Контрольні запитання до розділу 2…… 277

Модуль 2
Розділ 3. **Твердофазні продукти ґрунтотворних процесів** 278
3.1. Процеси формування генетичних горизонтів і ґрунтового профілю в природних умовах …….. 279
3.1.1. Акумуляція і трансформація гумусу ……... 281
3.1.2. Акумуляція і перетворення грубої органічної речовини……. 284
3.1.3. Метаморфізм мінеральної речовини…… 288
3.1.4. Хемогенна диференціація …… 292
3.1.5. Текстурна (гранулометрична) диференціація … 295
3.1.6. Сольова диференціація ……. 299
3.1.7. Переміщення і змішування ґрунтової маси …… 301
3.2. Процеси антропогенної трансформації …….. 303
3.2.1. Агрогенний вплив на процеси і властивості ґрунтів……. 304
3.2.2. Процеси постагрогенного ґрунтоутворення …... 306
Завдання до розділу 3…… 311
Тести до розділу 3…….…… 311
Контрольні запитання до розділу 3…… 313

Розділ 4. **Контрастні форми агропедогенезу** …….. 314
4.1. Ґрунтоутворення на осушених землях ……... 314
4.2. Ґрунтоутворення на зрошуваних землях …… 318
4.3. Ґрунтоутворення на перелогах …… 321
4.4. Інтенсивність і швидкість змін параметрів агропедогенезу……... 326
Контрольні запитання до розділу 4……... 331

Частина 3. КРИТЕРІЇ ОЦІНЮВАННЯ ЗНАНЬ СТУДЕНТІВ…….. 333

Список літератури …… 337
Додатки……... 339
Предметний покажчик…….. 347
Авторський покажчик……... 350

ВСТУП

Навчальний посібник “Ґрунтотворні процеси” підготовлений авторами на основі узагальнення теоретичних і систематизації експериментальних даних різних природничих наук, із використанням критичного наукового аналізу в галузі ґенези ґрунтоутворення, практичного досвіду з діагностики ґрунтів і процесів ґрунтоутворення, картографування ґрунтового покриву різних природних зон.

Предметом досліджень є різнорівневі мікро- і макропроцеси та режими природного ґрунтоутворення, різноманітні явища антропогенної і постагроґенної трансформації ґрунтотворного процесу. Особливу увагу приділено процесам агропедоґенезу в умовах корінної і поверхневої меліорації, постагрогенної трансформації ґрунтів, виведених з інтенсивного сільськогосподарського використання через систему перелогів, природного залуження або заліснення. В окремих розділах посібника висвітлено не тільки генетичні питання ґрунтоутворення, а й прикладні аспекти прояву ґрунтотворних процесів, їхні твердофазні утворення, а також особливості антропогенного формування моделей та еталону ґрунтової родючості.

Основою навчального посібника є розділ про елементарні ґрунтотворні процеси різної генетичної природи. Завдяки детальному аналізу основних реакцій і явищ, які є складовою частиною ґрунтоутворення, розкриваються умови і механізми їхнього розвитку, особливості просторової локалізації і транслокації у профілі ґрунту і в географічному вимірі, критерії діагностики і твердофазні продукти ґрунтоутворення. У другій частині посібника охарактеризовано основні типи природних, природно-антропогенних і постагрогенних процесів формування ґрунтового профілю. Проаналізовано інтенсивність і швидкість проявів різних ґрунтотворних процесів при створенні моделей та еталонів родючості ґрунтів.

Ґрунтовно розглянуто процеси формування великої групи текстурно-диференційованих ґрунтів (підзолистих, дерново-під-

золистих, сірих лісових, солонців і солодей) та їхніх окультурених аналогів. Дискусія про ґенезу і природу ґрунтотворних процесів у цих ґрунтах триває донині. Саме ці ґрунти зазнають найбільш інтенсивного антропогенного впливу на процеси ґрунтоутворення. Їхній профіль найвиразніше реагує на зовнішні втручання з утворенням нехарактерних для них твердофазних продуктів ґрунтоутворення. В часи економічної скрути, а також унаслідок розвитку деградаційних процесів і кризових явищ, малородючі текстурно-диференційовані ґрунти першими виводяться з-під інтенсивного сільськогосподарського використання і в подальшому функціонують у різних умовах постагрогенної еволюції ґрунтоутворення. На прикладі відтворення природного ґрунтотворного процесу в умовах перелогів показані різні моделі розвитку ґрунтотворного процесу. Сукцесійні зміни рослинності визначають зміни ґрунтових ознак і процесів, які їх утворюють. Повного відновлення профілю і комплексу ґрунтотворних процесів, аналогічних цілинним ґрунтам, навіть у довготривалій перспективі не відбувається.

Детально розглянуто теоретичні моделі механізмів головних ґрунтотворних процесів. При цьому висвітлено не тільки стадії, але й механізми біологічних, хімічних, фізичних і мінералогічних змін у ґрунтах під впливом процесів диференціації профілю. Розгорнута оцінка гумусово-акумулятивного процесу необхідна для розуміння складних процесів взаємодії між органічною і мінеральною речовинами ґрунту, що є запорукою розвитку ґрунтового профілю. Аналіз різних форм внутрішньоґрунтового вивітрювання і оглинення профілю *in situ* свідчить про складний комплекс процесів трансформації мінеральної речовини ґрунту. Деякі ґрунтотворні процеси висвітлені менш детально через відсутність в Україні ґрунтів, які їх репрезентують (кріогенні процеси).

На прикладі агродерново-підзолистих ґрунтів і агрочорноземів південних показано, що найпотужніший вплив на процеси ґрунтоутворення мають водні меліорації (осушення, зрошення), оскільки вони змінюють зовнішні та внутрішні чинники ґрунтоутворення – біоценоз і мікроклімат ґрунту, його водно-

повітряний і газовий режими. Зміна комплексу елементарних ґрунтотворних процесів часто призводить до виникнення цілком нового комплекту процесів з нетиповими для ґрунту твердофазними ознаками і властивостями.

Агрогенний вплив, який направлений на ліквідацію лімітуючих чинників ґрунтової родючості (внесення добрив, меліорантів, вапнування, гіпсування) менше впливає на еволюцію ґрунтотворних процесів. Першими реагують на такі впливи процеси функціонування агроґрунтової екосистеми з малим періодом реагування на зміни (фізико-хімічні процеси та властивості). Повільніше змінюються біологічні, фізичні та хімічні процеси і властивості ґрунтів.

Курс "Ґрунтотворні процеси" є базовою навчальною дисципліною в галузі ґрунтознавства. Без вивчення особливостей і варіантів ґрунтотворного процесу не можливо зрозуміти суть ґрунтоутворення, оцінити його результативність і форми морфологічного вираження, правильно оцінити діагностичні ознаки процесу. Навчальний посібник розроблено на підставі силабусу курсу з метою підготовки фахівців зі спеціальності "Ґрунтознавство та експертна оцінка земель". Він забезпечує студентам поглиблені знання про суть ґрунтотворного процесу в умовах різних природних і природно-антропогенних екосистем, розкриває основні теоретичні, методологічні і прикладні аспекти вчення про ґрунтоутворення. Кожна група ґрунтотворних процесів розглядається за чіткою схемою, що складає основний зміст навчальної дисципліни: наукове визначення процесу, основні гіпотези його походження і розвитку, екологічні умови формування процесу, основні механізми прояву і ступінь вираження процесу, його морфологічна й аналітична діагностика, ознаки аналізованого процесу в різних ґрунтах, використання процесу як діагностичного в класифікації ґрунтів, географія його поширення і прикладне використання. Особливу увагу приділено розумінню студентами механізмів розвитку різних груп елементарних ґрунтотворних процесів та їхній діагностиці, а відтак, і вмінню використовувати теоретичні знання про них

для діагностики і класифікації ґрунтів, експертної оцінки властивостей ґрунтів і земель.

На практичних заняттях детально аналізують різні ґрунтові моноліти, а також підібрані до них емпіричні дані на предмет наявності в ґрунтах твердофазних ознак розвитку певних ґрунтотворних процесів. Особливу увагу приділено розумінню зворотного зв'язку, який передбачає вміння студентів охарактеризувати тип ґрунту за морфологічними й аналітичними проявами ґрунтотворних процесів. Практичні роботи виконують в аудиторії з монолітами ґрунту, в керносховищі з насипними ґрунтовими зразками, у польових умовах на глибоких розрізах. Записи і зарисовки здійснюють у робочому зошиті.

Навчально-методичний посібник розроблено відповідно до Галузевих стандартів вищої освіти, затверджених Міністерством освіти і науки України, положенням про підручники і навчальні посібники Львівського національного університету імені Івана Франка. Мета посібника – організувати і систематизувати самостійну роботу студентів з курсу "Ґрунтотворні процеси" для набуття ними освітньо-кваліфікаційного рівня "бакалавр" на засадах Болонської декларації. Посібник має допомогти студентам засвоїти теоретичний курс вчення про ґрунтотворні процеси, сформувати практичні навики з діагностики ґрунтових мікро- і макропроцесів, виробити вміння використовувати теоретичні знання і практичні навики при діагностиці та класифікації ґрунтів, картографуванні ґрунтового покриву, прикладній оцінці земель.

Опанувавши курс "Ґрунтотворні процеси", студенти будуть **знати:**

– загальну схему ґрунтоутворення і принципи класифікації ґрунтових процесів;

– причини виникнення, рушійну силу та механізми розвитку елементарних ґрунтотворних процесів;

– хімізм окремих груп ґрунтових мікро- і макропроцесів;

– діагностичні ознаки твердофазних продуктів розвитку різних ґрунтових процесів;

– просторову локалізацію ґрунтотворних процесів;

– екологічні наслідки їхнього розвитку і поширення;

вміти:

– у польових умовах діагностувати різнорівневі ґрунтові процеси та ступінь їхнього морфологічного вираження;

– використовувати експериментальні дані для діагностики ґрунтових процесів;

– діагностувати і класифікувати ґрунти за комплексом елементарних ґрунтотворних процесів;

– оцінити екологічну складову розвитку ґрунтових процесів.

Методика роботи з навчальним посібником полягає в тому, що студент використовує його як теоретичне джерело наукової інформації та наочний інструмент для аудиторних і позааудиторних занять. Навчально-методичне забезпечення курсу складається з теоретичних основ для кожної теми; переліку тем і плану практичних робіт; широкого спектра практичних завдань, у тім числі питань для самопідготовки і перевірки знань із теми у формі тестових завдань.

Частина 1

ПРОГРАМА КУРСУ

Складена на основі анотації нормативної дисципліни “Ґрунтотворні процеси”, що викладається в межах освітньо-професійної програми першого (бакалаврського) рівня вищої освіти для здобувачів зі спеціальності 103 Науки про Землю, з підготовки бакалаврів спеціальності “Ґрунтознавство та експертна оцінка земель”, затвердженої Міністерством освіти і науки України.

Програма курсу дає змогу отримати поглиблені знання студентів про суть ґрунтотворного процесу в умовах різних природних і природно-антропогенних екосистем, розкриває основні теоретичні, методологічні і прикладні аспекти вчення про ґрунтоутворення. Розглянуто загальну схему ґрунтоутворення, основні його закономірності через розвиток стадійності, циклічності та направленості в ґрунтоутворенні. Подано класифікацію ґрунтових мікропроцесів через процеси винесення і акумуляції при ґрунтоутворенні, протилежні явища і процеси в ґрунтоутворенні. На основі аналізу ґрунтових макропроцесів подано класифікацію основних типів ґрунтоутворення, розглянуто питання гетерогенності і полігенетичності ґрунтів. Наведено детальну класифікацію ґрунтових макропроцесів: біогенно-акумулятивних, гідрогенно-акумулятивних, елювіальних, ілювіально-акумулятивних, метаморфічних, педотурбаційних і деструктивних. Процеси ґрунтоутворення є невід’ємною складовою неодокучаївської тетради “чинники–процеси функціонування–ґрунтотворні процеси–ґрунтові властивості”. Не всі ґрунтові процеси є ґрунтотворними. Частина з них визначає функціонування ґрунтової системи, не впливаючи на формування або трансформацію елементів будови ґрунтового профілю. Ґрунтотворні процеси призводять до появи твердофазних продуктів, характер і вертикальна стратифікація яких визначає морфологічні обриси і властивості ґрунтів. Ґрунтотворний макропроцес треба розуміти як прогресивний і незворотний

процес, у результаті якого формується ґрунт того чи іншого типу. Завданням навчального курсу є виділення і розгляд найважливіших процесів, відповідальних за формування ґрунтового профілю як системи генетичних горизонтів. Без розуміння ґрунту на рівні процесів його формування неможливо об'єктивно оцінити природу походження ґрунту, елементи становлення, характер природної та антропогенної еволюції, особливості функціонування в природних, природно-антропогенних і постагрогенних екосистемах Землі.

Видання навчального посібника "Ґрунтотворні процеси" зумовлено зростанням ролі ґрунтового покриву в сукупному природно-ресурсному потенціалі країни, необхідністю систематизації знань про природу процесу ґрунтоутворення, потребами в кваліфікованих кадрах з ґрунтознавства та експертної оцінки земель, збільшенням частки навчального матеріалу, передбаченого для самостійного вивчення студентами та кількості годин практичних занять, відповідно до вимог болонської декларації до вивчення спеціальних дисциплін. Отже, час, відведений на роботу в аудиторії, необхідно витрачати на вивчення специфічних і складних питань науки, яка визначає продовольчу безпеку країни.

Головна мета навчального посібника "Ґрунтотворні процеси" – ознайомити студентів з причинами й умовами виникнення, характером, механізмами розвитку та формами прояву основних груп ґрунтотворних процесів; оцінити роль ґрунтових процесів у формуванні морфології профілю, генетичних горизонтів і властивостей різних типів ґрунтів, їхньої еволюції; засвоїти методику польової та лабораторної діагностики елементарних ґрунтотворних процесів для наукової класифікації ґрунтів, моніторингу ґрунтових властивостей і стану довкілля.

Відповідно до мети *основним завданням* курсу є формування об'єктивних поглядів на роль і місце ґрунтотворного процесу у формуванні педосфери та регіональних особливостей ґрунтів. Засвоєння курсу відбувається в чіткій і логічній послідовності:

– аналіз загальної схеми ґрунтоутворення і типів ґрунтотворного процесу;

– оцінка ролі різних видів ґрунтових мікро-, мезо- і макропроцесів у становленні ґрунтового профілю;

– ознайомлення з принципами класифікації ґрунтових процесів та їхньою роллю у формуванні типів ґрунтів;

– вивчення причин, умов і агентів розвитку основних груп ґрунтотворних процесів;

– аналіз характеру прояву і механізмів розвитку елементарних ґрунтотворних процесів;

– виявлення морфології елементарних ґрунтотворних процесів, їхніх фізичних і хімічних проявів та наслідків;

– встановлення ролі елементарних ґрунтотворних процесів у розвитку й еволюції ґрунтів;

– ознайомлення з сучасними методами польової та лабораторної діагностики ґрунтотворних процесів;

– набуття практичних навиків польової діагностики і класифікації ґрунтів за комплексом елементарних ґрунтотворних процесів.

Зміст курсу поділений на дві логічно завершені частини – модулі, що сприяє систематизації та концентрації різних знань про ґрунтотворні процеси, більшій доступності матеріалу, полегшує оцінювання знань студентів.

Після вивчення навчальної дисципліни “Ґрунтотворні процеси” за матеріалами навчального посібника студент матиме необхідні знання для вирішення таких практичних питань:

– діагностика і класифікація ґрунтів з метою картографування ґрунтового покриву;

– експертна оцінка властивостей ґрунтів для проведення бонітетної і грошової оцінки земель;

– експертна оцінка ґрунтотворних процесів для цілей загального моніторингу земель;

– експертна оцінка деструктивних ґрунтових процесів з метою трансформації і консервації земель, що перебувають у кризовому стані.

ЗМІСТ МОДУЛІВ І ТЕМ КУРСУ “ҐРУНТОТВОРНІ ПРОЦЕСИ”

МОДУЛЬ 1

Тема 1. **Ґрунтотворний процес (ґрунтоутворення).** Неодокучаївська тетрада ґрунтоутворення. Процеси функціонування ґрунтової системи і ґрунтотворні процеси. Хронологія процесів функціонування і ґрунтоутворення. Протилежні явища при ґрунтоутворенні. Комплект і комплекс елементарних ґрунтотворних процесів (ЕҐП). Стадійність ґрунтоутворення. Типи ґрунтоутворення. Гетерогенність і поліґенетичність ґрунтів. Класифікація ЕҐП.

Тема 2. **Біогенно-акумулятивні ЕҐП.** Джерела органічної речовини в ґрунті. Процеси підстилкоутворення, торфоутворення, дерновий процес. Географічне поширення процесів.

Тема 3. **Процеси розкладу-мінералізації органічної речовини в ґрунті.** Роль різних груп організмів у процесах трансформації органічної речовини в ґрунті. Ґрунтові ферменти. Механізми розкладу білків, вуглеводів, целюлози і геміцелюлози, ліпідів, восків, смол і ароматичних з’єднань. Продукти розкладу органічної речовини і зольні елементи.

Тема 4. **Процеси гуміфікації органічної речовини в ґрунті.** Основні гіпотези процесу гуміфікації. Стадії розвитку процесу: окиснювальне кислотоутворення, формування азотистої частини молекули гумусових кислот, процеси фракціонування при взаємодії новоутворених гумусових кислот з мінеральними компонентами ґрунту. Швидкість процесу гуміфікації. Процес дегуміфікації.

Тема 5. **Гідрогенно-акумулятивні ЕҐП ксероморфних фаз педоґенезу.** Процеси засолення (солончаковий процес), загіпсування, закарбоначення. Процес такироутворення. Географічне поширення процесів.

***Тема 6*. Гідрогенно-акумулятивні ЕҐП теплих плювіальних фаз педогенезу.** Процес латеритизації. Процеси озалізнення, зруденіння, плінтифікація, олучніння, замулення (кольматаж). Географічне поширення процесів.

***Тема 7*. Ілювіально-акумулятивні ЕҐП.** *Al-Fe*-гумусово-ілювіальний, гумусово-ілювіальний, глинисто-ілювіальний, підзолисто-ілювіальний, карбонатно-ілювіальний процеси. Розвиток процесів у профілі ґрунту і географічному вимірі.

***Тема 8*. Процес осолонцювання (солонцевий процес).** Умови розвитку процесу. Рушійна сила солонцевого процесу. Механізми розвитку процесу. Морфологія процесу. Діагностичні ознаки процесу. Просторове поширення в профілі і географічному вимірі.

***Тема 9*. Процес вилуговування.** Умови розвитку процесу. Рушійна сила процесу вилуговування. Механізми розвитку процесу. Морфологія процесу вилуговування. Діагностичні ознаки процесу. Просторове поширення в профілі ґрунту і географічному вимірі.

***Тема 10*. Процес лесиважу (мулемеризація).** Умови розвитку процесу. Рушійна сила процесу лесиважу. Механізми розвитку процесу. Морфологія і твердофазні продукти процесу лесиважу. Діагностичні ознаки процесу. Розвиток процесу в профілі ґрунту і географічному вимірі.

***Тема 11*. Підзолистий процес.** Умови розвитку процесу. Рушійна сила підзолистого процесу. Механізми розвитку процесу. Морфологія підзолистого процесу. Діагностичні ознаки процесу. Розвиток процесу в профілі ґрунту і географічному вимірі.

***Тема 12*. Процес осолодіння.** Умови розвитку процесу. Рушійна сила процесу осолодіння. Механізми розвитку процесу. Морфологія процесу осолодіння. Діагностичні ознаки процесу. Розвиток процесу в профілі ґрунту і географічному вимірі.

***Тема 13*. Метаморфічні ЕҐП.** Процеси оглинення: сіалітизація, монтморилонітизація, ілітизація, фералітизація. Процеси оструктурення. Буроземний процес. Процес злитизації. Розвиток процесів у профілі ґрунту і географічному вимірі.

***Тема 14*. Глейовий процес.** Фактори і передумови глейового процесу. Рушійна сила глейового процесу. Процес сульфатредукції. Механізми глейового процесу. Оглеєння некарбонатних і карбонатних ґрунтів. Діагностичні ознаки глейового процесу. Розвиток процесу в профілі ґрунту і географічному вимірі.

***Тема 15*. Педотурбаційні ЕҐП.** Процес гаплоїдизації (вертисолізація, гільгаїутворення). Фітотурбаційні, зоотурбаційні та кріотурбаційні процеси. Розвиток процесів у профілі ґрунту і географічному вимірі.

***Тема 16*. Деструктивні ЕҐП.** Ерозія. Дефляція. Поховання ґрунту. Процес стягування ґрунту. Розвиток процесів у профілі ґрунту і географічному вимірі.

МОДУЛЬ 2

***Тема 17*. Твердофазні продукти ґрунтотворних процесів.** Акумуляція і трансформація гумусу. Акумуляція і перетворення грубої органічної речовини. Метаморфізм мінеральної речовини. Хемогенна диференціація. Текстурна диференціація. Сольова диференціація. Переміщення і змішування ґрунтової маси.

***Тема 18*. Контрастні форми агропедоґенезу.** Процеси ґрунтоутворення на осушених і зрошуваних землях. Ґрунтоутворення на перелогах. Інтенсивність і швидкість змін параметрів агропедоґенезу.

Частина 2

НАВЧАЛЬНО-МЕТОДИЧНЕ ЗАБЕЗПЕЧЕННЯ ТЕМ КУРСУ

МОДУЛЬ 1

Розділ 1
ҐРУНТОТВОРНИЙ ПРОЦЕС (ҐРУНТОУТВОРЕННЯ)

Уявлення В. Докучаєва про ґрунтоутворення основане на тісному і послідовному поєднанні процесів формування, розвитку й еволюції ґрунтів. Докучаєвська школа ґрунтознавства визначає свій об'єкт дослідження не через його будову, склад і властивості (субстантивні ознаки), а ґенезу або спосіб утворення (походження). В. Вернадський назвав таке природно-історичне утворення особливим біокосним тілом біосфери, якісно подібним за своїми функціями з більшістю біокосних систем Землі (але більш біогенним): корами вивітрювання, донними осадами, біотичними зонами океанів.

Ґрунт – це складна гетерогенна і гетерохронна, полікомпонентна і поліфункціональна відкрита багатофазна структурна система в поверхневому шарі кори вивітрювання гірських порід, яка володіє родючістю і є комплексною функцією гірської породи, організмів, клімату, рельєфу і часу. Відкритість цієї системи у віковому циклі педоґенезу є запорукою складності її розвитку, динамічності функціонування та невідворотності еволюції.

Фізичний світ складається зі статичних і динамічних систем. У минулому серед ґрунтознавців домінував погляд на ґрунт як на статичну систему. Ідея статичності ґрунту була формально не визнаною, але загальноприйнятою. На певному історичному етапі розвитку ґрунтознавства переважав географічний напрям у ґрунтознавстві. Експериментальні дослідження в лабораторіях і в природному середовищі займали другорядне становище. Основну увагу приділяли просторовим ґрунтово-гео-

графічним дослідженням (складання карт). Картографувати можна лише умовно статичні об'єкти. Основоположники генетичного ґрунтознавства В. Докучаєв, М. Сибірцев, Г. Висоцький, П. Косович та інші представляли собі ґрунти як динамічні системи в постійному розвитку. К. Гедройц своїми фізико-хімічними дослідженнями ґрунтів підтвердив це експериментально. За даними аналітичних характеристик ґрунтів, порівнюючи склад окремих генетичних горизонтів з материнською породою, будувалися уявлення про процеси, які призвели до формування ґрунтів. Це є основним методом і одночасно недоліком при вивченні ґрунтових процесів, оскільки вони вивчаються не безпосередньо у польових умовах, а опосередковано через дослідження ґрунтових зразків, вийнятих з ґрунту в певний момент часу. При цьому виключається прямий вплив чинників зовнішнього і внутрішньо-ґрунтового середовища на ґрунтову екосистему. Такий метод дослідження ґрунтотворного процесу має три важливі недоліки: 1) він дає узагальнене уявлення лише про історію розвитку певного ґрунту і то за період останньої стадії цього розвитку; 2) характеризує лише ту групу процесів, які, можливо, призвели до формування певного ґрунту, але без підтвердження істинної природи самого процесу (адже одні й ті ж твердофазні макроознаки ґрунтоутворення можуть бути наслідком різних процесів); 3) виключається суттєва ознака ґрунтотворного процесу – його циклічність.

Ґрунтотворний процес поєднує в собі дві умовні ґрунтові екосистеми: 1) ґрунт як результат тривалого функціонування (ґрунт-пам'ять); 2) ґрунт як "теперішня" зона взаємодії чинників зовнішнього середовища (ґрунт-момент)[1]. Уявлення про ґрунтотворні процеси розвивалися разом із становленням самого ґрунтознавства.

[1] Targulyan V. O. Elementarnie pochvoobrazovatelnie protsessi // Pochvovedenie, 2005. № 12. S. 1413–1422.

1.1. Ґрунтоутворення та елементарні ґрунтотворні процеси (ЕҐП)

Ґрунтотворний процес не є єдиним процесом, який відбувається в часі і в одному напрямі. Він складається з низки процесів і явищ – ґрунтових мезо- і мікропроцесів, багато з яких є протилежними один одному. Взаємне чергування цих протилежних процесів і явищ підпорядковуються загальному природному подвійному енергетичному ритму (добовий, річний). У результаті цього в ґрунті відбувається низка циклічних процесів, які є не цілком замкнутими і не повністю зворотними. Неповна їхня замкнутість приводить до того, що після закінчення кожного циклу в ґрунті виникають деякі залишкові зміни. Вони є алгебраїчною сумою всіх тих змін, які мали місце протягом певного циклу ґрунтоутворення. Ці залишкові зміни накопичуються протягом тривалого часу, викликаючи появу в ґрунті таких твердофазних ознак, які ми сприймаємо як результат якогось єдиного безперервного і "незворотного" вікового процесу, який відбувається в одному напрямі. Такого процесу в природі не існує. Лише погляд на ґрунт з точки зору його динамічності дає змогу пізнати суть ґрунтотворного процесу як сукупності явищ переміщення і перетворення речовин у ґрунті.

Ґрунтотворний процес, або ґрунтоутворення – це складний природний процес утворення ґрунтів з гірських порід, які складають земну поверхню, їхній розвиток, функціонування й еволюція під впливом комплексу чинників і умов ґрунтоутворення в природних або антропогенних екосистемах Землі.

Вітчизняне ґрунтознавство – наука генетична за своєю суттю, оскільки, на противагу багатьом іншим природничим наукам, визначає свій об'єкт через спосіб його утворення згідно з загальновизнаною неодокучаївською тріадою: чинники → процеси → властивості.

Чинники ґрунтоутворення, як їх розумів В. Докучаєв, не можуть визначати будову і властивості ґрунтів, тому що їхню дію на ґрунти не можна розмежувати. Деякі з цих чинників

зовсім безпосередньо не впливають на ґрунт. Між чинниками і ґрунтами існує третя категорія, яка породжується чинниками і вже визначає будову, склад і властивості ґрунтів. Цією матеріальною системою є *елементарні ґрунтотворні процеси (ЕҐП)*.

Поняття "ґрунтові" і "ґрунтотворні процеси" нерозривно пов'язані між собою, але не тотожні. Термін "ґрунтові процеси" є найширшим. Він охоплює весь спектр процесів, які відбуваються не тільки в ґрунтах, але й неґрунтових утвореннях. Їх ще називають *ґрунтовими мікропроцесами* (сорбція–десорбція, пептизація–коагуляція, гідроліз–гідратація тощо), або *загальними ґрунтовими процесами*. Серед усієї сукупності ґрунтових процесів виділяють багатофазні процеси взаємодії атмо-гідро-біо-літокомпонентів ґрунтової системи (опідзолення, лесиваж), тобто процеси її функціонування або "життя". Саме ці процеси тривалого функціонування здатні перебудувати тверду фазу біокосної ґрунтової системи як щодо речовинного складу, так і організаційно, перевівши її на вищий ієрархічний рівень розвитку. Вони притаманні власне ґрунтам і наближеним до них, але менш біотичним утворенням – *корам вивітрювання*. Тільки такі комбінації процесів функціонування, котрі здатні здійснити якісну перебудову біокосної системи, називаються *ґрунтотворними процесами*. В. Таргульян розвинув генетичну неодокучаївську тріаду в *тетраду*: чинники → процеси функціонування → ґрунтотворні процеси → властивості[1].

Термін "елементарні ґрунтотворні процеси" (ЕҐП) є традиційним, але дещо неточним, оскільки наголошує ніби на найпростіший "елементарний" ієрархічний рівень ґрунтотворних процесів – рівень хімічних елементів. Але це не так. Більш вдалим терміном, але одночасно нетиповим, є вислів "окремі ґрунтотворні процеси". Номенклатура й абревіатура ЕҐП вперше була запропонована С. Неуструєвим і розвинута пізніше І. Герасимовим, але вона й досі не втратила своєї актуальності (успадкована з російськомовної наукової літератури). Розподіл

[1]Targulyan V. O. Elementarnie pochvoobrazovatelnie protsessi // Pochvovedenie, 2005. № 12. S. 1413–1422.

глобального педогенезу на невелику кількість окремих складових його процесів у різних комбінаційних поєднаннях пояснюють велике різноманіття ґрунтів у сучасній педосфері та палеопедосфері Землі. Концепція елементарних ґрунтотворних процесів застосовується у різних національних школах ґрунтознавства, правда під різною номенклатурою і з різною повнотою змісту (*specific pedogenic processes, whethering and pedogenic processes*). Незважаючи на таке різноманіття номенклатури і понятійні відмінності, ця концепція є міжнародним набором робочих гіпотез і теорій, котрі пояснюють походження, еволюцію і/або деградацію великого різноманіття ґрунтів, що складають педосферу Землі. Тому, словосполучення "елементарні ґрунтотворні процеси" у розумінні їхньої окремішності в рамках глобального педогенезу, є науково обґрунтованою і має право на життя в українській системі номенклатурної термінології.

1.1.1. Процеси функціонування ґрунтової системи і ґрунтотворні процеси

Процеси функціонування ґрунту починаються відразу з моменту експонування твердофазного субстрату материнської породи під комплексним впливом сонячної радіації, атмо- і гідросфери, макро-, мезо і мікробіоти. Ці процеси включають велике різноманіття явищ і реакцій взаємодії між власне ґрунтовою екосистемою та іншими геліо-атмо-гідро-літо-біо-антропосистемами, які утворюють зовнішнє відносно ґрунту середовище і є *чинниками ґрунтоутворення*. Цю сукупність процесів взаємодії називають зовнішнім функціонуванням ґрунтової системи. Не менше різноманіття реакцій взаємодії існує всередині ґрунтової системи між усіма її компонентами (газами, розчинами, біотою, твердою фазою). Таку сукупність процесів взаємодії називають внутрішнім функціонуванням ґрунтової системи. Зовнішні та внутрішні процеси функціонування ґрунтових систем нероздільно пов'язані між собою. Їхнє існування не можливе одна без одної. А. Роде називає такі процеси мікропроцесами,

підкреслюючи їхню циклічність. Він наділяє їх функцією рушійної сили (механізму) ґрунтоутворення[1,2]. Унаслідок неповної замкнутості і неповної зворотності більшості мікропроцесів утворюється цілий спектр залишкових продуктів: газових, рідинних і твердофазних. Накопичення цих продуктів функціонування ґрунтової системи лежить в основі ґрунтоутворення, як процесу перетворення материнської породи в ґрунт (правило Роде). Оскільки газові, рідинні та живі (біота) продукти функціонування дуже динамічні і швидко поновлюються всередині ґрунтової системи, вони не можуть накопичуватися в ній у значних кількостях. Єдиним компонентом, який здатний тривалий час накопичуватись *in situ* у відносно нерухомому субстраті материнської породи є твердофазні продукти функціонування ґрунтової системи: біогенні та абіогенні, мінеральні, органічні, органо-мінеральні. За десятки, сотні, тисячі років, за умови їхньої термодинамічної стійкості всередині ґрунтової системи, незначні мікрокількості цих твердофазних продуктів поступово накопичуються у вигляді педогенних макроознак (гумус, різні новоутворення, глинисті кутани тощо). Така поступова, тривала трансформація і переорганізація вихідної твердої фази материнської породи в біокосне ґрунтове тіло складає власне ґрунтотворний процес або ґрунтоутворення.

Весь комплекс процесів, які відбуваються в ґрунті, В. О. Таргульян розділяє на процеси функціонування (життя) ґрунтової системи і на власне процеси ґрунтоутворення. Вони нерозривно пов’язані між собою, але функціонально незалежні. Так, процеси ґрунтоутворення або самоорганізації ґрунтової системи неможливі без процесів функціонування. У той час як функціонування ґрунтової системи може продовжуватись і тоді, коли ґрунтоутворення суттєво сповільнюється в зрілих повно-

---

[1] Rode A. A. Pochvoobrazovatelnii protsess i evolyutsiya pochv. Moskva : Geografgiz, 1947. 142 s.

[2] Rode A. A. Sistema metodov issledovaniya v pochvovedenii. Moskva : Nauka, Novosibirsk, 1971. 93 s.

профільних ґрунтах (досягли клімаксного стану), або навіть припиняється, наприклад після поховання ґрунту.

Різниця між процесами функціонування і ґрунтоутворення досить суттєва. Процеси функціонування майже завжди багатофазні та динамічні. В них взаємодіють гази, розчини, біота і тверда фаза ґрунту або породи. Вони регулярно повторюються і майже циклічні, оскільки наслідують ритми природних процесів на Землі (добові, місячні, сезонні, річні, багаторічні). Багато з цих процесів відзначаються тенденцією до зворотності і замкненості. Але більшість з них не зовсім зворотні і замкнуті, в результаті чого на перших порах утворюються мікрокількості різних залишкових твердофазних продуктів. Якщо вони не зникають (термодинамічно стійкі) і накопичуються всередині ґрунтової системи, вони поступово змінюють її в часі, тобто призводять до ґрунтоутворення. Твердофазні продукти функціонування сильно відрізняються між собою за ступенем стійкості в межах внутрішньо-ґрунтової геохімічної і термодинамічної ситуації. Частина нестійких утворень руйнується повністю або трансформується у більш стійкі. Інша частина може буди нестійкою в одних морфонах і горизонтах ґрунту, але бути стійкою в іншому внутрішньо-ґрунтовому середовищі, і вже в ньому накопичується, або ж видаляється з несприятливого одного горизонту в менш агресивне середовище іншого.

Першим актом власне ґрунтоутворення є генерація різного спектра твердофазних мікрорезультатів функціонування ґрунтової системи. Потім з ними відбувається своєрідний відбір на фізичну, геохімічну, міграційну, біологічну і термодинамічну стійкість усередині системи. В процесі її тривалого функціонування відбувається багатократне повторення мікропроцесів і накопиченням стійких, що пройшли відбір, твердофазних утворень, їхня диференціація за мікро-, мезо- і макроознаками всередині ґрунтової системи. Так утворюється генетичний профіль ґрунту, що диференціюється на горизонти, морфони, структурні агрегати чи новоутворення.

На відміну від процесу функціонування ґрунтової системи, який може тривати безкінечно довго, процес ґрунтоутворення

(трансформація породи в ґрунт) має свій початок, який збігається з початком функціонування системи, і свій кінець (квазіклімаксний стан), навіть за продовження функціонування системи.

При аналізі елементарних ґрунтотворних процесів розділяють поняття процес і його механізм. *Процес* – це послідовна зміна в часі його твердофазних ознак. *Механізм* або суть ЕҐП – це виявлений набір багатофазних реакцій (процесів функціонування або мікропроцесів), які формують ці ознаки.

1.1.2. Хронологія процесів функціонування та ЕҐП

На ранніх стадіях функціонування ґрунтової системи процеси функціонування ще не встигають створити достатню кількість твердофазних мікропродуктів, накопичення яких могло б засвідчити утворення стійких педогенних макроознак і відокремити педогенні горизонти у товщі субстрату. Цей період існування ґрунтової системи, коли функціонування уже відбувається, а ґрунтоутворення ще не проявилось у твердій фазі, називається стадією *латентного педогенезу* в молодій функціонуючій ґрунтовій системі.

На відміну від біологічних систем (швидко зникають), ґрунтові системи в умовах нормальної біосферної ситуації, можуть існувати нескінченно довго. Але в ідеальних моделях ґрунтоутворення багато ЕҐП мають різну тривалість. Ті процеси, які у своєму розвитку використовують невідтворювані ресурси речовини (первинні мінерали), насправді самозакінчуються. До них належать процеси внутрішньо-ґрунтового вивітрювання (сіалітизація, фералітизація, оглинення тощо), які “витрачають” кінцеві внутрішньо-ґрунтові ресурси первинних гіпогенних мінералів, переводячи їх частково у глинисті мінерали, частково у розчини, з якими виносяться за межі ґрунтової товщі. До таких процесів можна віднести тотальне винесення речовин з ґрунту (мінералів-солей, колоїдів) при елювіально-ілювіальному перерозподілі речовин у середині профілю. Більшість цих процесів незворотні і залишають по собі твердофазні ознаки, які не

“стираються” в процесі еволюції чи поховання ґрунту (ґрунт-пам’ять).

У ґрунтах більш поширені ЕҐП, які не призводять до повного зникнення певної речовини з профілю або його частини, а самозупиняються чи різко сповільнюються у своєму розвитку на певному етапі, приходячи до стану динамічної рівноваги з умовами зовнішнього середовища. Так нагромаджуються гумус в гумусових горизонтах зрілих ґрунтів (гуміфікація–дегуміфікація), карбонати і солі у результаті висхідної і низхідної міграції (засолення–розсолення), педотурбаційні процеси тощо. Такі процеси можна вважати частково або повністю зворотними, тому їхні твердофазні ознаки легко стираються у процесі еволюції (наприклад, до 1,0 % гумусу в гумусово-акумулятивному горизонті похованого чорнозему).

1.1.3. Протилежні явища при ґрунтоутворенні

У плані загального педогенезу, ґрунтоутворення можна розглядати як співвідношення процесів винесення будь-яких речовин (партлювація) і акумуляції речовин з охопленої ґрунтоутворенням товщі. Причому, виносяться з неї зазвичай одні речовини, у той час як акумулюються в ній, відносно чи абсолютно, – дещо інші.

Акумуляція речовин у профілі ґрунту поділяється на абсолютну і відносну. *Абсолютна акумуляція речовин* при ґрунтоутворенні – це надходження речовин у ґрунтотворну породу з атмосфери або гідросфери, їхнє накопичення у формі різноманітних сполук у ґрунтовому профілі, що розвивається. В такий спосіб у ґрунтах акумулюється Карбон (фотосинтез – створення біомаси – розклад біомаси – гуміфікація – акумуляція гумусу), Нітроген (азотфіксація – споживання організмами – розклад біомаси – нітрифікація, амоніфікація), водорозчинні солі, гіпс, карбонати, сполуки Феруму, кремнезем (з ґрунтових вод), або вулканічний попіл, еоловий пісок чи пил (з повітря).

Відносна акумуляція речовин при ґрунтоутворенні – це залишкове накопичення одних речовин у результаті винесення будь-яких інших. Наприклад, у помірних широтах при вивітрю-

ванні і ґрунтоутворенні, вертикальними токами вологи виносяться легко- і середньорозчинні сполуки лужних і лужноземельних металів. Натомість важкорозчинні карбонати, нерозчинні сполуки кремнезему і сесквіоксиди відносно накопичуються (сіалітна кора вивітрювання). У тропічних широтах інтенсивне винесення лужних, лужноземельних металів і кремнезему призводить до відносного накопичення оксидів Алюмінію (алітна кора вивітрювання). Відносна акумуляція речовин – це завжди результат елювіального процесу, під яким розуміють процес низхідного переміщення речовин у ґрунті при промивному водному режимі, з частковим або повним винесенням у нижню товщу ґрунту, або за його межі низки сполук, особливо солей лужних і лужноземельних металів. Виноситись можуть також сполуки Феруму, Алюмінію, Мангану, Фосфору, Сульфуру і в деяких випадках Силіцію (алітизація). Винесення тонкодисперсних мінералів вказує на можливість процесу партлювації (втрата будь-яких речовин з ґрунтового профілю).

Винесення й акумуляція речовин при ґрунтоутворенні є наслідком взаємодії малого біологічного і великого геологічного кругообігів речовин на земній поверхні. Результатом біологічного кругообігу речовин є біологічна акумуляція Карбону, Нітрогену та інших біофільних елементів. Результатом геологічного кругообігу може бути як абсолютна (засолення, латеритизація, короутворення) і відносна (алітизація, опідзолення) акумуляція речовин, так і їхнє елювіальне винесення (вилуговування, розсолення). Біологічний кругообіг речовин завжди направлений проти дії вектора сили гравітації (вверх). Він вилучає частину хімічних елементів на певний час із зони впливу геологічного кругообігу, залучаючи їх у різноманітні біологічні цикли. Ґрунт при цьому виконує функцію своєрідного проміжного резервуару (біокосної камери). Завдяки своїм особливим властивостям (міжфазові взаємодії) він на певний час охороняє біофільні елементи від винесення, або трансформує їх (гуміфікація) у форми сполук, важкодоступні для руйнування і винесення геохімічним потоком вологи (гумус, педогенний кальцит, ортштейни). Наявність біологічного кругообігу речо-

вин є запорукою розвитку ґрунтового профілю, а його взаємодія з великим геологічним кругообігом речовин є *рушійною силою ґрунтоутворення*. Тому, ґрунтоутворення загалом можна розглядати як складний процес взаємодії малого біологічного і великого геологічного кругообігів речовини й енергетичних потоків у межах відповідної кори вивітрювання. Звідси випливає, що *ґрунтотворний процес* – це сукупність явищ перетворення і переміщення речовини і енергії у межах педосфери Землі.

Взаємодія біологічного і геологічного кругообігів речовин проявляється через серію протилежно направлених процесів і явищ, які складають ґрунтоутворення. До них належать: 1) руйнування первинних і вторинних мінералів – неосинтез мінералів; 2) біологічна акумуляція елементів у ґрунті – споживання елементів організмами з ґрунту; 3) гідрогенна акумуляція елементів у ґрунті – геохімічне винесення елементів з ґрунту; 4) розклад органічних сполук – синтез нових органічних сполук (неосинтез); 5) вбирання іонів з розчину твердою фазою (сорбція) – перехід іонів з твердої фази у розчин (десорбція); 6) розчинення речовин – осадження; 7) пептизація колоїдів – коагуляція; 8) низхідний рух розчинів – висхідний рух; 9) зволоження – висихання; 10) нагрівання – охолодження; 11) замерзання – плавлення; 12) набухання – просідання; 13) окиснення – відновлення; 14) азотфіксація – денітрифікація.

Багато з протилежних процесів мають циклічний характер, зумовлений циклічністю природних явищ. Існують добовий, сезонний, річний, багаторічний, віковий цикли ґрунтоутворення. Вони формують відповідні режими ґрунтоутворення, які є специфічними для кожного типу ґрунту. Названі протилежні процеси належать до мікропроцесів функціонування ґрунтової системи. А. Роде назвав їх загальними ґрунтотворними процесами, оскільки вони притаманні всім ґрунтам, хоч і в різних кількісних і якісних проявах, у різних поєднаннях. Специфічні прояви загальних процесів залежно від чинників і умов ґрунтоутворення А. Роде назвав *окремими ґрунтотворними процесами*, а І. Герасимов – *елементарними ґрунтотворними процесами*. До них належать такі відомі загальновизнані про-

цеси: гумусоутворення, торфоутворення, засолення, розсолення, каолінітизація, монтморилонітизація тощо. Крім того, А. Роде розділив усі ґрунтотворні процеси на *макропроцеси*, які охоплюють весь ґрунтовий профіль загалом, і *мікропроцеси* – це мінеральні й органічні перетворення у межах ізольованих ділянок ґрунтового профілю (морфони).

1.1.4. Комплект і комплекс ЕҐП

Елементарні ґрунтотворні процеси притаманні тільки ґрунтам. За відповідних природних поєднань між собою вони визначають властивості ґрунтів на рівні генетичних типів, насамперед будову профілю, склад і співвідношення системи генетичних горизонтів. Кожен генетичний тип ґрунту характеризується відповідним, тільки йому притаманним поєднанням елементарних ґрунтотворних процесів. Це не виключає, що окремі ЕҐП можуть і повинні зустрічатися в різних типах ґрунтів, але у різних співвідношеннях. Це дає змогу розділяти різні генетичні типи ґрунтів на нижчих таксономічних рівнях: підтип, рід, вид.

Згідно з концепцією елементарних ґрунтотворних процесів розрізняють два поняття: комплект і комплекс ЕҐП. Під *комплектом ЕҐП* розуміють набір всіх ЕҐП, які беруть участь у формуванні конкретного ґрунтового індивіду в межах ареалу його утворення. Різні комплекти ЕҐП обумовлюють формування різних ґрунтів. Проте один і той самий комплект ЕҐП також може призвести до утворення різних ґрунтів, якщо йому притаманна різна інтенсивність того чи іншого елементарного ґрунтового процесу. *Комплекс ЕҐП* – це їхній комплект з відповідним співвідношенням інтенсивності прояву складових його елементарних ґрунтотворних процесів, що обумовлює формування однакового ґрунту у межах ареалу своєї дії. Відповідно кожному комплексу ЕҐП відповідає свій особливий ґрунтовий індивід.

У ґрунтознавчій науці відсутній повний, узгоджений усіма науковими школами, перелік елементарних ґрунтотворних процесів. До них належать тільки такі процеси, які відповідають

наступним вимогам: а) специфічні тільки для ґрунтів і не притаманні іншим природним явищам; б) у своїй сукупності складають явище ґрунтоутворення; в) визначають утворення в профілі специфічних ґрунтових горизонтів; г) визначають будову профілю ґрунтів, тобто склад і співвідношення системи генетичних ґрунтових горизонтів; ґ) притаманні кільком типам ґрунтів у різних співвідношеннях. Елементарні ґрунтотворні процеси – це горизонтотворні і профілетворні процеси, що відрізняє їх від загальних ґрунтових процесів і мікропроцесів ґрунту.

Загальний перелік елементарних ґрунтотворних процесів у різних національних школах ґрунтознавства відносно невеликий і відрізняється не більш ніж у два-три рази: від 50–60 окремих ЕҐП у найбільш детальних системах (російська), до 20–30 окремих ЕҐП у більш лаконічних (американська, європейські).

Найповніша класифікація елементарних ґрунтотворних процесів розроблена Б. Розановим. Усі елементарні ґрунтотворні процеси, відповідно до їхньої участі у формуванні певних генетичних горизонтів ґрунту і типів ґрунтового профілю, об’єднані у сім великих груп: біогенно-акумулятивні, гідрогенно-акумулятивні, метаморфічні, елювіальні, ілювіально-акумулятивні, педотурбаційні, деструктивні. Порівняльний аналіз різних списків і систем елементарних ґрунтотворних процесів детально здійснений В. Таргульяном.

1.1.5. Стадійність ґрунтоутворення

Ґрунтоутворення починається з моменту поселення живих організмів на скальних породах або продуктах їх вивітрювання і перевідкладання – водно-акумулятивних, гляціальних, еолових, гравітаційних тощо. На стадії латентного педогенезу первинний ґрунтотворний процес, по суті, збігається з вивітрюванням. У подальшому, ґрунтоутворення і вивітрювання розділяються у просторі та часі.

В абіотичний період розвитку Землі вивітрювання відбувалося без ґрунтоутворення. Чинники вивітрювання і ґрунтоутворення майже одні й ті ж, але продукти цих процесів різні. Кінцевим результатом процесів вивітрювання є кори вивітрю-

вання. Ґрунт – це результат новоутворення специфічного біокосного природного тіла, яке відрізняється від кори вивітрювання наявністю гумусу, характерною морфологічною будовою, ієрархічною структурною організацією, загальнобіосферними і біогеоценотичними екологічними функціями.

У процесі вивітрювання, трансформації і перевідкладання матеріалу гірські породи набувають властивостей, не притаманних вихідній материнській породі, але важливих для ґрунтоутворення: 1) стають рихлими; 2) набувають пористості, повітроємності та повітропроникності, вологоємності та водопроникності; 3) поряд з первинними мінералами включають вторинні, у тому числі глинисті мінерали передколоїдного і колоїдного розміру; 4) перерозподіляються на земній суші за гранулометричним, мінералогічним і хімічним складом; 5) містять біофільні елементи у доступній для рослин формі; 6) володіють літологічною шаруватістю. Отже, у процесі вивітрювання формуються різного складу кори вивітрювання, які за комплексом ознак і властивостей є стартовим твердофазним субстратом (“трампліном”) для ґрунтоутворення.

Ґрунтоутворення на щільних карбонатних або некарбонатних породах суттєво відрізняється від ґрунтоутворення на різних генетичних типах пухких континентальних відкладів або корах вивітрювання. У випадку щільної породи процес ґрунтоутворення називається *первинний ґрунтотворний процес*, у другому випадку – *початкове ґрунтоутворення*. Основна різниця між ними полягає в ступені підготовки твердовазного субстрату породи до ґрунтоутворення і тривалості стадії латентного педоґенезу.

У процесі тривалого ґрунтоутворення кожен ґрунт проходить низку послідовних стадій (див. рис. 1).

Напрям, тривалість, послідовність та інтенсивність цих стадій визначаються конкретним комплексом зовнішніх і внутрішніх чинників ґрунтоутворення, їхньою еволюцією у кожній конкретній точці земної поверхні.

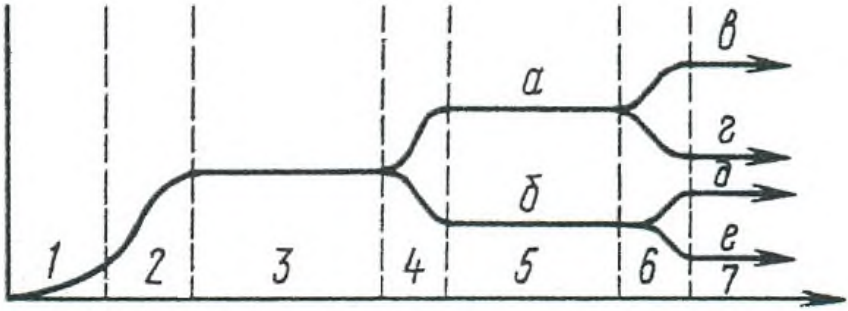


Рис. 1. **Стадії ґрунтоутворення[1]:**

1 – початкове ґрунтоутворення (первинний ґрунтотворний процес); 2 – розвиток ґрунту (а – етап прискореного розвитку, б – етап сповільненого розвитку); 3 – клімаксний стан I (екологічна рівновага); 4 – еволюція ґрунту в напрямку *а* або *б*; 5 – клімаксний стан II (*а* або *б*); 6 – нова еволюція ґрунту у напрямку *в*, *г*, *д* або *е*; 7 – клімаксний стан III (*в*, *г*, *д* або *е*)

Стадія початкового ґрунтоутворення (первинне ґрунтоутворення) (*1*) зазвичай досить тривала в часі, оскільки властивості ґрунту, які притаманні розвинутим повнопрофільним ґрунтам, ще не сформувалися. На елювії щільних порід (граніти, пісковики, вапняки, сланці) тривалість цієї стадії в рази більша, ніж на пухких осадових породах (піски, глини, леси). На етапі латентного педогенезу ґрунтоутворення майже збігається з вивітрюванням, воно охоплює малу потужність твердофазного субстрату материнської породи, відбувається повільна акумуляція біофільних елементів родючості, профіль слабо диференційований на генетичні горизонти, властивості родючості ще не сформовані. У слаборозвинутому ґрунті, за відсутності мезо- і макропроцесів, розвиваються протилежно направлені мікропроцеси. Педогенні твердофазні ознаки значно успадковані від материнської породи (гранулометричний,

[1] Pochvovedenie: Ucheb. dlya un-tov. V 2 ch. / Pod red. V. A. Kovdi, B. G. Rozanova. Ch. 1. Pochva i pochvoobrazovanie. Moskva : Vissh. shk., 1988. P. 296.

хіміко-мінералогічний склад) і залежать від властивостей кори вивітрювання.

Поряд з процесами, які протікають в рамках біологічного кругообігу, на початкових стадіях ґрунтоутворення все ж домінують мікропроцеси небіологічної природи: фізичні, фізико-хімічні, хімічні, які здійснюються переважно на атомно-іонному, молекулярному і колоїдному рівнях (розчинення-осадження, випаровування-конденсації, сорбції-десорбції, дифузії, комплексоутворення тощо). На цій стадії процеси часто відбуваються незалежно один від одного. Вони ще не зв'язані в єдину систему процесів, які утворюють біогеохімічний кругообіг. Характерною ознакою початкової стадії ґрунтоутворення є та, що на фоні широкого спектру мікропроцесів трансформації та переміщення речовин у рамках біологічного кругообігу, в примітивній біокосній системі ще відсутні виразні і характерні ознаки твердої фази субстрату, що давали б змогу віднести їх до ґрунту. Це своєрідна підготовча передґрунтова стадія.

Наприкінці стадії латентного педогенезу екосистема перетворюється у більш біогенне біокосне тіло. На заключному етапі цієї стадії відбувається поступове узгодження і взаємозв'язок між процесами, які входять до складу біологічного кругообігу й абіотичними елементарними мікропроцесами. Мікропроцеси ґрунтоутворення (за І. Герасимовим – елементарні ґрунтотворні процеси першого порядку) повільно трансформуються у мезопроцеси, між якими відбувається тісна взаємодія, взаємоузгодження механізмів прояву, ієрархічна стратифікація. Тоді відбувається еволюція процесів функціонування примітивної ґрунтової системи у процеси ґрунтоутворення з інтенсивним накопиченням твердофазних макроознак ґрунту. В системі починає складатися характерний для ґрунту біогеохімічний кругообіг речовин.

На цьому етапі первинне ґрунтоутворення змінюється стадією розвитку ґрунту (*2*), котра протікає у два етапи. Основна причина переходу до цієї стадії полягає в значному зростанні продуктивності наземних екосистем і обсягу біологічного кругообігу. Це зумовлено розширенням масштабів діяльності

вищих рослин. На етапі прискореного розвитку (*2а*), ґрунтоутворення протікає з наростаючою інтенсивністю. Воно охоплює все більшу товщу ґрунтотворної породи. На цьому етапі процеси ґрунтоутворення виходять далеко за рамки процесів функціонування ґрунтової системи. В результаті біологічного вбирання і трансформації речовин в організмах, елементи повертаються в ґрунт у складі якісно інших сполук, яких не було у первинному субстраті породи. Вони за своїми властивостями, найперше розчинністю, стають значно доступнішими для прийдешніх поколінь живих організмів і рослин. Це відповідно створює основу для наступних поколінь живих організмів ґрунту і рослин до розширення обсягу біологічного кругообігу на цьому етапі стадії розвитку. При цьому зворотного процесу формування вихідних форм сполук зазвичай не відбувається. Формується морфологічно виразний ґрунтовий профіль зі спектром генетичних горизонтів, притаманних конкретній ґрунтовій екосистемі. Формується певний фонд лабільних речовин, який називається *резервним фондом*. У ньому вміст доступних для організмів елементів у декілька разів переважає можливість їхнього одночасного вмісту у біоті – *обмінний фонд*. Для різних біогеоценозів притаманне різне співвідношення між фондами. Але потужність ґрунтового профілю, його генетичних горизонтів, властивостей родючості й екологічні функції ще не відповідають потенціалу природної екосистеми. Етап прискореного розвитку триває до того часу, коли екологічний потенціал біогеоценозу починає вичерпуватися.

Сукупність процесів, що відбуваються на етапі прискореного розвитку, приводить не тільки до зміни речовинного складу ґрунту, але й до суттєвого перетворення фізичного стану, складення твердої фази. У результаті діяльності кореневих систем рослин, ґрунтової фауни, мікроорганізмів, у поєднанні з властивостями заново утворених сполук, у ґрунті з’являється відповідна агрегованість твердої фази, виникають специфічні новоутворення тощо.

На цьому етапі розвитку ґрунтові мікропроцеси, досягнувши певного кількісного рівня і впорядкованості у просторі і часі,

поєднуючись і взаємодіючи між собою, утворюють якісно нову групу процесів – мезо- і макропроцеси. В ґрунтовій системі абсолютно домінують мезопроцеси (за І. Герасимовим – елементарні ґрунтотворні процеси другого порядку). До них належать: опідзолення, гумусова акумуляція, лесиваж, торфоутворення, агрегатоутворення тощо. Завдяки їм формуються специфічний речовинний склад, фізичні властивості ґрунту, відбувається диференціація ґрунту на агрегатному і горизонтному рівнях. Основні процеси також починають самосповільнюватись у своєму розвитку (акумуляція гумусу, метаморфічні і педотурбаційні процеси тощо). У цей час етап прискореного розвитку ґрунтової системи змінюється етапом сповільненого розвитку (*2б*), який триває аж до формування зрілого ґрунту з притаманними йому розвинутим профілем, характерними властивостями і біогеоценотичними функціями.

Комплекс ґрунтових мезопроцесів (за А. Роде) трансформується в макропроцеси, або власне ґрунтотворні процеси. Вже вони призводять до формування не окремих специфічних ознак і окремих генетичних горизонтів, а до відповідних типів ґрунтів з характерними для них системою генетичних горизонтів: чорноземів, підзолистих ґрунтів, солонців тощо. Ґрунтові макропроцеси формуються в результаті відповідного поєднання ґрунтових мезопроцесів в умовах специфічного прояву біогеохімічного кругообігу. Причиною профільної диференціації речовинного складу і властивостей ґрунтів є просторове відокремлення по вертикалі ґрунтових мікро- і мезопроцесів міграції й акумуляції речовини, розчинення та осадження, окисно-відновних процесів, гумусоутворення, мінералізації органічної речовини, надходження опаду тощо. На стадії розвитку ґрунту виникає важлива якісна особливість ґрунтоутворення – просторове розмежування зони біологічного вбирання елементів мінерального живлення і зони їхнього повернення з опадом. Відбувається своєрідне антигравітаційне “перекачування” біофільних елементів з різних горизонтів ґрунту на поверхню. Максимально повно воно проявляється в лісових екосистемах.

Наприкінці цієї стадії сумарний процес ґрунтоутворення поступово сповільнюється. Він щільно наближається до певного рівноважного стану, який визначається зовнішніми і внутрішніми чинниками ґрунтоутворення. Якщо ґрунт досягнув рівноважного стану за головними ознаками (вміст гумусу в окремих горизонтах, фонди лабільних елементів, потужність горизонтів тощо), тоді він переходить у третю стадію, *стадію рівноваги – "клімаксний" стан* (*3*). Вона може тривати нескінченно довго, або бути дуже короткою. На цій стадії зрілий ґрунт ніби повертається у початковий стан, коли процеси функціонування ґрунтової системи знову домінують над процесами ґрунтоутворення. На стадії клімаксного стану підтримується більш-менш постійна динамічна рівновага між ґрунтом і середовищем, тобто з існуючим комплексом чинників ґрунтоутворення. Причому, різні ґрунтові макропроцеси відзначаються різним віковим трендом досягнення рівноваги. Властивість ґрунту приходити до стану квазірівноваги за різними ознаками в різний час називається *поліклімаксністю*.

На певному етапі розвитку ландшафту клімаксна стадія ґрунтоутворення змінюється *еволюцією ґрунту* (*4*) в результаті саморозвитку екосистеми (*автометаморфоз*), до якої він входить у якості одного з компонентів, або у результаті зміни одного або декількох чинників ґрунтоутворення – клімату, рослинності, характеру ґрунтового зволоження, під впливом оранки земель, зрошення чи осушення території тощо (*параметаморфоз*). Стадію еволюції ґрунту можна зіставити зі стадіями й етапами розвитку, які ведуть до нового клімаксного стану. При цьому утворюється новий ґрунт, з новими твердофазними педогенними ознаками і новим комплексом властивостей. Під час еволюції одні ознаки і властивості можуть змінюватись, а інші навпаки, залишатися від попередніх умов ґрунтоутворення, будучи не притаманними новим умовам. У таких випадках говорять про *полігенетичність ґрунту*.

Еволюція ґрунту може відбуватись у різних напрямах: у сторону наростання потужності ґрунту (сингенетичне ґрунтоутворення, намиті ґрунти) або шляхом зменшення потужності

внаслідок ерозії чи дефляції; в бік засолення ґрунту або його розсолення; у напрямку деградації ґрунтової родючості або її наростання (*проградація*). Напрям розвитку й еволюції ґрунтової системи визначається конкретною природною ситуацією на місцевості. Кожен наступний етап еволюції – це новий ґрунт, або його новий рівноважний стан, який може змінитись новими еволюційними циклами. Яскравими прикладами різних циклів параметаморфозу чорноземів є: чорнозем опідзолений, чорнозем реградований, чорнозем з другим гумусовим горизонтом, чорнозем сильно змитий, чорнозем вторинно-солонцюватий тощо.

Таких циклів ґрунтоутворення на одному і тому ж субстраті може бути декілька. Ґрунти, які пройшли декілька циклів ґрунтоутворення називаються *полігенетичними* (поліциклічними). У профілі полігенетичних ґрунтів зазвичай присутні реліктові ознаки, які не пов'язані з сучасним етапом ґрунтоутворення. Наявність реліктових твердофазних ознак у профілі ґрунту є пам'яттю біогеоценозу про те, що він у минулому формувався під впливом іншого комплексу елементарних ґрунтотворних процесів.

Узагальнений опис процесів і змін у твердій фазі ґрунту на різних стадіях його формування такий (див. рис. 1):

I. *Початкова стадія ґрунтотворного процесу* (первинний ґрунтотворний процес): 1) відсутність ясно виражених ґрунтових ознак у твердій фазі; 2) наявність мікропроцесів за відсутності мезо- і макропроцесів; 3) незначні масштаби біологічного кругообігу (зразка арктичних або тропічних пустель); 4) наявність масштабних неґрунтових абіотичних процесів, наприклад мерзлотні кріотурбації, соліфлюкція, еолове перенесення піску, водна ерозія породи тощо; 5) слабкий зв'язок процесів, які відбуваються в межах біологічного кругообігу з абіотичними процесами і, як наслідок – слабо виражений біогеохімічний кругообіг.

II. *Фаза прискореного розвитку ґрунту* (*2а*) характеризується ввігнутою кривою: 1) прогресивно розширюються масштаби біологічного кругообігу з кожним наступним поколінням

біоти; 2) формування ґрунтових мезопроцесів і головних ґрунтових ознак; 3) формування специфічної профільної диференціації ґрунту, організації та впорядкування властивостей, ознак і процесів на агрегатному, горизонтному і профільному рівнях; 4) формування біогеохімічних кругообігів.

II. *Фаза сповільненого розвитку* (*2б*), яка характеризується випуклою ділянкою кривої: 1) зниження інтенсивності розширення масштабів біологічного кругообігу; 2) розвиваються профілетворні макропроцеси за подальшої активності мікро- і мезопроцесів.

III. *Стадія рівноважного функціонування* (*3*): 1) всі головні процеси відбуваються в рамках відносно стабільних біогеохімічних кругообігів; 2) відносна стабілізація головних ознак ґрунту, крім ознак, які піддаються сезонним змінам.

Розвиток та еволюція ґрунтів, ґрунтового покриву і ландшафтів на земній поверхні відбувається не випадково, а відповідно до загальної історії ландшафтів, яка визначається глобальними геологічними процесами, такими як глобальні кліматичні, тектонічні чи морфоструктурні процеси. Всі вони є потужними зовнішніми чинниками еволюції ґрунтів.

Ґрунтуючись на теорії Вільяма Моріса Девіса про утворення великих водно-акумулятивних рівнин платформенних областей світу, В. Ковда зробив висновок, що існує єдиний шлях еволюції ґрунтів і ґрунтового покриву цих рівнин, пов’язаний із загальною геологічною еволюцією у напрямі поступового абсолютного чи відносного підняття, посилення дренажу і висихання території, які призводять, залежно від кліматичних умов, до вилуговування, остепніння або опустинення ґрунтів. Звідси зародилась ідея про єдиний еволюційний ланцюг ґрунтів водно-акумулятивних рівнин, які проходять у своєму природно-історичному розвитку послідовні стадії гідроакумулятивного, гідроморфного, мезогідроморфного, палеогідроморфного, протерогідроморфного і неоавтоморфного ґрунтоутворення.

На високих первинних ерозійних рівнинах і плато ґрунтоутворення відбувається по-іншому: на початкових стадіях

формуються примітивно-автоморфні, потім розвинуті автоморфні і, насамкінець, палеоавтоморфні ґрунти.

1.1.6. Тип ґрунтоутворення

Тип ґрунтоутворення – це головний напрям розвитку ґрунтотворного процесу в межах відповідної природної області. Цей термін виник ще на початку XX ст., але його трактування не було таким однозначним. Одні вчені повністю ототожнювали тип ґрунтоутворення з типом ґрунту. Тобто типів ґрунтоутворення мало би бути стільки, скільки є типів ґрунтів. Інші, такі як К. Глінка, С. Неуструєв, В. Кубієна, навпаки вважали, що типів ґрунтоутворення є значно менше, ніж наявних на земній суші типів ґрунтів, оскільки багато з типів ґрунтів мають перехідний характер.

Неуструєв С., так як і К. Глінка, виділяв всього п’ять типів ґрунтоутворення: *латеритний, підзолистий, солонцевий, степовий і болотний*. Зауважимо, що типів ґрунтів є значно більше. В. Кубієна виділяє вже дев’ять типів ґрунтоутворення, кожен з яких об’єднує багато типів ґрунтів. Він дотримувався думки, що в природі існують перехідні типи ґрунтоутворення. Наприклад, деякі типи ґрунтів сформувалися в результаті поєднання декількох типів ґрунтоутворення: поєднання підзолистого і степового ґрунтоутворення приводить до виникнення типу сірих лісових ґрунтів; підзолистого і болотного – до появи типу болотно-підзолистих ґрунтів тощо.

Значна мозаїка ґрунтів у світі, домінування континуально-дискретних границь між різними ґрунтами і ландшафтами, свідчить про складність систематики і класифікації типів ґрунтоутворення, як і типів ґрунтів. Формування ґрунту того чи іншого типу – це завжди результат комплексної дії багатьох різноякісних, часто протилежно направлених ґрунтотворних процесів. Тільки спільна дія цих процесів приводить до синергетичного ефекту виникнення певного напрямку ґрунтотворного процесу.

Для розкриття суті характеру ґрунтоутворення найкраще підходить концепція елементарних ґрунтотворних процесів,

комплект яких визначає напрямок (тип) ґрунтоутворення. Кожному генетичному типу ґрунту відповідає свій комплект елементарних ґрунтотворних процесів. Відповідно до цієї концепції тип ґрунтоутворення і тип ґрунту – це поняття одного порядку.

У ґрунтознавстві існують узагальнення і вищого порядку (надтипові): підводне, алювіальне, гідроморфне, автоморфне, гірсько-ерозійне (гірське), кріогенне, степове, болотне, лісове, культурне ґрунтоутворення. Відповідно до них навіть названі деякі елементарні ґрунтотворні процеси, такі як олучніння, остепніння, опустинення, заболочування, засолення, які характеризують розвиток перехідних типів ґрунтів. Вживаються такі терміни як Al-Fe-гумусове, гумусово-елювіальне, ізогумусове, метаморфічне, текстурно-диференційоване, елювіально-ілювіальне ґрунтоутворення тощо.

На сьогодні поняття *тип ґрунтоутворення* найчастіше пов'язують з наявністю або домінуванням певного елементарного ґрунтотворного процесу, який визначає формування ґрунтового профілю. Він може бути спільним для певних типів ґрунтів.

1.1.7. Гетерогенність і полігенетичність ґрунтів

Ґрунт, його будова, склад і властивості є результатом складного і тривалого природно-історичного процесу розвитку певного типу ґрунтоутворення. Біокосна ґрунтова система постійно "наздоганяє, пристосовується і врівноважується" до екологічного потенціалу біогеоценозу. Вона весь час розвивається та еволюціонує разом з біоценозом, є його функцію і одночасно творцем, ніби "живе" своїм життям і, одночасно управляється ззовні, а потім контролює, а то й змінює самого творця – біоценоз. Такий симбіоз взаємодій і взаємовпливів не проходить безрезультатно. В ґрунті постійно відбуваються якісь зміни і перетворення, які у кінцевому варіанті відображаються на його морфологічній будові у формі різноманітних твердофазних утворень, що мають різні морфологічні ознаки. Вони є до певної міри консервативними, тому що багато з них змінюються дуже

повільно у часі, не переміщаються у просторі, відображаючи складний хід історії ґрунтоутворення. За ними, як у дзеркалі, можна побачити і відтворити різні етапи розвитку, цикли еволюції ґрунту і ландшафту в часі і просторі, що підтверджує вислів В. Докучаєва про ґрунт як "дзеркало ландшафту". Таким чином ґрунт можна порівняти з "бібліотекою" природи, точніше "архівом", у якому зберігається у "записах" вся історія його розвитку. Безперечно, можна з великою правдивістю констатувати, що ґрунт – це не тільки дзеркало ландшафту, а й закодований хід історії його розвитку й еволюції. Цей закодований запис по-різному збережений в тілі ґрунтового профілю (аналогічно рукописам). Залишається тільки науково розшифрувати ці "природні записи" з максимальною часткою достовірності. Це можна зробити, якщо знати "ті морфологічні елементи і ознаки ґрунтів, які вивчені з генетичної точки зору, достовірно інтерпретовані, відносно яких ми точно знаємо, що вони означають і чим вони обумовлені, яких внутрішніх властивостей і процесів (у певному середовищі) вони є показниками і символами". Як і в архівних документах, у ґрунтовому профілі частина інформації про ґрунтові процеси може бути назавжди втраченою ("вирвані чи спалені") внаслідок процесів незворотного "стирання" морфологічних ознак певного процесу в результаті стираючої еволюції. Частина морфологічних ознак і властивостей ґрунту можуть бути навпаки, невпізнанно видозмінені (ретушовані, виправлені), внаслідок еволюції наслідування. Всі реліктові ознаки і властивості є пам'яттю ґрунту про умови функціонування біоценозу в минулому.

Завдяки своїй біокосності ґрунтова система змінюється повільніше, ніж такі лабільні складові ландшафту, як рослинність, клімат, мікробіота тощо. Висока інертність ґрунту до змін є запорукою збереження багатьох морфологічних елементів і ознак у формі реліктів. Наприклад, властивості гумусових речовин чорноземів суттєво є наслідком "реліктового" ґрунтоутворення (7 тис. р. гумусу чорноземів), що ставить перед суспільством високі вимоги до збереження гумусу цих ґрунтів, боротьби проти ерозії, процесів дегуміфікації, біологічного

виснаження ґрунту. Наявність у чорноземах таких новоутворень як журавлики, є ознакою палеогідроморфізму не тільки цих ґрунтів, але й ландшафтів України. З іншого боку, присутність у гумусово-акумулятивному горизонті чорноземів типових Волино-Поділля міграційно-міцелярних педогенних форм карбонатів (псевдоміцелію, плісені, карбонатного нальоту), може свідчити про середньоголоценове остепніння ландшафтів Правобережного лісостепу або використання ґрунтів у складі староорних земель. Майже в усіх ґрунтах зустрічаються ознаки сучасного і давнього (реліктові) ґрунтоутворення, що створює можливість історико-генетичного аналізу ґрунтового профілю на основі докучаєвської концепції про ґрунт як дзеркало ландшафту, або закодований запис його історії і сучасного стану.

Палеопедологія голоцену і реліктові ознаки сучасних денних ґрунтів є джерелом підвищеної уваги ґрунтознавців до створення історичних схем ґрунтоутворення, розвитку вчення про еволюцію ґрунтів. На основі цієї концепції І. Соколов і В. Таргульян ввели в науку поняття “ґрунт-пам’ять” і “ґрунт-момент”[1]. У 1984 р. І. Соколов модифікував ці поняття, розділивши всі ґрунтові властивості на три категорії: “ґрунт-пам’ять” – консервативні властивості, що виникли на давніх етапах ґрунтоутворення; “ґрунт-відображення” – стійкі властивості, що сформувалися на сучасному етапі ґрунтоутворення; “ґрунт-життя” – сучасні динамічні ґрунтові ознаки (склад розчинів чи ґрунтово-вбирного комплексу).

Майже 90 % ґрунтів верхньокайнозойського віку Євразії й Америки (голоценові, плейстоценові, пліоценові) мають поліґенетичний характер. *Моногенетичні ґрунти*, які сформувалися за відносно незмінного стану чинників і умов ґрунтоутворення, є швидше виключенням. Моногенез – це ефемерна стадія в історії ґрунтоутворення.

---

[1] Targulyan V. O., Sokolov I. A. Strukturnii i funktsionalnii podkhod k pochve: pochva-pamyat i pochva-moment // Matematicheskoe modelirovanie v ekologii. Moskva : Nauka, 1978. S. 17–33.

Полігенетичні ґрунти – це біокосні системи, які в процесі свого природно-історичного розвитку пройшли декілька відмінних за характером і напрямком ґрунтоутворення стадій, що пов'язані з геологічною і геоморфологічною історією земної поверхні в пізньокайнозойський час. Основні закономірності розвитку ґрунтів і ландшафтів цього періоду часу полягають у: 1) ритмічності і неперервності процесу педоседиментоґенезу; 2) стадійності ґрунтоутворення; 3) направленості ґрунтоутворення; 4) періодичності умов ґрунто- і осадоутворення; 5) зональності і регіональності ґрунтоутворення [14].

У сучасних голоценових ґрунтах позатропічних областей зазвичай зберігаються ті чи інші твердовазні ознаки і властивості давніх стадій розвитку – релікти, властивості, що виникли на більш давніх етапах еволюції (давній, ранній, середній голоцен) за неіснуючих зараз поєднань чинників і умов ґрунтоутворення, у результаті ґрунтових процесів, які відсутні в сучасних екосистемах. Серед реліктових ознак розрізняють: літорелікти (властивості, успадковані від ґрунтотворної породи), педорелікти (властивості, успадковані від минулих стадій ґрунтоутворення). Саме ці реліктові властивості та ознаки ґрунтів характеризуються поняттям "ґрунт-пам'ять".

Зважаючи на закономірності розвитку ґрунтів у верхньому кайнозої, можна припустити, що більшість ґрунтів у минулому, зараз і в майбутньому, представляють собою складні педокомплекси.

1.2. Ґрунтові мікропроцеси

У найбільш біогенній біокосній системі, якою є ґрунт, усі циклічні міжфазові взаємодії відбуваються через комплекс різноманітних фізичних, фізико-хімічних і біогенних ґрунтових мікропроцесів. Кожен з них проявляється серією послідовних фазових змін, реакцій і явищ трансформації речовини й енергії, з яких складається механізм розвитку ґрунтотворного процесу. Більшість з них є ґрунтовими, але не ґрунтотворними процеса-

ми. Значна частина ґрунтових мікропроцесів за своєю природою є циклічними і протилежно спрямованими.

1.2.1. Фізичні мікропроцеси

До фізичних ґрунтових мікропроцесів циклічного характеру належать: процеси танення (плавлення) і кристалізації води, замерзання розчинів, конденсація–випаровування, нагрівання–охолодження, набухання–просідання, зволоження–висихання, розтріскування–ущільнення, капілярні явища, пептизація–коагуляція.

Танення (плавлення) і кристалізація води. Замерзла вода у формі *льоду* – це безбарвна, прозора, у значних скупченнях (фірн) синювата тверда речовина. Лід має скляний блиск, він крихкий при здавлюванні. Утворюється лід у кріосфері, частиною якої може бути ґрунт у холодний період року або у високих широтах (Арктика–Антарктика) чи у горах вище снігової лінії. Лід утворюється при зниженні температури нижче 0°С (льодовики, підземний лід, кріоземи тощо). Зворотний процес до замерзання є танення льоду (плавлення). *Плавлення* – це процес переходу речовини з твердого стану в рідкий. При підвищенні навколишньої температури понад 0°С відбувається процес нагрівання мінеральної маси ґрунту. Коли температура навколишнього середовища більша за температуру льоду (замерзлого розчину) в ґрунті, починає відбуватися теплообмін між різними термодинамічними системами. Тоді внутрішня енергія льоду буде збільшуватися, а при цьому і його температура, яка зростає поступово. З погляду молекулярно-кінетичної теорії будови речовини, в цей час збільшується кінетична енергія коливального руху молекул води у вузлах кристалічної ґратки льоду. Після досягнення температури 0°С лід починає плавитися. Його температура ще певний час не змінюється, незважаючи на те що навколишня температура продовжує збільшуватись і передавати льоду певну кількість теплоти. Уся енергія, що надходить з навколишнього середовища, витрачається на руйнування кристалічної ґратки льоду. У цей інтервал часу внутрішня енергія льоду зростає

тільки завдяки збільшенню потенціальної енергії взаємодії молекул. Вода ще певний час існує ніби одночасно у двох станах. Після того як весь лід розплавився і перетворився на воду (точка плавлення), її температура починає збільшуватися, тобто починає зростати кінетична енергія руху молекул. Вода починає випаровуватись.

У той момент, коли температура ґрунту у нічний час знову опускається нижче 0°С (точка замерзання води), температура води починає падати. Зниження температури свідчить про те, що кінетична енергія, а отже, швидкість руху молекул зменшуються. Коли досягнуто температури кристалізації 0°С, швидкість руху молекул зменшується настільки, що вони вже не можуть перестрибувати з місця на місце. Вони поступово займають фіксовані положення у просторі, і до моменту завершення кристалізації вже всі молекули коливаються біля положень рівноваги. Вода переходить у стан із меншою внутрішньою енергією – повністю перетворюється на лід. Під час подальшого зниження температури ґрунтового середовища замерзла вода (лід) холоне, її об'єм збільшується майже на 10 %, а кінетична енергія коливального руху молекул зменшується. Отже, процеси плавлення та кристалізації води неможливі без процесу теплообміну, відсутність якого унеможливлює подальше плавлення льоду чи кристалізацію води.

Процес замерзання розчинів. Чиста вода за нормального атмосферного тиску 101 325 Па (760 мм рт. ст.) замерзає за температури 0°С. Атмосферна волога, контактуючи з твердою і газовою фазами ґрунту, перетворюється у розчини. Присутність розчиненої речовини знижує точку замерзання розчинника пропорційно концентрації розчину. Це явище є прямим наслідком зниження тиску пари розчинів. Збільшення концентрації розчину викликає зниження тиску його водяної пари. Точкою замерзання є температура, при якій одночасно може існувати тверда і рідка фази даної речовини. Тиск пари твердої і рідкої фаз при цьому має бути однаковим, щоб не призвести до міжфазових переходів цих речовин і повного зникнення однієї з них. Два стани рідини – лід і вода, можуть

необмежено довго існувати разом за температури 0°С саме тому, що за 0°С тиск пари льоду (4,6 мм рт. ст) дорівнює тискові пари води. Ця температура і є точкою замерзання чистої води. В розчині, тиск його пари при 0°С буде менший за 4,6 мм рт. ст., тому лід, опущений у розчин буде швидко танути. Одночасне існування льоду і розчину буде можливе тільки у разі температури нижче 0°С, за якої тиски пари льоду і розчину врівноважаться. Тому розчин замерзає за нижчої температури, ніж чистий розчинник.

Конденсація і випаровування. *Конденсація* (від лат. *condensare* – згущувати) – процес переходу газу або насиченої пари в рідину чи тверде тіло внаслідок охолодження або стиснення їх. Швидкість процесу залежить від зовнішніх умов – тиску, температури, інколи – наявності інших речовин. У ґрунтових умовах більш поширеним явищем є *капілярна конденсація* (від лат. *capillaries* – волосяний + *condensare* – згущувати). Прикладами конденсації є випадання роси на поверхні твердих тіл, утворення хмар і поява туману.

Якщо температура і тиск у навколишньому середовищі вищі від значень, які відповідають потрійній точці для цієї речовини, утворюється рідина (конденсат). *Потрійна точка* – це макроскопічний стан речовини, за якого його газоподібна, рідка та тверда форми знаходяться у термодинамічній рівновазі. Такому стану відповідає точка, в якій сходяться криві розділу фаз. На кривій існує єдине сполучення значень температури і тиску, за яких всі три фази речовини перебувають у стані термодинамічної рівноваги. Ця властивість робить потрійну точку зручним і легко відтворюваним еталоном температури. Зокрема, для води потрійна точка реалізується за температури 0,01°С і тиску 611,657 Па. Ранньою весною у великих порах і камерах ґрунту можливий короткочасний період одночасного існування води у трьох агрегатних станах (рідкому, газоподібному і твердому). Це відбувається лише тоді, коли *термодинамічна рівновага* ще не встановилася: лід у порах ще не розплавився, і вода ще не випарувалася.

Якщо температура й тиск вищі від значень, які відповідають потрійній точці для цієї речовини, утворюється рідина (*конденсат*). Інакше пара переходить у твердий стан, і таке явище має особливу назву *десублімація*. В ґрунтовій атмосфері конденсація часто відбувається за наявності ядер конденсації в разі зниження температури до *точки роси* – за якою повітря досягає стану насиченості водяною парою при незмінному тиску і даному стані вологоємності. Утворення крапель при конденсації відбувається на деяких центрах, які називаються *ядрами конденсації*. Це частинки гігроскопічних солей, тверді частинки пилу чи мулу, які є продуктами згорання або органічного розпаду. Розміри ядер конденсації змінюються від сотих часток мікрометра (1 *мкм*, *мк*, або *μm* = 10^{-6} *м*) до 1 мкм.

У ґрунтових порах відносна вологість майже завжди становить 100 % (стан повного насичення). Тоді точка роси збігається з фактичною температурою повітря. Досягнення точки роси – необхідна умова утворення роси. При конденсації утворюються найдрібніші краплі води, діаметром декілька мікрометрів. Конденсація починається тоді, коли повітря досягає стану насичення, а це найчастіше відбувається при зниженні температури ґрунтового повітря до точки роси, особливо у нічний час. Виникають початкові комплекси молекул води, які далі ростуть до розмірів хмарних крапель. Якщо точка роси значно нижча 0°С, тоді утворюються льодяні кристали. Перехід водяної пари в твердий стан називається *сублімацією*.

Випаровування – процес переходу рідини в газоподібний стан. Відбувається за будь-якої температури, найчастіше з поверхні ґрунту або з увігнутих менісків капілярної бахроми. В поверхневому шарі рідини у будь-який час завжди є молекули, що досить швидкі, тобто мають достатню кінетичну енергію, щоб перебороти міжмолекулярні сили притягання долішнього шару молекул рідини і покинути її. При цьому температура рідини, що випаровується, має знижуватися, тому що молекули, які її покидають забирають частину кінетичної енергії. Швидкість випаровування зростає зі зростанням температури.

Випаровування супроводжується оберненим процесом – конденсацією водяної пари. Якщо пара над капілярними менісками насичена, то між процесами встановлюється динамічна рівновага, за якої кількість молекул, що покидають рідину за одиницю часу, дорівнює кількості молекул, що повертаються в неї. Якщо ж пара над рідиною ненасичена, то випаровування продовжується доти, доки пара не стане насиченою, або до повного висихання рідини. Швидкість випаровування з поверхні ґрунту зростає у вітряну погоду, тому що вітер забирає молекули пари з-понад поверхні ґрунту, заважаючи встановленню динамічної рівноваги. Інтенсивне і швидке випаровування призводить до висушування і пересихання ґрунту.

Нагрівання–охолодження. Джерелом нагрівання ґрунту є сонячна радіація. На шляху до поверхні ґрунту сонячні промені долають відстань 149,6 млн км, проходячи крізь повітря атмосфери. Короткохвильова промениста енергія Сонця не нагріває повітря, про що свідчить зниження температури повітря з висотою. Падаючи на оголену від рослинності поверхню ґрунту, сонячні промені нагрівають її. *Процес нагрівання* ґрунту – це перенесення тепла від нагрітого Сонцем горішнього шару до більш холодного долішнього. Цей процес можливий завдяки тому, що поверхня ґрунту поглинає короткохвильову променеву енергію Сонця, швидко трансформуючи її у теплову. Внаслідок цього поверхня ґрунту поступово нагрівається. Вона по-різному нагрівається залежно від кута падіння сонячних променів, забарвлення ґрунту, щільності поверхні та рельєфу. Вже нагріта земна поверхня випромінює теплову радіацію. Більша частина цього тепла (до 80 %) витрачається на випаровування води, решта – на нагрівання повітря у тропосфері.

Нагрітий Сонцем поверхневий шар ґрунту у результаті теплообміну з долішніми шарами атмосфери і ґрунту віддає їм своє тепло. Тобто, за позитивного радіаційного балансу частина тепла від нагрітої поверхні передається в глибші шари ґрунту, а частина – в повітря. Швидкість нагрівання і температура діяльної поверхні залежать головно від сонячної радіації і

теплових властивостей ґрунту. Оскільки ґрунт є багатофазним біокосним тілом, яке складається з твердої, рідкої і газової фаз, нагрівається він нерівномірно. Мінеральна речовина ґрунту має інші теплові властивості, ніж органічна частина, газова і рідка фази. Процес нагрівання долішніх шарів ґрунту визначається теплопровідністю (залежність пряма) і теплоємністю (залежність зворотна) різних ґрунтових фаз. Мінеральна речовина має не тільки вищу теплопровідність (швидко нагрівається), але й вищу тепловіддачу (швидко охолоджується). Рідка фаза навпаки, повільно нагрівається і повільно охолоджується. Ця особливість викликана тим, що теплоємність води у два-три рази більша за теплоємність мінералів і порід. Хоч для підвищення температури ґрунту на 1°С потрібно у два-три рази менше тепла, ніж для нагрівання поверхні води, проте наявність її в ґрунті стимулює повільніше його нагрівання через затрати тепла на випаровування води і відсутність активної термічної конвекції. Крім того, вода мобільна, тому тепло разом з нею проникає вглиб ґрунту, на що витрачається енергія і час. У дрібноземистому ґрунті вода рухається переважно дуже повільним ламінарним просочуванням вологи. В скелетних і грубопористих ґрунтах цей процес ускладнюється появою турбулентного, а при потужних зливах – навіть провального турбулентного потоку вологи.

На передання тепла вглиб від шару до шару витрачається певний час. Тому терміни максимальної та мінімальної температур на глибині запізнюються порівняно з аналогічними температурами на поверхні: добові – на пів доби, річні – від декількох місяців до пів року. У шарі постійної річної температури вона дорівнює середньорічній температурі на поверхні. Товща ґрунту, що розташована над шаром постійної річної температури і відчуває її сезонні коливання, називається *діяльним шаром*.

Механізм передання тепла в ґрунті відбувається двома способами: шляхом *молекулярної теплопровідності* та *конвекційного руху*. При конвекції тепло передається разом з речовиною, а при теплопровідності перенесення речовини немає.

Теплопровідність – це здатність речовини переносити теплову енергію шляхом теплообміну без фізичного масопереносу. Кількісно теплопровідність вимірюється *коефіцієнтом теплопровідності*, який вимірюється у Вт/(м·К) або $Вт \cdot м^{-1} \cdot К^{-1}$. Ґрунтова волога і повітря передають тепло конвекційним шляхом, а мінеральна частина ґрунту передає тепло через теплопровідність. Оскільки у більшості мінеральних ґрунтів тверда фаза абсолютно домінує над рідкою і газовою фазами (9/1), то процес передання тепла здійснюється здебільшого через явище теплопровідності. Механізм молекулярної теплопровідності полягає в тому, що кінетична енергія атомів і молекул, яка визначає температуру твердого тіла, передається атомам і молекулам у тих ділянках тіла, де температура нижча.

Найбільшу теплопровідність мають речовини, в яких тепло переноситься вільними електронами, що зумовлено їхньою малою масою. Тому теплопровідність металів зазвичай висока (теплопровідність алюмінію 236 Вт/(м·К)). У нагрітій області речовини є більше електронів із високою енергією, тому вони легко мігрують у холодніші області, де і втрачають цю енергію, яка розсіюється на коливання кристалічної ґратки. В діелектриках (наприклад, кераміка), де немає вільних електронів, тепло передається повільнішими коливаннями атомів. У дрібноземистих ґрунтах на сіалітній, фералітній і алітній корах вивітрювання переважають силікатні мінерали (теплопровідність кварцу 8 Вт/(м·К)), мінерали солі (теплопровідність галіту 0,45–1,25 Вт/(м·К)), сесквіоксиди Феруму й Алюмінію. Процес теплообміну в силікатах повільніший, ніж у чистих металів, але швидший, ніж у мінералів солей і діелектриків.

Теплопровідність – не єдиний шлях, яким тепло передається від мінеральних часток із вищою температурою, до часток із нижчими температурами. Ґрунтове повітря має найменшу теплопровідність через невелику густину молекул і доволі нечасті зіткнення між ними (теплопровідність повітря 0,026 Вт/(м·К)). Унаслідок більшої густини і частішого зіткнення молекул рідини мають вищу теплопровідність (теплопровідність води 0,6 Вт/(м·К)) ніж гази, але меншу за метали і силікатні мінерали.

Тому в газовій і рідкій фазах ґрунту тепло переноситься зазвичай через конвекцію, а в мінеральній частині ґрунту – шляхом молекулярної теплопровідності.

Насправді процес нагрівання ґрунту значно складніший, зважаючи на одночасну присутність у ньому всіх трьох фаз і органічної речовини. Це зумовлено різними тепловими властивостями твердої, рідкої, газової фаз і органічної речовини. Крім того, мінеральна маса гумусового і долішніх горизонтів ґрунту часто огорнута тонкими плівками гумусу, високодисперсними глинистими і неглинистими утвореннями, розділена порами у яких наявні повітря, мінерали-солі та волога, що ускладнюють перенесення тепла в ґрунтово-підґрунтовій товщі.

Найповільніше проводить тепло повітряно-сухий, структурний і багатий на органіку ґрунт. Найшвидше проводить тепло мінеральна частина ґрунту. Чим більше в ній грубозернистих часток, тим вища теплопровідність: піщані частки нагріваються у 2,0–2,5 рази швидше, ніж пилуваті або глинисті. При збільшенні щільності з 1,1 до 1,6 г/см^3 теплопровідність зростає у 2,0–2,5 рази. Навпаки, при збільшенні пористості від 30 % і вище теплопровідність знижується. Вологий ґрунт має більшу теплопровідність, ніж сухий, завдяки механічній і термічній конвекціям.

Охолодження. В теплий період року, після тривалого нагрівання земної поверхні температура ґрунту знижується з глибиною, досягаючи на певній глибині шару постійних температур. У холодну пору відбувається зворотний процес охолодження ґрунту. Це стається тоді, коли температура повітря опускається нижче від температури ґрунту, внаслідок чого відбувається посилена інсоляція тепла з поверхні ґрунту в атмосферу. Акумульоване за літо тепло через відповідні механізми теплопередачі надходить з долішніх “нагрітих” горизонтів ґрунту до холоднішої земної поверхні, а звідси в атмосферу.

Охолодження ґрунту – це процес відведення теплоти від шару ґрунту, що охолоджується, до іншого шару або середовища, які мають нижчу температуру. При охолодженні

відбувається передання теплової енергії за допомогою теплового випромінювання, теплопровідності і конвекції. Тільки вектор розвитку процесу охолодження є протилежний до вектора розвитку процесу нагрівання ґрунту у теплі сезони року. Середовище, яке має температуру нижчу, ніж охолоджуване середовище, називається *охолоджувальним*. У межах біогеоценозу ними можуть бути атмосферне повітря, атмосферна волога, вітер тощо. Будь-яке нагріте тіло природним шляхом можна охолодити тільки до температури середовища, в якому перебуває це тіло, або безпосередньо з ним контактує. Знизити температуру ґрунту нижче від температури навколишнього середовища можна лише штучним шляхом. Наприклад, влітку це можна зробити шляхом дощування при зрошенні, мульчуванням соломи на поверхню ґрунту, лісонасадженням, відтворенням природного біоценозу тощо.

Процес охолодження починається з поверхневого шару ґрунту. Поступово охолодження переходить до долішніх шарів і горизонтів. Через певний час температура знизиться в усій ґрунтовій товщі аж до шару постійних температур, нижче від якого температура підґрунтя майже не змінюється, якщо немає джерела глибинного ендотермічного нагрівання. Час охолодження ґрунту залежить від його теплопровідності, потужності нагрітої влітку товщі, температури охолоджувального середовища (атмосфера), коефіцієнта тепловіддачі. Чим вищі ці значення, тим більше тепла забирається від ґрунту, що охолоджується. При охолодженні тепловий потік спрямований від центру до периферії, тобто до земної поверхні. Перенесення теплоти у товщі ґрунту, а від нього до охолоджувача відбувається через механізм молекулярної теплопровідності та конвекції.

При зниженні температури всі процеси сповільнюються, а при падінні температури нижче 0°С починається замерзання ґрунту з поверхні. Ґрунтова волога зазвичай при 0°С не замерзає. За температури нижче −10°С замерзає майже вся волога, крім міцнозв’язаної. У цей час відбувається антигравітаційне пересування вологи до поверхні з нижніх горизонтів. При промерзанні ґрунту вологість верхніх горизонтів може переви-

щувати повну вологоємність унаслідок розсовування ґрунтових часток кристалами льоду. В цей час окремі горизонти можуть акумулювати до 100 мм вологи.

Наслідком охолодження ґрунту є зворотний характер градієнта зміни його температури в холодний період року. До шару постійних температур вона поступово підвищується. Наявність на поверхні ґрунту поволоки у формі снігу, лісової підстилки чи степової повсті сповільнює швидкість охолодження ґрунту. Навпаки, здування снігу, згрібання органічних підстилок, вирівнювання і прикатування поверхні, посилюють процеси охолодження ґрунту.

Зволоження–висихання. Всі ґрунтові процеси більше, або менше пов'язані з його поверхневими характеристиками. Основним джерелом зволоження ґрунту є атмосферні опади. Досягнувши земної поверхні, атмосферна волога контактує з твердою фазою ґрунту, внаслідок чого відбувається його змочування. В процесі зв'язування води ґрунтом відбувається виділення теплової енергії. Ця властивість називається *теплотою змочування*. Величина теплоти змочування характеризує активність взаємодії твердої фази ґрунту з водою, тобто характеризує його гідрофільність. У процесі гідратації ґрунтових часток молекули води при переході їх у зв'язаний стан втрачають частину своєї кінетичної енергії, що виражається в обмеженні їхнього вільного трансляційного руху. При утворенні навколо ґрунтових часток плівок зв'язаної води відбувається також зменшення поверхневої енергії радикалів кристалічної ґратки. В результаті зниження кінетичної енергії молекул води і поверхневої енергії ґрунтових часток, у процесі змочування виділяється теплова енергія. Головну роль при цьому відіграє зміна кінетичної енергії молекул води. Величина теплоти змочування є функцією кількості води, яка переходить у міцнозв'язаний стан у процесі гідратації ґрунтових часток. Між величиною теплового ефекту і хімічною природою твердої речовини і рідини існує тісний зв'язок. За однакової дисперсності ґрунту теплота змочування тим більша, чим більша схожість між рідиною і твердою поверхнею, тобто чим

менша різниця полярності між дисперсною фазою і середовищем. Тому полярні (гідрофільні) ґрунти володіють більшим ефектом змочування, а отже й більшим тепловим ефектом у полярних рідинах, якою є вода (на відміну від неполярних вуглеводів). Ґрунтові часточки, які вкриті плівкою гумусових речовин, мають нижчий ефект змочування і стають більш гідрофобними. Теплота змочування характеризує “активність” ґрунту в процесі гідратації, яка залежить від його мінералогічного і гранулометричного складу, складу ввібраних катіонів і від тих умов, у яких перебуває ґрунт. Отже, чим більш дисперсна ґрунтова система, тим інтенсивніше змочування ґрунту і більша його теплота змочування. Верхньою межею розміру часток, які володіють теплотою змочування, є 0,02 мм. Більш-менш помітним це явище стає тільки, починаючи з розміру часток 0,005 мм. Піщані та супіщані ґрунти відзначаються низькою теплотою змочування (0–2 кал/г), суглинкові та глинисті – високою (2–8 і 8–26 кал/г відповідно).

У дисперсних системах ефект змочування ґрунтових часток залежить також від кристалічної структури мінералів. Для глинистих ґрунтів із жорсткою структурою спостерігається лінійна залежність між вмістом глинистих часток і теплотою змочування. Для глинистих ґрунтів із лабільними кристалічними ґратками ця залежність складніша. Це можна пояснити тим, що в таких структурах вода зв’язується не тільки зовнішньою поверхнею глинистих часток, але й проникає в міжпакетний простір. За падінням теплоти змочування глинисті мінерали можна розмістити у такий ряд: монтморилоніт > бейделіт > галуазит > каолініт > пірофіліт. На величину теплоти змочування впливає не тільки мінеральний склад часток, але й ступінь досконалості їхньої внутрішньої структури. Каолініт зі строго впорядкованою структурою характеризується вищим ефектом змочування, порівняно з каолінітом, структура якого недосконала.

Теплота змочування притаманна також органічній частині ґрунту. Процес дегуміфікації ґрунту призводить до зменшення теплоти його змочування. Склад обмінних катіонів так само впливає на змочування ґрунту. Чим більш гідратовані катіони

вбирного комплексу, тим більша теплота змочування ґрунту: Mg > Ca > H > Li > Na > K. Проте головну роль у зв'язуванні води і виділенні теплоти змочування має не гідратація обмінних катіонів, а сама поверхня часток.

Існує залежність між категорією вологоємності ґрунту і величиною теплоти змочування. Так при максимальній адсорбційній вологоємності (МАВ) теплота змочування наближається до нуля. Відношення максимальної гігроскопічної вологи до МАВ дорівнює 1,6.

Протилежним процесом до зволоження ґрунту є його *висихання*. Загалом під час висихання з ґрунту видаляється найбільш мобільна речовина, якою є вода: спочатку вільна, потім капілярна і насамкінець – неміцно зв'язана (плівкова). Процес висихання ґрунту відбувається за будь-якої температури повітря. При прогресивному підсиханні вологий ґрунт постійно прагне врівноважитись із навколишнім середовищем. Інтенсивність процесу визначається швидкістю висихання, яка зменшується із наближенням системи до стану рівноваги, що дорівнює нулю при повній втраті ґрунтом вологи. Процес висихання ґрунту складний і залежить від багатьох зовнішніх і внутрішніх чинників. Вологопровідність і теплопровідність ґрунту є основними характеристиками його висихання. Суттєво на процес висихання ґрунту впливає температура, відносна вологість, атмосферний тиск і швидкість вітру над земною поверхнею. Додатково впливають на процес висихання капілярні явища і наявність у порах защемленого повітря тощо. Основний механізм процесу висихання ґрунту реалізується через випаровування вологи з нього.

Процеси набухання і просідання. При зволоженні ґрунту відбувається міжфазова взаємодія високодисперсних органічних і мінеральних часток твердої речовини (ґрунтова плазма) з молекулами води атмосферної вологи. Глинисті та неглинисті високодисперсні мінерали, гумусові колоїдні частки й органомінеральні похідні гумусових кислот мають дуже велику загальну питому поверхню з високим енергетичним потенціалом. При контакті ґрунтової плазми з диполями води, під дією

міжмолеклярних сил виникає електростатичне притягання молекул води до поверхневого шару молекул твердих часток, тобто розвивається гідратація і сорбція води ґрунтом. Навколо ґрунтових часток утворюється полімолекулярна плівка з міцно- і рихлозв'язаної води. Адсорбована на поверхні часток вода за фізичними характеристиками має властивості, близькі до твердого тіла. У результаті гідратації ґрунтових часток зменшуються сили зчеплення між ними, вони віддаляються одна від одної, що призводить до загального збільшення об'єму ґрунту. Таке фізичне явище називається *набуханням*.

Набухання сильно виражене в слабозцементованих переущільнених глинистих ґрунтах засушливого клімату, що містять у своєму складі глинисті мінерали з мобільними кристалічними ґратками (монтморилоніт, вермикуліт тощо), а також органічну речовину. Цей процес найбільш характерний для ґрунтів з коагуляційними і перехідними типами контактів. Набухання зумовлене капілярними, осмотичними і адсорбційними процесами поглинання вологи ґрунтом. При гідратації поступово збільшується вологість ґрунту, зростає товщина водних плівок, тобто збільшується кількість шарів молекул навколо часток і одночасно збільшується товщина подвійного електричного шару (ПЕШ). Це призводить до виникнення сил тиску розклинення між частками, які відповідно викликають руйнування структурних зв'язків між ними, їхнє роз'єднання і збільшення об'єму системи загалом. У ґрунтах, поверхнева енергія яких вища (глинисті), інтенсивніше проявляється процес набухання. В дисперсних ґрунтах, які набухають, переважають коагуляційні контакти. В них спостерігаються перехід із твердої консистенції у пластичну і зниження в декілька разів характеристик міцності ґрунтів.

Протилежним до набухання є процес *просідання ґрунту*, тобто зменшення його об'єму при висиханні. Гранична межа просідання ґрунту відповідає повному видаленню води з нього і перехід ґрунту із напівтвердої у тверду консистенцію. Механізм просідання ґрунту залежить від тих самих чинників, що й набухання. Він розвивається у протилежному до набухання

векторі. Причинами зменшення об'єму ґрунту при його обезводненні є зменшення товщини водних плівок навколо часток, поступове зближення часток між собою і перетворення при цьому коагуляційних контактів у точкові або перехідні. За рахунок цього об'єм ґрунту і його пористість поступово зменшуються, порівняно з початковими. Часто буває так, що процес просідання не призводить до повного повернення до зайнятих раніше (до набухання) просторових позицій ґрунтових часток, що є одним із чинників формування пористості ґрунту.

Липкість. Здатність ґрунту прилипати до поверхні різноманітних предметів (коренів рослин, новоутворень, ґрунтообробних механізмів тощо) називається *липкістю*. Цей процес зумовлений взаємодією твердої фази ґрунту з різними новоутвореннями або включеннями за посередності плівки води, яка взаємодіє, з одного боку, з частинками дрібнозему ґрунту, а з другого – з поверхнею предмету, що стикається з ним. Головним чинником липкості ґрунту є його вологість. Липкість також залежить від гранулометричного, хімічного і мінералогічного складу, а також від структури ґрунту і складу вбирного комплексу. Чим більш дисперсна ґрунтова система, тим більшою липкістю вона характеризується.

Механізм формування липкості проявляється при збільшенні вологості ґрунту. На ранній стадії змочування поверхні ґрунтових часток, молекули води міцно адсорбуються поверхнею (міцнозв'язана вода має властивості твердого тіла), тому при стиканні такої системи зі стороннім об'єктом вона не в змозі змочити його. При збільшенні вологості в ґрунті з'являється зв'язана вода полімолекулярної адсорбції, котра при збільшенні зовнішнього тиску (ріст коренів, кристалізація новоутворень) переходить у менш зв'язану воду, яка вже здатна взаємодіяти зі стороннім об'єктом, що й призводить до появи липкості. Подальше зволоження ґрунту приводить до "притирки" і покращення умов контакту. За вологості максимальної молекулярної вологоємності зчеплення ґрунтових часток зростає в результаті найповнішого розвитку капілярних сил. Це спричиняє значне збільшення липкості, оскільки за даної

вологості капілярні меніски можуть сформуватись і в місцях контакту дрібнозему з самим об'єктом. За подальшого збільшення вологості липкість ґрунту різко знижується. Це пояснюється тим, що різко зменшується структурна міцність ґрунту через різке скорочення кількості капілярних менісків при заповненні капілярів поровим розчином і переходом ґрунту з трифазового (тверда + рідка + газова) у двофазовий стан (тверда + рідка).

За однакових умов найбільша липкість характерна для ґрунтів з домінуванням високодисперсних глин монтморилонітового і гідрослюдистого складу. Зі зменшенням дисперсності параметри липкості знижуються. Вплив обмінних катіонів на липкість найсильніший у важких глинах монтморилонітового складу, особливо тоді, коли у вбирному комплексі домінують одновалентні катіони. При домінуванні двовалентних катіонів липкість знижується.

Розтріскування–ущільнення. *Тріщинуватість* – це властивість твердих тіл і ґрунтів, що виражається у розсіченості їх дрібними тріщинами різної протяжності, форми і просторового розміщення. *Процес розтріскування* – це порушення монолітності (розрив) материнської породи або суцільності складення дрібноземистого ґрунту. Цей процес притаманний практично всім гірським породам і ґрунтам, особливо на стадії первинного (початкового) ґрунтоутворення. Густота мережі тріщин материнських порід при вивітрюванні та ґрунтоутворенні максимально розвивається у такому порядку: пісковики < алевроліти < аргіліти < мергелі < сланці < солі < вапняки < доломіти. Серед дрібноземистих ґрунтів процес розтріскування ґрунтової товщі максимально розвивається в глинистих ґрунтах переважно монтморилонітового складу з лабільними кристалічними ґратками. Він тісно поєднується з процесами зволоження–висихання, набухання і просідання, в умовах контрастного водного режиму (континентальний клімат). Тріщинуватість покращує циркуляцію водних розчинів, шляхи дренування в ґрунтах із незадовільними колекторськими властивостями, стимулює перехід від повільного ламінарного до швидкого (навіть провального) турбулентного переміщення вологи, що

призводить до втрати ґрунтом вологи і швидкого висихання ґрунту. Тріщинуватість викликає анізотропність ґрунтової маси і посилення аридизації водного режиму ґрунту навіть в умовах гумідного клімату (наприклад, рендзини Полісся).

У ґрунті поширені не тектонічні, а гіпергенні тріщини, які за генетичними ознаками поділяються на тріщини: сколювання, розширення, вивільнення, розсування, розриву тощо. За геометричними ознаками в ґрунті переважають тріщини: поздовжні і поперечні, а в окремих новоутвореннях (журавчики) – радіальні тріщини. У вологому дрібноземистому ґрунті більшість тріщин є закриті, тобто зі щільно притиснутими одна до одної стінками. При швидкому висиханні ґрунту тріщини стають відкритими (зяючими) із розсунутими стінками. Називаються вони тріщини висихання, або полігональні тріщини. Формуються такі тріщини у дрібноземистих ґрунтах внаслідок їхнього висихання. Процеси дегідратації і втрата вологи призводять до зменшення об’єму різних блоків ґрунтової маси в певних морфонах ґрунту, їхнє ущільнення, просідання і розрив стінки.

Подібні об’ємні зрушення відбуваються при замерзанні і розмерзанні ґрунту. Вільна вода при замерзанні збільшується в об’ємі на 1/11, що призводить до розпирання стінок пор або камер ґрунту. Після плавлення льоду і розмерзання ґрунтова маса зменшується в об’ємі й осідає, що й призводить до утворення тріщин. При замерзанні лід утворюється зазвичай тільки у деяких місцях, до яких стягується вода з інших частин ґрунту. Через це, в одних морфонах утворюються гнізда льоду, а в інших – кількість води зменшується. В таких ділянках ґрунт ущільняється, як при висиханні. В місцях утворення льоду, після його плавлення залишаються великі порожнини.

Ущільнення ґрунту – це стискання між собою окремих часток і цілих блоків ґрунту, в результаті чого зменшуються проміжки між ними. Сильно ущільнені ґрунти мають мало великих пор, завдяки чому загальний об’єм пор зменшується, а щільність ґрунту, відповідно, збільшується. При переході ґрунту з перезволоженого двофазового стану (вода + тверда фаза) до трифазового (вода + тверда фаза + повітря), в масі ґрунту

виникають капілярні сили, які стискують ґрунтову масу у певному напрямку, ущільнюючи її. Чим більше зволожений ґрунт, тим більше він ущільнюється при висиханні. Прогресивне висушування ґрунту призводить до ще більшого ущільнення. Це триває аж до досягнення ним стану абсолютно сухого ґрунту. Порівняно з повітряно-сухим станом ґрунт ущільнюється у 1,5 раза. Капілярне ущільнення ґрунту поступово переходить у сили взаємного притягання. Разом вони викликають об'ємні зміни у ґрунті. Завдяки анізотропності (неоднорідності) ґрунту напрям цих сил буде різний. Отже, різними будуть також об'ємні зміни. З тієї причини в ґрунті виникають перенапруження, у результаті яких з'являються тріщини. Часте повторення зволоження і висихання ґрунту збільшують його тріщинуватість, яка є початком утворення агрегатів. Чим більше в ґрунті колоїдних часток, і чим однорідніший його гранулометричний склад, тим більша здатність такого ґрунту до тріщинуватості.

Капілярні явища. Пори з вузьким внутрішнім каналом називаються *капілярами*. Під капілярними явищами розуміють підйом або опускання води чи розчинів по вузьких капілярних порах ґрунту, розміри яких не перевищують 8 мм. У крупніших порах капілярні явища не виражені, тому що суцільний увігнутий меніск тут не утворюється. Більша частина поверхні залишається плоскою, а викривлення спостерігаються тільки біля стінок. Особливо активними є меніскові сили в капілярах, діаметром від 100 до 3 мкм. Пори розміром < 3 мкм заповнені в основному зв'язаною водою, тому меніски тут також не утворюються.

При контакті рідини з капіляром вона змочує стінки капіляра, в результаті чого утворюється увігнутий меніск (А), який відповідно піднімає рідину вверх по капіляру на певну висоту. Якщо рідина не змочує капіляр (наприклад, інертні рідини), тоді рівень рідини в капілярі знижується через утворення опуклих менісків (В) (див. рис. 2).

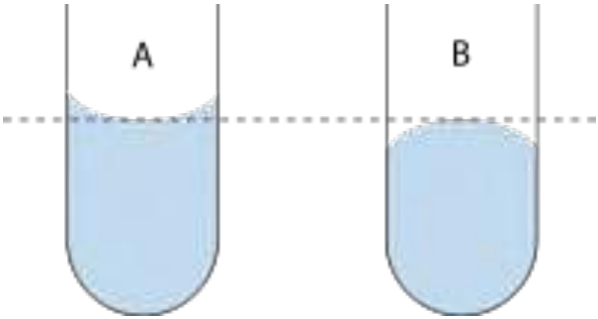


Рис. 2. **Увігнутий (А) і опуклий (В) меніски в капілярах**

Висота підйому (опускання) рідини в капілярі залежить від властивостей рідини (щільності, наявності домішок, температури) і радіуса капіляра (див. рис. 3).

При змочуванні водою між твердими часточками в тонких порах виникають капілярні сили, які утримують їх між собою. Величина цих сил обернено пропорційна діаметру часток і розраховується за формулою:

$$h = 75 / d,$$

де h – висота капілярного підняття води, мм; d – діаметр ґрунтових часток, мм.

Або, висота капілярного підняття води обернено пропорційна діаметру капіляра і розраховується за формулою (*закон Ж. Журена*):

$$h = 2\sigma \cos \theta / r_0(\rho - \rho_0)g,$$

де h – висота капілярного підняття води, σ – коефіцієнт поверхневого натягу рідини, θ – кут змочування рідиною стінки капіляра, r_0 – радіус капіляра, ρ – густина рідини, ρ_0 – густина газової фази над рідиною, g – прискорення вільного падіння.

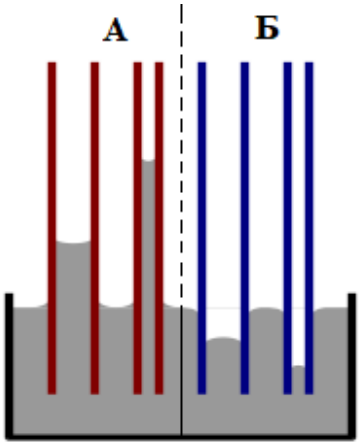


Рис. 3. **Капілярний ефект у тонких порах різної товщини (*А* – при змочуванні, *Б* – без змочування)**

Якщо рідина повністю змочує капіляр, то висота її підйому в капілярі зростає. З теорії капілярного змочування випливає, що сухий розпилений ґрунт при змочувані його водою повинен зміцнюватися (не розпилюється), тобто механічна міцність його має зростати зі збільшенням змочування. Найбільша міцність на розрив спостерігається за вологості, наближеної до повного заповнення капілярів ґрунту водою. За надлишкової вологості капілярні сили зникають, оскільки увігнуті меніски вже не утворюються. Тоді між часточками ґрунту виникають товсті плівки води, які послаблюють сили зчеплення між частками. Як наслідок цього, в ґрунтовій системі наростає текучість. Чим менший розмір ґрунтових часток, тим тонші капіляри вони утворюють і тим вища кривизна менісків. Тому, в глинистих ґрунтах міцність при зволоженні вища, ніж у суглинкових, а тим більше у піщаних. Вони здатні створювати міцніші агрегати за однакової вологості. Дія капілярних сил припиняється, коли ґрунт висихає.

Механізм дії капілярних (меніскових) сил полягає в наступному. Молекули води, які знаходяться поблизу і на самій поверхні рідини, зазнають притягання зі сторони маси молекул,

які розташовані нижче поверхні поділу фаз вода–повітря. Це призводить до утворення плівки поверхневого натягу і розвитку внутрішнього молекулярного тиску, який досягає величини 11 тис. атмосфер (поверхневий натяг або поверхневий тиск Лапласа). Тиск Лапласа дорівнює різниці між атмосферним тиском і тиском рідини. При стикуванні води зі стінками пор капілярів, унаслідок змочування та дії електростатичних сил, молекули води вздовж стінок капілярів ніби підтягують за собою сусідні молекули, внаслідок чого в капілярах утворюється кривизна у формі увігнутих менісків. Вони будуть мати тим більшу кривизну, чим менший діаметр капілярів. Поверхневий тиск під увігнутими менісками буде менший, ніж тиск під плоскою плівкою поверхневого натягу. Це зменшення тиску називається "*негативним капілярним тиском*". Він тим вищий, чим більша кривизна менісків (чим вужчі пори або капіляри) і чим сухіший ґрунт. Розвиток негативного капілярного тиску і, відповідно, еквівалентної за розмірами всмоктуючої сили, викликає підйом вологи в капілярах і порах ґрунту на висоту, яка відповідає капілярному тиску (всмоктуючій силі). Відбувається виштовхування води в капіляр, а меніск ніби піднімає воду за собою.

Пептизація–коагуляція. До складу дисперсних систем ґрунту входять грубодисперсні суспензії, гідрозолі та гідрогелі. Ґрунтові суспензії представлені часточками, розміром понад 0,25–0,30 мкм, які перебувають у завислому стані в ґрунтовій волозі. У звичайних умовах грубодисперсні суспензії знаходяться переважно у згорнутому стані. Знову з'являються тільки після зливових дощів, або при інтенсивних низхідних токах гравітаційної вологи. Переміщаються разом з гравітаційним водним потоком по поверхні ґрунту, грубими порами, тріщинами і біогенними ходами. Ґрунтові суспензії дуже нестійкі. Вони легко осідають на стінках тріщин, пор, гранях структурних окремостей, або в середині губчатої маси ґрунтових горизонтів. У дрібноземистих ґрунтах вони переміщаються переважно по поверхні ґрунту на схилах, або в незімкнених тріщинах пересохлого ґрунту.

Пептизація і коагуляція – це процеси, що притаманні колоїдним системам. Ґрунтові частки, розміром від 1 до 100 нм (1 нм = 10^{-9} м) називаються *ґрунтовими колоїдами*. Колоїдні часточки в розбавленому стані утворюють колоїдні розчини, які вирізняються високою стійкістю. Вони можуть фільтруватися через грубі середовища, але не проходять через щільні фільтри і не дифундують через напівпроникні перетинки і клітинні мембрани. Міжфазові взаємодії дисперсних (колоїдних) систем здійснюються через процеси пептизації і коагуляції.

Пептизація – це розщеплення агрегатів (грудок, пластівців, згустків), що виникли при коагуляції (згортанні) дисперсних систем, на елементарні часточки під дією рідкого середовища (води) або спеціальних речовин (пептизаторів). Пептизація відбувається при збільшенні заряду часток і (або) ліофілізації (гідрофілізації) їхньої поверхні.

Пептизація можлива тільки при коагуляційних контактах між частинками, коли ті об’єднані в агрегати або просторову структурну сітку (коагель) силами міжмолекулярної взаємодії через тонкий прошарок дисперсного середовища. У результаті пептизації можливе повне руйнування просторової сітки й перехід гідрогелю в гідрозоль. Існує дві групи гідрозолів: суспензоїди і емульсоїди. *Суспензоїди* – це системи, в яких дисперсна фаза представлена найтоншими твердими часточками глин каолінітового, кварцового та ілітового типу. Суспензоїди відносно малостійкі, легко коагулюють, після чого не завжди здатні перейти в рухомий стан гідрозоля.

Типові *емульсоїди* представляють собою колоїдну систему, дисперсна фаза якої складена найтоншими часточками “рідини” і розпилена в рідкому дисперсному середовищі. Колоїдні частки емульсоїдів характеризуються високою гідратованістю (це не притаманне суспензоїдам). Емульсоїдні гідрозолі набагато стійкіші, мобільніші та здатні переміщатися в товщі ґрунтових горизонтів. Розчини, які подібні до желатину, клею, драглів, білків, молока – це типові приклади емульсоїдних гідрозолів. Ґрунтовими колоїдами, які дуже близькі до емульсоїдних гідрозолів є: гумати амонію і натрію, розчини кремнекислих

лугів, гідроокис кремнію. Вони є високодисперсними, тому в ґрунтах дуже рухомі. Серед мінеральних колоїдів з типово вираженими властивостями емульсоїдів є мінерали групи монтморилоніту, особливо у лужному середовищі.

Емульсоїдні гідрозолі часто і легко утворюють гідрогелі. Коагуляція емульсоїдних гідрозолів із розчинів у гідрогель відбувається внаслідок високої концентрації легкорозчинних солей, або внаслідок дегідратації колоїдних часток при замерзанні і висушуванні ґрунту. Відзначаються зворотною пептизацією. Не пептизуються зворотно тільки продукти осадження колоїдного кремнезему, оскільки він після висушування кристалізується і втрачає здатність переходити у форму рухомого гідрозолю. Суспензоїдні колоїди є гідрофобними, а емульсоїдні – гідрофільними.

Більшість продуктів колоїдного типу в ґрунтах перебуває у стані більш-менш обводнених коагелів або осадів. *Коагуляція* – це злипання ґрунтових часток колоїдного розміру при їхньому зіткненні в процесі теплового (броунівського) руху, перемішування або направленого переміщення в зовнішньому силовому полі. В ґрунтових агрегатах (флокулах) колоїдні часточки пов'язані молекулярними силами безпосередньо або через прошарок навколишнього (дисперсного) середовища. В нестабільних золях коагуляція приводить до утворення агрегатів. Злипання часточок дисперсної фази в колоїдних системах, що супроводжується випаданням осаду, гелеутворенням в усьому об'ємі системи, відбувається як без зовнішньої дії на систему (просто з часом, як наприклад осадження колоїдного $Fe(OH)_3$ в лабораторії) внаслідок її тенденції до зменшення вільної енергії, так і при такій дії (підвищення температури, механічних, електричних впливах, при введенні коагулянтів).

1.2.2. Фізико-хімічні мікропроцеси

У ґрунтових системах досить поширені різноманітні фізико-хімічні реакції на рівні мікропроцесів, серед яких: гідратація, гідроліз, окиснення–

відновлення, розчинення–кристалізація, осадження, ізоморфізм і поліморфізм.

Процес розчинення відбувається при контакті твердої речовини і газів з розчинником, роль якого в ґрунті виконують різні рідини, здебільшого це вода атмосферних опадів або волога ґрунтових вод. Серед твердої фази ґрунту здатність розчинятися у водних розчинах мають переважно мінерали-солі. Силікатні мінерали, гуміфікована органічна речовина та її похідні з мінеральними компонентами ґрунту такою здатністю не володіють.

Розчинення – це перехід мінеральної речовини у розчин. Воно залежить від мінералогічного складу гірських порід, хімічної активності води та природно-кліматичних умов. Найлегше розчиняються галоїди, сульфати і деякі карбонати. Велике значення має хімічна активність води, що залежить від вмісту іонів H^+ і OH^-. Кислі розчини, збагачені іонами H^+, здатні розчиняти сполуки Ca, Mg, Fe, Na. Лужні розчини, збагачені іонами OH^-, розчиняють навіть такі важкорозчинні сполуки, як кварц. Розчинна здатність природних вод збільшується в умовах теплого і вологого клімату.

Процес, який супроводжується винесенням із гірських порід і ґрунтів лише легкорозчинних хімічних сполук, має назву *вилуговування*. Останнє супроводжується утворенням у ґрунті пор і порожнин. Прикладом може бути вилуговування з ґрунту легкорозчинних зерен кальциту, що призводить до появи в ньому дрібних порожнин, або каверн.

Більшість твердих речовин, а також усі гази розчиняються у водному середовищі до відповідної межі. Розчин, в якому речовина навіть при тривалому контакті з розчинником (чи при тривалому збовтуванні у лабораторних умовах) далі не розчиняється, називається *насиченим розчином* за даної температури. При зміні температури може змінюватися ступінь розчинення твердої речовини. Чим більш насичений розчин, тим меншою є здатність твердої речовини до подальшого розчинення.

Сам процес розчинення твердої речовини, очевидно, здійснюється таким чином. Молекули усякої речовини пере-

бувають у постійному русі. У твердій фазі ґрунту рух молекул має коливальний характер. Коли тверда речовина контактує з рідиною, у якій вона може розчинятися, від її поверхні у результаті взаємодії з молекулами розчинника поступово відриваються окремі молекули. Завдяки дифузії вони рівномірно розподіляються в усьому об'ємі розчинника. Відокремлення молекул від поверхні твердої речовини відбувається внаслідок їхнього коливального руху і завдяки притяганню з боку молекул розчинника. Процес розчинення мав би тривати до повного розчинення будь-якої кількості твердої речовини, якби одночасно не розвивався зворотний процес – *кристалізація*.

Процес кристалізації. Молекули, що перейшли в розчин, у хаотичному русі вдаряються об поверхню ще нерозчиненої речовини і знову притягаються до неї, входячи до складу її кристалітів. Чим більша концентрація розчину, тим швидше відбуватиметься виділення з нього молекул твердої речовини. Зі збільшення розчинення речовини концентрація розчину зростає до моменту, коли швидкість розчинення стає рівною швидкості кристалізації. Тоді встановлюється динамічна рівновага – "речовина нерозчинена ↔ речовина у розчині", при якій за одиницю часу розчиняється стільки ж молекул, скільки виділяється у зворотний бік. За таких умов концентрація розчину перестає збільшуватися, тобто він стає насиченим. Отже, *насичений розчин* – це такий, який може нескінченно довго залишатись у рівновазі з надлишком речовини, що розчиняється.

При розчиненні твердої речовини відбувається руйнування її кристалічної ґратки і розподіл молекул (або іонів) по всій масі розчинника. Це вимагає затрати енергії. Тому розчинення твердих речовин у рідинах здебільшого супроводжується вбиранням тепла, внаслідок чого у щойно створеному розчині знижується температура. Правда, деякі тверді речовини, наприклад Натрій гідроксид NaOH, або Калій карбонат K_2CO_3, розчиняються з виділенням тепла.

Міцність зв'язку між речовиною і кристалізаційною водою в окремих кристалогідратах дуже різна. Багато з них втрачає кристалізаційну воду вже за кімнатної температури, як наприк-

лад сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ чи глауберова сіль $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$. Для зневоднення інших кристалогідратів, їх потрібно нагрівати, іноді суттєво. Приміром, гіпс втрачає кристалізаційну воду вже за температури 60°С, перетворюючись у гіпсоангідрит. Чим більша пружність водяної пари кристалогідрату, тим швидше він втрачає кристалізаційну воду. Ті кристалогідрати, пружність пари яких більша від тиску пари, що є в повітрі, поступово втрачають свою воду за звичайної температури ("вивітрюються"). Такими є глауберова сіль, сода тощо. Кристалогідрати з меншою пружністю водяної пари не "вивітрюються", а деякі з них, такі як Кальцій хлорид $CaCl_2 \cdot 2H_2O$ навпаки, вбирають водяну пару з повітря, трансформуючись у $CaCl_2 \cdot 6H_2O$. Процес утворення гідратів супроводжується виділенням тепла.

Процес гідратації. Характеризує явище приєднання безводними мінералами води. При цьому молекули води входять у певних кількостях до структури мінералу. Насичення водою супроводжується перебудовою кристалічної ґратки мінералу і збільшенням його об'єму. Процес гідратації часто супроводжується розвитком тріщинуватості та виникненням деформацій масивів гірських порід і ґрунтів. При розчиненні багатьох речовин їхні молекули зв'язуються з молекулами розчинника, утворюючи *сольвати* (від лат. *solvere* – розчиняти). Коли розчинником є вода, ці сполуки називають *гідратами*, а процес їхнього утворення – *гідратацією*. Утворення сольватів зумовлене полярністю молекул речовини, що розчиняється. Завдяки полярності, молекули речовини, що розчиняється притягують до себе полярні молекули розчинника. Процес гідратації з утворенням стійких сольватів буде тим інтенсивнішим, чим більш полярними є молекули речовин, які взаємодіють. Оскільки з усіх наявних у ґрунті розчинників найбільшу полярність мають молекули води (діелектрична постійна = 81), то практично усі речовини ґрунту представлені переважно гідратами.

Гідрати є досить нестійкими сполуками, здатними розкладатися вже при випаровуванні розчинів. Але, іноді гідратна вода настільки міцно зв'язана з молекулами розчиненої речовини, що

при виділенні останньої з розчину вона входить до складу кристалітів мінералів. Такі кристалічні утворення, в побудові яких молекули води беруть участь як самостійні одиниці, називаються *кристалогідратами*, а вода, що міститься в них – *кристалізаційною*, або *кристалогідратною*. В процесах гідратації–дегідратації особливо легко утворюються кристалогідрати різних мінералів-солей.

Процеси дифузії та осмосу. Між газоподібним станом речовини і станом її у розчинах існує велика подібність. Молекули газів і молекули розчиненої речовини внаслідок свого руху прагнуть зайняти найбільший об'єм, чинячи при цьому тиск на стінки судин рослин або пор у ґрунті. Об'єм газів визначається об'ємами пор аерації у ґрунті, а об'єм молекул твердої речовини у розчині – об'ємом самого розчину в порах. При контакті насиченого розчину з ненасиченим розчинником, поступово молекули насиченого розчину, або навпаки, ненасиченого розчинника, рівномірно розподіляться по всьому об'єму рідини (ймовірно, цей процес відбувається одночасно). Це явище називається *дифузією* газів чи рідин (рис. 4).

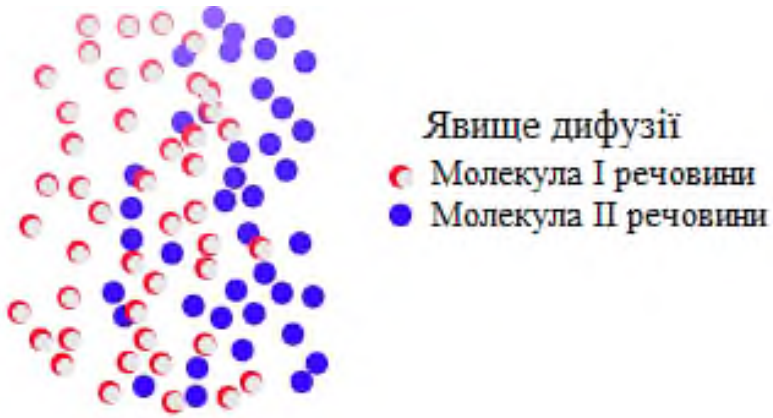


Рис. 4. **Явище дифузії в рідинах і газах**

Процес дифузії триває доти, доки концентрація молекул газу чи твердої речовини не стане однаковою в усіх шарах

рідини. Найімовірніше вирівнювання концентрацій у процесі дифузії відбуваються обома шляхами. Однобічна дифузія молекул розчиненої речовини через напівпроникні бар'єри клітин стебел рослин або ґрунту називається *осмосом*. Сила, що зумовлює осмос називається *осмотичним тиском*. Осмотичний тиск розчину прямо пропорційний концентрації й абсолютній температурі розчину. Явища осмосу дуже поширені у процесі ґрунтоутворення, гарантуючи життєдіяльність тваринних і рослинних організмів, а разом з ними реалізується основна ланка ґрунтоутворення – біологічний кругообіг і накопичення біомаси. Завдяки дифузії та осмотичному тиску вода, яка проникає в клітини м'яких органів рослин (стебла, листя, пелюстки), злегка розтягує їх, створюючи певну пружність (рис. 5).

Скошування рослин викликає випаровування води через оболонки клітин. При цьому знижується осмотичний тиск і об'єм клітинного соку, вегетативні органи опадають (стають дряблими), а рослина в'яне. Осмос також є причиною підняття води по стеблах рослин, росту клітин і багатьох інших біогенних явищ.

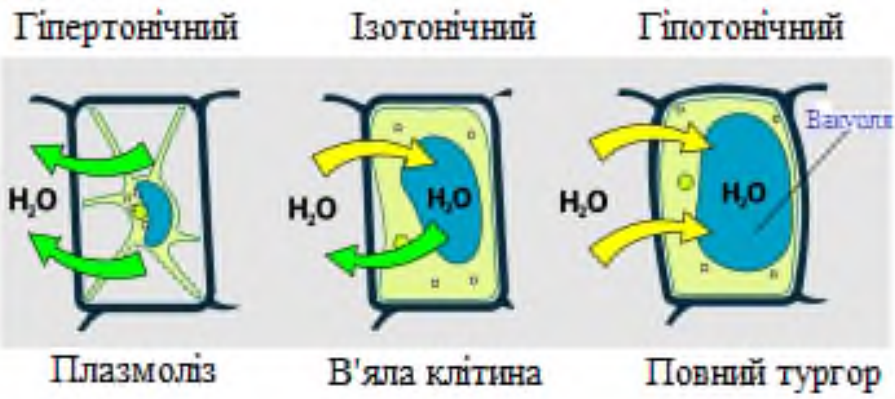


Рис. 5. **Явища осмосу в клітинах рослин: гіпертонічний (*плазмоліз*), ізотонічний (*в'яла клітина*), гіпотонічний (*повний тургор*)**

Процес дисоціації. Процес розпаду кристалів на окремі іони протікає таким чином. Молекули води мають полярність, тобто є диполями. Коли кристал солі потрапляє у воду, то розташовані біля його поверхні іони починають притягати до себе полярні молекули води (H^++OH^-). До катіонів солі притягуються негативні диполі води, а до аніонів – позитивні. Цей процес є двостороннім, тобто молекули води з такою ж силою притягують до себе йони солі. Притягнуті молекули води зазнають поштовхів з боку інших молекул, що перебувають у постійному русі. Цих поштовхів буває достатньо, щоб відокремити іони від кристала і перевести їх у розчин. Слідом за першим шаром іонів у розчин переходить наступний шар, аж до повного розчинення кристала. Іони кристала, що перейшли у розчин, зазвичай залишаються зв'язаними з молекулами води, утворюючи *гідрати іонів*. Наприклад, іон Гідрогену завжди зв'язаний у розчині з однією молекулою води H_2O, утворюючи *іон гідроксонію* H_3O^+. Розміри катіонів зазвичай менші за розміри аніонів, тому катіони сильніше притягують молекули води. Але, чим менший радіус іону металу, тим менше молекул води входить до складу гідратованого іона. Невеликий катіон Берилію Be^{2+} утворює тетрагідрат $[Be(H_2O)_4]^{2+}$ великі за розмірами катіони Mg^{2+} та Al^{3+} утворюють гексагідрати $[Mg(H_2O)_6]^{2+}$ і $[Al(H_2O)_6]^{3+}$, а такі великі катіони, як K^+ та інші, гідратовані ще сильніше.

Отже, в результаті процесу дисоціації утворюються власне не іони, а сполуки іонів з молекулами розчинника (гідрати іонів).

Гідроліз. Слово "гідроліз" (від гр. *hydor* – вода, *lysis* – розчинення) означає "розклад водою", або взаємодія речовини з водою, при якій складові частини речовини з'єднуються зі складовими частинами води. Це геохімічний процес обміну іонами між мінералом і водним розчином. Саме завдяки дисоціації води на водневі і гідроксильні іони H^+ і OH^- відбувається дуже важливе явище ґрунтоутворення – *реакція гідролізу*. Його механізм лежить в основі багатьох ґрунтотворних процесів, зокрема підзолистого і глейового, осолодіння, декальцинації, вилуговування тощо. Через механізм гідролізу відбувається хімічна природа ґрунтоутворення – взаємодія

кислот органічного походження з основами ґрунтотворної породи. Процес гідролізу є наріжним каменем живлення рослин і формування загального фонду біофільних елементів ґрунту.

Основною причиною гідролізу є утворення малодисоційованих речовин (молекул або іонів). Найпоширеніші реакції в біокосних системах, які є основою механізму ґрунтотворних процесів – це “розклад водою” твердої фази ґрунту через процеси гідролізу солей і мінералів.

Гідроліз солей. Гідроліз може відбуватися по-різному, залежно від сили кислоти й основи, при взаємодії яких утворилася сіль. У випадку взаємодії Натрій ацетату (сіль слабкої кислоти і сильної основи) з водою відбувається реакція:

$$CH_3COONa + H_2O \leftrightarrow CH_3COOH + NaOH$$

Оскільки NaOH є сильною основою, то іони натрію зовсім не з’єднуються з гідроксильними іонами води. Натомість ацетатна кислота є дуже слабкою, тому іони CH_3COO^-, зустрічаючись у розчині з водневими іонами води, відразу ж починають з’єднуватися з ними, утворюючи молекули CH_3COOH. Зменшення в розчині кількості іонів Гідрогену порушує рівновагу між молекулами води та її іонами, спричиняючи подальшу дисоціацію води. При цьому утворюються нові кількості іонів Гідрогену, які відповідно з’єднуються з іонами CH_3COO^- у нові молекули CH_3COOH і т. д., водночас збільшується кількість гідроксильних іонів у розчині. Цей процес відбувається до встановлення рівноваги як між молекулами води та її іонами, так і іонами H^+ та CH_3COO^-, аж доки процес нагромадження гідроксильних іонів не припиняється. У результаті цієї реакції розчин підлужується.

При гідролізі солей, утворених сильними кислотами і слабкими основами, відбувається подібна реакція з цією різницею, що тут катіони солі з’єднуються з гідроксильними іонами води, у той час як аніони залишаються вільними. Продуктом гідролізу є, зазвичай, основна сіль або катіони основної солі. У результаті цієї реакції в розчині нагромаджуються водневі іони, тим самим

підкислюючи його. Солі, які утворені сильними кислотами і сильними основами, не зазнають гідролізу.

Отже, гідроліз є реакцією, яка зворотна до реакції нейтралізації. Це означає, що якщо кислота або основа слабкі, то після змішування в розчині завжди залишається деяка кількість неіонізованих молекул кислоти або основи, і розчин стає або лужним, або кислим. При цьому розвивається кислотний або лужний гідроліз.

Гідроліз мінералів – це розклад мінералів дисоційованою водою з утворенням нових сполук і виносом окремих елементів у розчиненому вигляді. Цей процес призводить до руйнування кристалічних ґраток одних мінералів і утворення інших, нових хімічних сполук. У природі гідроліз найяскравіше виражений у силікатів. Мінерали цього класу утворюються в надрах Землі в умовах високих температур і тисків. У корі вивітрювання і ґрунті за присутності води та вуглекислоти, силікатні мінерали розпадаються на їхні складові компоненти, які у процесі обміну утворюють нові хімічні сполуки. Одні з цих сполук легко переходять у розчин і виносяться з зони вивітрювання. Інші лишаються *in situ*, утворивши залишкові продукти (елювіальні кори). До відносно легкорозчинних силікатів належать кислі та вуглекислі солі Натрію, Калію, Кальцію, Магнію (плагіоклази). До важкорозчинних належать водні оксиди Силіцію, Алюмінію і Феруму. Одним із характерних прикладів гідролізу мінералів є каолінізація польових шпатів, які складають більше половини (60 %) всіх мінералів земної кори і 40 % валового складу ґрунту. Тверді зерна цих мінералів розкладаються у присутності води та диоксиду Карбону з утворенням землистого каоліну, аморфного опалу SiO_2 та легкорозчинних солей Калію, Натрію, Кальцію.

Важливим чинником руйнування мінералів породи з утворенням кори вивітрювання і ґрунту є процеси гідратації з наступним розкладом (гідроліз) їхньої кристалічної ґратки. Інтенсивність гідратації зростає пропорційно диспергації (механічному подрібненню) ґрунту. Однією з причин руйнування кристалічної ґратки є заміщення металів у кристалітах мінералів на Гідроген розчинів у результаті реакції ізоморфізму.

При цьому гідроксоній H_3O^+ входить у кристалічні ґратки мінералів, витісняючи і заміщаючи в них Калій, Натрій, Кальцій і Магній. Це призводить до зміни умов формування заряду, і як наслідок, послаблення структурних зв'язків, розхитування і поступове руйнування кристалічних ґраток з переходом у розчин спочатку катіонів металів, а потім Силіцію, Феруму й Алюмінію у формі аквакомплексів катіонів $Al(OH)_2^+$, $Al(OH)^{2+}$ і $Fe(OH)_2^+$, $Fe(OH)^{2+}$.

Можливий інший механізм руйнування мінералів (структурний). Основу кристалічної структури алюмосилікатів складають поєднання кремнекисневих тетраедрів і алюмогідроксильних октаедрів. За даними рентгенографічних досліджень, вода і лід складаються з аналогічних структурних одиниць – тетраедрів, які близькі за формою і розмірами до кремнекисневих тетраедрів мінералів. Відповідність розмірів і подібність структур створює передумови до порівняно легкого заміщення кремнекисневих тетраедрів у мінералах на молекули води, що аналогічно призводить до руйнування кристалічної ґратки. Звітрені до тонкодисперсних розмірів мінеральні зерна силікатів і алюмосилікатів ґрунту при контакті з водою і завжди у присутності CO_2, при коливанні температури і промивному водному режимі, піддаються глибокому гідролізу. Продуктами руйнування мінералів є слабонасичені кремнекислі і вуглекислі розчини лужних і лужноземельних металів, істинні та колоїдні розчини кремнезему, а також сесквіоксиди полівалентних металів та їхні гідрогелі.

Адсорбція і десорбція. Здатність якої-небудь речовини вбирати своєю поверхнею різні гази, пари та розчинені речовини, називається *адсорбцією*. Вбирачами, або адсорбентами, можуть бути різні речовини. Найкращим адсорбентом є тверда фаза ґрунту, менше – ґрунтові розчини. Механізм адсорбції полягає в тому, що часточки, які розміщені на поверхні якоїсь речовини, перебувають в інших термодинамічних умовах, ніж часточки що є у середині неї. Останні зв'язані з сусідніми часточками силами електростатичного притягання аж до повного врівноваження між ними. У той час як часточки, що

розташовані на поверхні речовини врівноважуються тільки силами, що спрямовані всередину речовини і вздовж площини самої поверхні. Над поверхнею речовини діють інші термодинамічні умови. Часточки поверхневого шару врівноважені тільки знизу і по боках речовини, частиною якої вони є. Часточки поверхневого шару мають надлишкову енергію притягання. Тому поверхневий шар твердої речовини ґрунту може притягувати до себе часточки з рідкої або газової фаз, що стикається з ним. Товщина адсорбованого шару молекул речовини може бути різною. У більшості випадків він є мономолекулярним, тому що має товщину однієї молекули. Проте виникають також полімолекулярні шари адсорбованої речовини.

Адсорбовані молекули не залишаються на місці, вони певним чином коливаються. Кінетична енергія частини з них відриває їх від поверхні, внаслідок чого вони повертаються назад у навколишнє середовище. На їхнє місце надходять нові молекули. Так відбувається до того часу, аж поки не встановиться певний *стан адсорбційної рівноваги*, коли за одиницю часу кількість молекул, що вбираються поверхнею, відповідатиме кількості молекул які її покидають. Процес адсорбції супроводжується виділенням тепла.

Стан адсорбційної рівноваги залежить від концентрації затримуваної речовини у фазі, що стикається з адсорбентом і від температури. Зі збільшенням концентрації абсолютна кількість адсорбованих молекул зростає, хоча у відсотковому відношенні їх адсорбується менше, ніж при малих концентраціях. Підвищення температури зміщує адсорбційну рівновагу, спричиняючи *десорбцію*, тобто зворотне виділення адсорбованих молекул. Навпаки, зниження температури збільшує кількість адсорбованої речовини.

Оскільки явище адсорбції розвивається тільки на поверхні речовини, то закономірно, що чим більша питома поверхня адсорбента, тим більше молекул він може утримати на своїй поверхні. Тому високодисперсні і пористі ґрунти мають більшу вбирну здатність, ніж грубодисперсні та щільні.

Коагуляція і седиментація. Дисперсні системи розрізняються за ступенем дисперсності. Серед дисперсних систем

розрізняють суспензії та емульсії, колоїдні та істинні розчини. Рідини, в яких є завислі частки твердої речовини, називаються *суспензіями*. Коли ж у рідині перебувають у завислому стані найдрібніші краплини іншої рідини, то такі системи називаються *емульсіями*. Суспензії та емульсії належать до грубодисперсних систем, бо часточки дисперсної фази в них порівняно великі, розміром понад 100 нм (1 нм (нанометр) = 10^{-9} м) і їх видно у звичайний мікроскоп. У колоїдних розчинах діаметр часток дисперсної фази коливається у межах від 100 до 1 нм, які можна побачити тільки в ультрамікроскоп. В істинних розчинах діаметр дисперсних часток менший за 1 нм і їх не можна виявити оптичним способом.

Суспензії та емульсії легко відфільтровуються в ґрунті механічним способом через криволінійні капілярні міжагрегатні пори. Колоїдні розчини безперешкодно проникають через капілярні пори, але не проникають крізь ультракапілярні пори в середині агрегатів, а також мембранні перетинки клітин. Істинні розчини проникають крізь усі ультрапористі перешкоди в ґрунті.

Молекули істинних розчинів, як і колоїдні частки золів, перебувають у стані безладного (броунівського) руху. Зі збільшенням розмірів цих часток інтенсивність цього руху знижується, але в колоїдних розчинах вона ще достатньо велика, щоб протидіяти силі ваги часток, яка може їх осадити. У суспензійних розчинах вага часток переважує силу їхнього руху, тому вони з часом осідають. Електричний заряд колоїдних часток перешкоджає їхньому укрупненню при броунівському русі й унеможливлює руйнування золів.

Будь-яка причина, яка знижує або нейтралізує заряд колоїдних часток, призводить до зменшення стійкості колоїдних розчинів, сприяючи злипанню часток і утворенню крупніших агрегатів. Процес укрупнення колоїдних часток називається *коагуляцією*, або *зсіданням*. Цей процес відбувається дуже повільно. Коли частки досягають певних розмірів, починається швидке осадження їх, або *седиментація*. Основним джерелом коагуляції і седиментації колоїдних розчинів у ґрунті є контакт їх з різними електролітами. Контактування з електролітом дуже

підвищує загальну концентрацію іонів, які є в розчині, що створює сприятливі умови для вбирання зарядженими колоїдними частками іонів протилежного знаку заряду. Тим самим, початковий заряд часток знижується або зовсім нейтралізується, внаслідок чого відбувається швидка коагуляція золю.

Процес утворення драглистих коагелів дуже поширений у ґрунтах серед органічних колоїдів і колоїдних розчинів кремнієвої кислоти. Золі багатьох ліофільних колоїдів здатні за певних умов коагулювати так, що весь золь цілком перетворюється в досить густу масу, яка називається *драглі*, або *гідрогель*. При нагріванні драглиста маса знову переходить у золь. Драглі утворюються високомолекулярними сполуками, молекули яких можуть з'єднуватися між собою у довгі ланцюжки або нитки. Переплетення цих ниток створює ажурні просторові ґратки або сітки, комірки яких заповнені рідиною. Завдяки такій структурі драглі набувають властивостей твердої речовини, якою є, приміром, гумусові речовини. Чим менше води в драглистих утвореннях (<75 %), тим більше вони схожі на тверду речовину, стаючи ламкими.

Явища ізоморфізму і поліморфізму. Характерні для кристалічних структур і ґрунтових розчинів при міжфазових трансформаціях. Притаманні мінералам-солям і силікатам твердої фази ґрунту. Деякі речовини, які близькі за своєю хімічною природою, хоч і різні за складом, кристалізуючись утворюють кристали цілком однакової форми. Вони характеризуються однаковими або майже однаковими константами їхніх просторових ґраток. Такі речовини називають *ізоморфними* (мають однакову форму), а саме явище утворення однакових кристалів різними за складом речовинами – *ізоморфізмом*. Характерною особливістю ізоморфних речовин є їхня здатність спільно викристалізовуватися з розчину, у якому вони знаходяться, з утворенням мішаних кристалів однакової форми.

Суть ізоморфізму і утворення мішаних кристалів полягає в тому, що атоми або іони, які мають приблизно однакові розміри й однакові заряди, можуть заміщувати один одного у кристалічних ґратках мінералів, не порушуючи їхньої стійкості.

Характер ґратки залежить від розмірів іонів, які її утворюють. При розчиненні у воді споріднених за складом кристалів, які містять іони подібного радіусу, наприклад KCl і KBr, їхні кристали розпадаються на окремі іони, утворивши суміш істинних розчинів обох солей, що містить іони K^+, Cl^- і Br^-. При випаровуванні з розчину води почнеться кристалізація: іони знову зв'язуються один з одним, утворюючи кристали, в кожному з яких є одночасно іони Cl^- і Br^-. У результаті процесу кристалізації утворюються змішані кристали, що містять іони Cl^- і Br^- (що те саме, що і KCl і KBr) у кількостях, які відповідають відносному вмісту їх у розчині.

Якщо іонні радіуси дуже різняться між собою, то такі іони вже не можуть взаємно заміщувати один одного в кристалітах мінералів. Наприклад, мінерали-солі галіт і Калій хлорид хоч і мають ґратки одного і того ж типу (кубічна структура) і дуже схожі хімічно, але вони не утворюють змішаних кристалів, тому що радіус іона Калію (1,33 Å) значно більший за радіус іона Натрію (0,93 Å) і константи їхніх ґраток зовсім різні. Тому ці мінерали-солі не є ізоморфними речовинами. Явище ізоморфізму полягає в тому, що деякі хімічно схожі речовини утворюють кристали цілком однакової форми.

Протилежне явище, коли одна і та ж речовина залежно від умов середовища кристалізується в різних формах, називається *поліморфізмом*. Речовини, що мають такі властивості, називають *поліморфними*. Кожна кристалічна форма поліморфної речовини є стійкою лише в певних діапазонах температури і тиску (термодинамічні умови). Прикладами поліморфних структур є: твердий і міцний мінерал алмаз, на противагу м'якому та крихкому графіту такого ж хімічного складу (C), але іншої стуктури; диоксид титану TiO_2 існує у вигляді мінералів рутилу, брукіту й анатазу, які відрізняються за своєю кристалічною будовою; Кальцій карбонат утворює мінерали кальцит гексагональної системи і арагоніт ромбічної системи.

Реакції окиснення–відновлення. Властивості Гідрогену дають йому змогу брати участь у процесах відновлення багатьох оксидів ґрунту, відщеплюючи від них Оксиген, на противагу

процесу окиснення, який полягає у приєднанні Оксигену. Це дуже спрощене уявлення про процеси окиснення–відновлення. Насправді, окисненням називається не тільки процес приєднання Оксигену, але й процес відщеплення від речовини Гідрогену, оскільки відщеплення Гідрогену відбувається здебільшого під дією Оксигену, як наприклад, при окисненні аміаку: $4NH_3 + 3O_2 = 2N_2 + 6H_2O$. Так само відновленням називають не тільки процес відщеплення Оксигену, але й процес приєднання Гідрогену. Згодом ці поняття були ще більш розширені, і до процесів окиснення і відновлення віднесли багато реакцій, в яких ні Оксиген, ні Гідроген участі не беруть, але які, по суті, схожі з типовими реакціями окиснення і відновлення. Таким чином, поняття “окиснення” і “відновлення” стали трохи розпливчастими і тільки електронна теорія будови речовини надала їм цілком точного і певного змісту.

Процеси окиснення і відновлення завжди супроводжуються переміщенням електронів від одних атомів або іонів до інших. Уперше електронну теорію у хімії окисно-відновних процесів застосував Л. Писаржевський [2, с 207]. Речовина, що окиснюється, завжди втрачає електрони, а речовина, що відновлюється, навпаки – приєднує їх, як наприклад, при взаємодії Ферум хлориду з Гідроген йодидом у розчині:

$$2Fe^{+++}\ {}^{+2e}\ Cl_3^{-} + 2H^{+}\ {}^{-2e}J^{-} = 2Fe^{++}Cl_2^{-} + J_2 + 2H^{+}Cl^{-}$$

Це саме рівняння можна зобразити у вигляді “електронного” рівняння:

$$J^{-} - e^{-} = J \text{ (процес окиснення)}$$

відновник

$$Fe^{+++} + e^{-} = Fe^{++} \text{ (процес відновлення)}$$

окиснювач

Суть окиснення полягає у втраті електронів атомами або іонами речовини, що окиснюється, а суть відновлення – у приєднанні електронів до атомів або іонів речовини, що віднов-

люється. Усякий процес, при якому речовина втрачає електрони, називається *окисненням*, і навпаки, приєднання електронів розглядається як процес *відновлення*. Процеси окиснення і відновлення перебувають у динамічній рівновазі. Тобто, окиснення будь-якої речовини не може відбуватися без одночасного відновлення іншої речовини, тому що втрата електронів одними атомами або іонами обов'язково зв'язана з приєднанням електронів до інших атомів і іонів. Отже, кожна реакція, яка супроводжується переміщенням електронів формує динамічну рівновагу між цими процесами. Тому такі реакції прийнято називати *окисно-відновними*. Речовини, атоми або іони яких приєднують у процесі реакції електрони, називають *окиснювачами*, а речовини, які віддають електрони – *відновниками*. Окиснювач під час реакції віднімає електрони від речовини, що окиснюється, і сам при цьому відновлюється. Навпаки, відновник, втрачаючи електрони, окиснюється.

Перехід електронів при окисно-відновних реакціях від одних атомів або іонів до інших, супроводжується зміною валентності елементів, що беруть участь у реакції. За зміною валентності можна відразу виявити, чи реакція є окисно-відновною. Втрата електронів атомами або іонами при окисненні призводить до того, що алгебраїчна величина валентності підвищується (тобто збільшується додатна валентність або зменшується від'ємна). Набуття електронів при відновленні знижує валентність.

1.2.3. Біогенні мікропроцеси

До складу мікропроцесів, пов'язаних із життєдіяльністю ґрунтових організмів, належать процеси амоніфікації, нітрифікації, денітрифікації, кореневе живлення і кореневі виділення рослин.

Процеси амоніфікації, нітрифікації та денітрифікації. Слово *азот* походить (від гр. *azoos* – позбавлений життя; з лат. *nitrogenium* – який народжує селітру). Більша частина Нітрогену знаходиться в природі у вільному стані (газ азот). Азот (N_2) є головною складовою частиною атмосферного повітря (78,0 %).

За звичайних умов він не взаємодіє з киснем через те, що два атоми у складі молекули азоту міцно зв'язані між собою. Тільки за високих температур, які виникають при великих електричних грозових розрядах, азот утворює з киснем сполуку окис азоту NO (мізерні кількості). Всі сполуки Нітрогену легко розчиняються у водних розчинах, потрапляючи з опадами у ґрунт.

Неорганічні сполуки Нітрогену у природі зустрічаються рідко, крім значних покладів натрієвої селітри $NaNO_3$ на узбережжі Чилі. Ґрунт містить незначні кількості Нітрогену, переважно у вигляді солей нітратної кислоти. Загальна кількість Нітрогену у земній корі, разом з її гідросферою і атмосферою, не перевищує 0,04 %. Але у формі складних органічних сполук – білкових речовин – Нітроген входить до складу тіла кожної рослини, тварини і мікроорганізмів. З білкових речовин побудовані протоплазма і ядро їхніх клітин. Дивовижні трансформації, яких зазнають білкові речовини у клітинах живих організмів і після їхньої смерті становить основу всіх життєвих процесів, а також є складовою загального кругообігу Нітрогену в біосфері. Потрапляючи у ґрунт, білкові речовини зазнають складних трансформацій через різні мікропроцеси: *амоніфікація, нітрифікація і денітрифікація*.

Незважаючи на практично невичерпні запаси азоту в атмосфері, ні рослини (окрім деяких винятків), а тим більше тварини і людина, не можуть безпосередньо засвоювати необхідний для живлення Нітроген. Тварини і людина не можуть засвоювати Нітроген навіть у формі солей. Для живлення їм потрібні білкові речовини, що виробляються рослинами або іншими тваринами. Жодними іншими сполуками білкові речовини не можуть бути замінені. Тому, існування тварин і людини цілковито залежить від рослин, за допомогою яких вторинні продуценти можуть отримувати потрібний їм білок, у складі якого є Нітроген. Рослини не споживають Нітроген в органічних формах, а виключно у формі мінеральних сполук. Тому рослини беруть Нітроген з ґрунту, де він міститься головно у вигляді різних органічних сполук, які поступово у процесі розкладу-мінералізації перетворюються у солі нітратної

кислоти і солі амонію. Розчиняючись у ґрунтовій воді, ці солі всмоктуються корінням рослин, а потім переробляються в їхніх клітинах у білки та інші складні азотисті сполуки.

Ґрунти зазвичай містять дуже мало Нітрогену, більша частина якого недоступна для рослин, бо знаходиться в конституційному зв'язку з гумусом. Доступний для рослин Нітроген є продуктом трансформації органічних залишків у ґрунті та зосереджений переважно у формі детриту на різних стадіях його мінералізації, або у формі різноманітних солей.

Амоніфікація. Завдяки ґрунтовим мікроорганізмам відбувається мінералізація органічного азоту рослинних і тваринних білків з утворенням аміаку NH_3, який є продуктом гниття органічних залишків у ґрунті. Цей процес називається *амоніфікацією*, а мікроорганізми, які його викликають, – *амоніфікуючими*. Аміак дуже добре розчинний у воді, надаючи аміачному розчину лужної реакції. При цьому частина молекул NH_3 з'єднується з Гідрогеном води, утворюючи однозарядні іони амонію NH_4^+ і звільняючи при цьому гідроксильні іони, що підлужують розчин. Останні частково зв'язуються з іонами амонію, утворюючи молекули *амоній гідроксиду*:

$$NH_3 + H_2O \leftrightarrow NH_4^+ + OH^-$$
$$NH_4^+ + OH^- \leftrightarrow NH_4OH$$

Нітрифікація. Мікробіологічний процес окиснення аміаку NH_3 до нітритної кислоти HNO_2 або її самої далі до нітратної кислоти HNO_3 – *називається нітрифікацією*. Відбувається в аеробних умовах у ґрунті та природних водах. У цьому випадку сполуки аміаку, включно із внесеними людиною в ґрунт мінеральними добривами, а також гумус, утворений органічною матерією рослинного чи тваринного походження, перетворюються в нітрити, а потім у нітрати, які поглинаються рослинами. Всі сполуки Нітрогену добре розчинні у воді, тому зайва кількість нітратів може через ґрунт потрапити у поверхневі та ґрунтові води і викликати їхнє забруднення, що призведе до *евтрофікації водоймищ*. Надлишок нітратів також може бути

перетворений бактеріями у газоподібний азот, який сприяє парниковому ефекту в атмосфері. Основне джерело сполук Нітрогену в екосистемі – це молекулярний азот атмосфери, який у рідкісних випадках може розчинятися у воді.

Денітрифікація (дисиміляційна денітрифікація) – це мікробіологічні процеси відновлення нітратів NO_3^- до нітритів NO_2^- і далі до газоподібних оксидів NO і N_2O, і нарешті до молекулярного азоту (N_2). У результаті денітрифікації Нітроген повертається в атмосферу і стає недоступним для більшості організмів. Особливо виділяється *асиміляційна денітрифікація*, що призводить до синтезу азотовмісних клітинних компонентів і притаманна всім рослинам і мікроорганізмам, здатним рости на середовищах з нітратами. *Дисиміляційна денітрифікація* є процесом анаеробного дихання, тобто використання нітратів і продуктів їхнього часткового відновлення замість відсутнього в ґрунті Оксигену, з єдиною метою – для окиснення речовин (різні мікроорганізми використовують як з органічних, так і мінеральних речовин) у процесі метаболізму з виділенням енергії. Тому, денітрифікація є анаеробним процесом, в якому пригнічується молекулярний кисень. Енергетична ефективність процесу при відновленні нітратів до молекулярного азоту становить 70 % від ефективності дихання аероба з використанням кисню.

Ферменти, що використовуються мікроорганізмами для денітрифікації, називають *нітратредуктазами*. Процес відбувається стадійно:

$$NO_3^- \rightarrow NO_2^- \rightarrow NO^- \rightarrow N_2O^- \rightarrow N_2$$

Перший етап (перехід нітратів у нітрити) здатні здійснювати як *прокаріоти*, так і *еукаріоти* (водорості, гриби, дріжджі). Проводити процес до кінця мають можливість тільки прокаріоти, причому всі вони є факультативними анаеробами, що за наявності кисню переключаються на аеробне дихання. Багато денітрифікаторів водночас мають здатність до фіксації азоту (наприклад, *Azospirillum lipoferum*). Процес денітрифікації

локалізований у ґрунті і дає до 70–80 % виділення N_2O (закис азоту, *парниковий газ*) в атмосферу.

Ґрунтове (кореневе) живлення рослин. Це фізіологічний процес, що складається з вбирання мінеральних елементів з ґрунту, переміщення їх по судинах рослин, участі у синтезі органічних сполук і використання останніх для продукування біомаси. Кореневе живлення є частиною загального обміну речовинами між рослиною і ґрунтом.

За характером живлення організми поділяють на *гетеротрофи* (гриби, більшість бактерій, безхлорофільні водорості і вищі рослини) і *автотрофи* (всі фотосинтезуючі зелені рослини і хемосинтезуючі бактерії). Серед рослин з гетеротрофним типом живлення розрізняють *сапрофіти*, що використовують сполуки з відмерлих решток, кореневих виділень тощо) і *паразити*, які для живлення використовують речовини живих організмів. Багато рослин мають як автотрофний, так і гетеротрофний типи живлення (комахоїдні рослини). Часто організми вступають у *симбіоз*, використовуючи для свого живлення продукти життєдіяльності одна одної, наприклад *мікориза*.

Вода і мінеральні солі надходять до рослини з ґрунту здебільшого через корені. Цей процес називається *мінеральним живленням*. У ньому особливо важливу роль відіграють 1–2-денні кореневі волоски, які розвиваються з *епіблеми*, що знаходиться у зоні всмоктування. Ось чому ґрунтове живлення ще називають *кореневим живленням*. Воно забезпечує надходження до рослини води і мінеральних солей. Рослина здатна регулювати надходження мінеральних речовин таким чином, що через клітини внутрішнього шару кори кореня можуть проникати тільки ті речовини, які необхідні рослині в певний період життя.

Коренева система рослин має складну будову, кожна частина якої виконує певні функції. Контакт між рослиною і ґрунтом здійснюється через кореневі волоски у зовнішній зоні кореня. Клітина кореневого волоска, яка може жити від кількох годин до 20 діб, а потім відмирає, стикаючись з ґрунтом, здатна до всмоктування з нього молекул води і розчинених солей у

вигляді іонів натрію, хлору, магнію, кислотних залишків нітратної, нитритної та фосфатної кислот. *Трихобласт*, з якого формується кореневий волосок, має функцію всмоктувати воду і мінеральні солі з ґрунту. Кореневі волоски рослин можна вважати своєрідною осмотичною системою. Відсутність жорсткої клітинної стінки й еластичність мембрани сприяє транспортуванню молекул із зовнішнього середовища в цитоплазму. У спеціальних органелах кореневого волоска – *вакуолях*, накопичуються гіпертонічні розчини глюкози, фруктози, яблучної, лимонної та щавлевої кислот. І мембрана, і тонка пластинка клітини мають вибіркову напівпроникність. Тому ґрунтовий розчин, який є менш концентрованим, ніж клітинний сік, за законами осмосу проникає всередину кореневого волоска. Водний потенціал розчинів, що надходять з ґрунту, вищий, ніж цей показник у цитоплазмі, а осмотичний потенціал нижчий. Вода і мінеральні солі транспортуються з клітини кореневого волоска в *ксилему*. Це провідна тканина, яка формує судини рослин – *трахеї або трахеїди*. По них ґрунтовий розчин рухається вгору по стеблу до листків та інших частин рослини.

Кореневі виділення рослин. Коренева система рослин є основним джерелом фізіологічно активних речовин. Ці речовини протягом усього вегетаційного періоду вступають у найважливіші донорно-акцепторні взаємодії між самими рослинами, рослинами та мікробними ценозами у ґрунті, ризосферою і самим ґрунтом. Коренева система бере активну участь у ґрунтоутворенні, зокрема у формуванні структури ґрунту. Кореневий *ексудат*, кількість якого прямо пов’язана з дією абіотичних чинників у ґрунтовому середовищі (температурою, вологістю, аерацією, кислотністю, наявністю елементів живлення) відіграє виняткову роль у підсиленні ґрунтової екосистеми. За оптимального зволоження ґрунту кількість кореневого ексудату пропорційна надземній масі рослин, тобто навіть просапні культури в агроценозах за оптимального зволоження можуть бути активними ґрунтоутворювачами, а не руйнівними чинниками родючості ґрунту, як прийнято вважати. В кореневому ексудаті міститься понад 30 % Нітрогену в органічній

формі загальної його кількості в рослинах; 20–37 % Карбону, асимільованого в рослинах, витрачається на процеси азотфіксації у ґрунті. Поглинені коренями зольні елементи в репродукційний період розвитку рослини повертаються у ґрунт (38–40 % K, 20–22 %Ca, 10 % Mg). Кореневий ексудат є однією з найактивніших форм природного перегною. На думку В. Пономарьової, *кореневі виділення* – це основне джерело передгумусових речовин для всього гумусового горизонту чорнозему, а фізіологічно активною є коренева система, яка функціонує в аеробних умовах [4, с. 214–215].

Перед відмиранням окремих органів рослин (листя, стебла, цвіт) у них відбувається *реутилізація* (відкачування) необхідних рослині речовин (найчастіше сполук Нітрогену і Фосфору) у живі частини рослини, і навпаки, накопичення багатьох баластних речовин в органах, що відмирають. Деякі рослини засолених ґрунтів (тамариски, кермек) здатні виділяти через спеціальні “залозки” на листках надлишок солей у вигляді сольового розчину. Часто при скошуванні трави, або її поїданні копитними тваринами, при буревіях або інших пошкодженнях, рослини втрачають частину біомаси і зазнають “стресу”, що призводить до неконтрольованих кореневих виділень певних органічних сполук – воску, смол, ліпідів тощо (виділення смол при пошкодженні деревини хвойних).

Рослини активно і пасивно виділяють велику кількість різних мінеральних і органічних речовин. Коріння рослин виділяють значну кількість продуктів фотосинтезу, які використовуються мікрофлорою ризосфери і симбіотичними мікроорганізмами (мікоризні гриби, азотфіксуючі бактерії і актиноміцети). Кореневі виділення містять цукри, органічні кислоти і мінеральні сполуки.

1.3. Процеси біогеохімії ґрунтоутворення

Рушійною силою ґрунтоутворення є взаємодія малого біологічного і великого геологічного кругообігів речовин і енергетичних потоків на земній поверхні. Такі взаємодії

складають єдиний комплекс явищ біогеохімії ґрунтоутворення, тобто процесів міграції і трансформації хімічних сполук як по вертикалі, у межах ґрунтового профілю і підстильної товщі гірських порід, так і по горизонталі, у межах ґрунтового покриву планети загалом.

Наука, яка вивчає процеси взаємодії між живою і неживою матерією у межах біосфери, називається *біогеохімією ландшафтів*. Ґрунтується вона на основному законі В. Вернадського: "Ґрунт, його рослинний і тваринний світ є єдиною хімічно неподільною системою, у межах якої міграція хімічних елементів відбувається за безпосередньої участі живої речовини (біогенна міграція), або у середовищі, геохімічні особливості якого (кисень, диоксид Карбону, сірководень тощо) переважно обумовлені живою речовиною, як тою яка зараз населяє цю біокосну систему, так і тою, яка діяла на Землі протягом всієї геологічної історії". Вчення В. Вернадського про біогеохімічні цикли лежить в основі організованості біосфери. Воно цілком органічно вкладається в розуміння педосфери, функціонування якої повністю визначається цими циклами.

1.3.1. Великий геологічний кругообіг речовин

Щороку на земну поверхню надходить близько 1 млрд т/рік космічної речовини у формі космічного пилу і метеорної речовини. У зворотний бік з поверхні Землі відбувається незбалансований витік у космос водню та радіоактивний розпад ізотопів деяких елементів. Загальний баланс атомів усіх елементів на Землі можна вважати постійним.

Упродовж мільярдів років на Землі відбуваються різні процеси перетворення і переміщення земної речовини, які залучають до них великі маси хімічних елементів. Циркуляція елементів і замкнутість їхніх глобальних циклів створюють підґрунтя для перетворення кінцевого вмісту елементів на Землі у нескінченні глобальні міграційно-трансформаційні цикли. В ранній абіотичний період геологічної історії це були геохімічні цикли. З розвитком педосфери вони трансформувались у біогео-

хімічні цикли, а з утворенням техносфери – у технобіогеохімічні цикли. Різні хімічні елементи залучаються у різні за масштабами міграційно-трансформаційні цикли. Глобальні цикли Карбону, води, Нітрогену, Сульфуру та інших біофільних елементів і сполук стали ще більш глобальними за масштабами охоплення речовини, швидкістю міграційних процесів, формами сполук, залучених у ці процеси. Всі ці зміни відбуваються завдяки діяльності людини.

Загальний цикл технобіогеохімічного кругообігу речовин на Землі складається з декількох самостійних біогенних, абіотичних, геологічних і техногенних циклів, які у своїй сукупності складають великий геологічний кругообіг речовин (рис. 6).

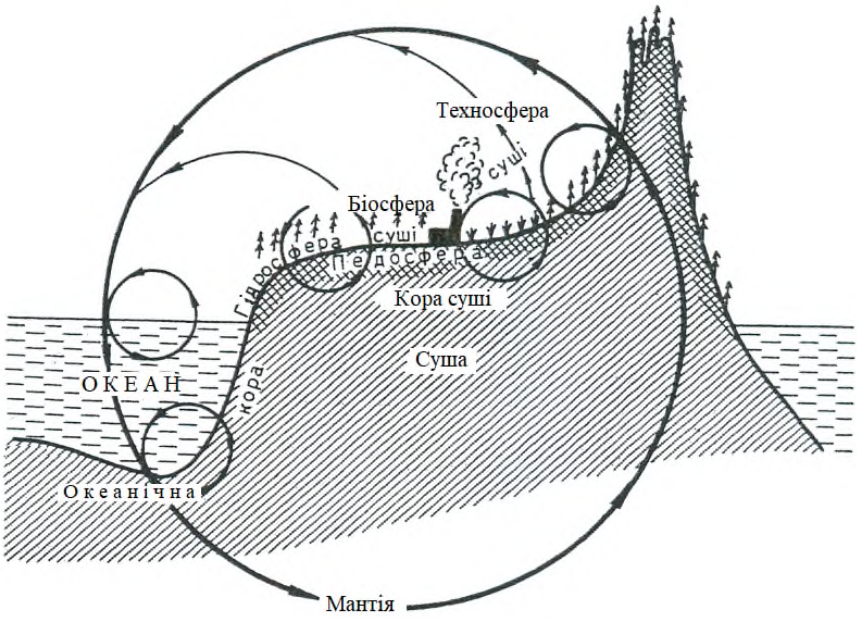


Рис. 6. **Загальна схема великого геологічного кругообігу речовин**[1]

[1] Pochvovedenie : Ucheb. dlya un-tov. V 2 ch. / Pod red. V. A. Kovdi, B. G. Rozanova. Ch. 1. Pochva i pochvoobrazovanie. Moskva : Vissh. shk., 1988. P. 318.

Великий геологічний кругообіг речовин включає такі головні цикли (етапи): поява вивержених порід на земній поверхні → вивітрювання → ґрунтоутворення → ерозія і денудація → накопичення континентальних і океанічних осадів → метаморфізм осадів → вихід на поверхню осадових порід з новими циклами вивітрювання, ґрунтоутворення, денудації та нагромадження осадів, або їхнє опускання в геосинклінальних областях у мантію і переплавлення, після чого знову вихід на поверхню у новому циклі вулканізму.

Ця схема великого геологічного кругообігу речовин на Землі дуже ускладнена особливостями геоструктур земної кори і тектонічними процесами. Великий геологічний кругообіг речовин складається з комплексу елементарних циклів конкретного елементу або речовини. Деякі з них (цикли води, Карбону, Нітрогену, Сульфуру) добре вивчені у кількісному відношенні і представляють собою суттєвий інтерес з точки зору їхньої ролі у ґрунтоутворенні, а також щодо оцінки ролі самого ґрунту у даних циклах.

1.3.2. Вивітрювання гірських порід і мінералів

Вивітрювання – це початковий етап великого геологічного кругообігу речовин на земній поверхні. Передумовою процесів вивітрювання є той факт, що щільні гірські породи (магматичні і метаморфічні) сформувалися в інших термодинамічних умовах, ніж ті, в яких вони перебувають на земній поверхні. Піднявшись на поверхню, вони піддаються глибоким перетворенням.

Вивітрювання – це сукупність процесів якісної і кількісної зміни складу і властивостей гірських порід і мінералів під впливом агентів атмосфери, гідросфери і біосфери, що призводить до трансформації і транслокації речовинного складу поверхневих шарів літосфери, і перетворення їх на кору вивітрювання.

Кори вивітрювання поділяються, за ґенезою: елювіальні (залишкові), транзитні (елювіально-акумулятивні) й акумулятивні; за віком утворення: сучасні, давні і викопні; за складом: алітні, фералітні, феритні, сіалітні та ферсіалітні.

Для елювіальної кори вивітрювання характерне послідовне чергування знизу вверх зон вивітрювання. Це відбувається тому, що на перших стадіях вивітрювання первинних мінералів у середовище вивільняється багато катіонів, які нейтралізують кислі розчини. Зі збільшенням вилуговування цих катіонів середовище стає більш кислим. Стратифікація елювіальної кори вивітрювання (знизу → вверх): 1) нижня зона – зона початкової гідратації і вилуговування по тріщинах порід з переважанням процесів фізичного вивітрювання (дезінтеграція); 2) зона гідратації і початкового гідролізу в усій масі породи (глибоке вилуговування); 3) зона гідролізу і кінцевого вилуговування; 4) поверхнева зона – зона кінцевого гідролізу (утворення оксидів і сесквіоксидів елементів гідролізаторів). Така стратифікація зон вивітрювання імовірно не притаманна для транзитної та акумулятивної кор вивітрювання. Сформовані зони вивітрювання одночасно є і часовими стадіями вивітрювання, які послідовно розвиваються у часі.

Потужність сучасних елювіальних кір вивітрювання коливається від міліметрів на початкових стадіях, до метрів, десятків метрів (давні кори) і сотень метрів (викопні чи перевідкладені кори) на кінцевій стадії. Формування кори вивітрювання супроводжується втратою потужності континентальної літосфери у результаті процесів ерозії та денудації, які часто супроводжують вивітрювання. Утворення ґрунту у верхній частині кори вивітрювання виконує важливу екологічну функцію захисту літосфери від ерозії, умова нормального розвитку і функціонування літосфери.

Єдиний процес вивітрювання порід і мінералів складається з декількох груп процесів: фізичне вивітрювання (дезінтеграція і диспергація); хімічне вивітрювання під впливом води, водних розчинів і кисню (гідратація, розчинення, гідроліз, окиснення–відновлення, декарбонатизація–карбонатизація, дебазація, десилікація–ресилікація), біологічне вивітрювання під впливом живих організмів і їхніх метаболітів.

Фізичне (механічне) вивітрювання. Цей процес протікає під впливом таких процесів: зміни градієнта температури (лінійні й об’ємні розширення і стискання в кристалітах мінералів);

замерзання води в тріщинах і порах (розширення), її плавлення (стискання); механічної дії вітру, води, льоду, шліфування поверхонь у гравітаційному чи водному потоках, рихлення коренями рослин. Як наслідок, монолітна (майже нульова пористість) порода силікатного складу зі щільністю 2,5–2,6 г/см^3 перетворюється в рихляк вивітрювання зі щільністю 1,2–1,5 г/см^3 і пористістю 40–50 %. Унаслідок цих змін зростає загальна дисперсність матеріалу і різко збільшується його загальна питома поверхня, що готує субстрат породи до активної взаємодії з хімічними реагентами.

Хімічне вивітрювання. Першопричиною хімічного вивітрювання гірських порід і мінералів є вода, яка виконує важливу подвійну функцію в природі: 1) вода, як агресивне середовище і розчинник багатьох речовин; 2) вода, як потужна геохімічна транспортна система. Фізичне вивітрювання збільшує ступінь дисперсності та пористість породи, що збільшує фізичний контакт з водою, прискоривши розчинення багатьох сполук у воді. Взаємодія роздробленої породи з водою призводить до переходу в розчин значної кількості катіонів і аніонів.

Процес *розчинення* відбувається у декілька послідовних стадій. На перших стадіях вивітрювання переважно силікатів, алюмінатів і карбонатів лужних і лужноземельних металів зростає загальна лужність розчинів. Поступове вилуговування основ приводить до зміни лужної реакції на нейтральну, а на зрілих стадіях – на кислу. Чим бідніша порода на основи, тим швидше відбувається перехід до кислого середовища. У результаті вивітрювання шляхом розчинення і вилуговування кислі породи (граніти) можуть втратити 30–35 % своєї маси, основні породи (базальти) – 75–90 %, карбонатні породи (вапняки) – до 99 %.

При *гідратації* мінералів відбувається різке збільшення їхнього об’єму і розчинності. Зокрема, при гідратації ангідриту його об’єм збільшується на 50–60 %, а розчинність у чистій воді за температури 20ºС зростає від нуля до 2,6 г/л.

Гідроліз мінералів, які реагують з водою, супроводжується їх суттєвими перетвореннями, наприклад:

$$CaCO_3 + H_2O \rightarrow Ca(OH)_2 + Ca(HCO_3)_2 \quad (1)$$

кальцит

$$KAlSi_3O_8 + H_2O \rightarrow KOH + HAlSi_3O_8 \quad (2)$$

ортоклаз

$$HAlSi_3O_8 + 4H_2O \rightarrow Al(OH)_3 + 3H_2SiO_3 \quad (3)$$

$$CaAl_2Si_2O_8 + 2H_2O \rightarrow Ca(OH)_2 + H_2Al_2Si_2O_8 \quad (4)$$

анортит

$$H_2Al_2Si_2O_8 \rightarrow 2SiO_2 \cdot H_2O + Al_2O_3 \quad (5)$$

$$Na_2Al_2Si_6O_{16} + 2H_2O \rightarrow 2NaOH + H_2Al_2Si_2O_8 + 4SiO_2 \quad (6)$$

альбіт

$$H_2Al_2Si_2O_8 \rightarrow 2SiO_2 \cdot H_2O + Al_2O_3 \quad (7)$$

Розчинні й колоїдні сполуки Силіцію, Алюмінію і катіони, які утворюються при гідролізі первинних мінералів, є вихідним матеріалом для новоутворення вторинних глинистих мінералів, які акумулюються в корах вивітрювання.

Залежно від умов дренажу, наявності катіонів у розчині та реакції середовища, процеси новоутворення глинистих мінералів відбуваються у різних напрямках, що наглядно ілюструє схема (див. рис. 7).

Вивітрювання слюди та її перетворення у глинисті мінерали шляхом гідролізу і ресинтезу, супроводжується прогресивною втратою Калію: слюда (10 %) → гідрослюда (6–8 %) → іліт (4–6 %) → змішаношаруваті мінерали (3 %) → монтморилоніт, вермикуліт (<1 %).

Карбонатизація матеріалу що вивітрюється, є наслідком постійної присутності CO_2 у середовищі, яке взаємодіє з водою за реакцією:

$$CO_2 + H_2O \rightarrow H_2CO_3 \rightarrow H^+ + HCO_3^- \quad (8)$$

Реакція карбонатної кислоти з мінералами призводить до їхнього руйнування з утворенням карбонатів, які випадають в осад або вилуговуються:

$$CaAl_2Si_2O_8 + H_2CO_3 \rightarrow CaCO_3\downarrow + H_2Al_2Si_2O_8 \quad (9)$$
анортит

$$H_2Al_2Si_2O_8 \rightarrow 2SiO_2 \cdot H_2O + Al_2O_3 \quad (10)$$

$$Na_2SiO_3 + H_2CO_3 \rightarrow Na_2CO_3 + H_2O + SiO_2 \quad (11)$$

$$Na_2S + H_2CO_3 \rightarrow Na_2CO_3 + H_2S \quad (12)$$

Чим більша концентрація CO_2 у воді, тим інтенсивніше відбуваються процеси карбонатизації силікатів і алюмосилікатів (*формула 9*). Навпаки, взаємодія диоксиду карбону із карбонатними породами, що містять у своєму складі кальцит чи доломіт, призводить до *декарбонатизації* і *вилуговування* бікарбонатів (*формула 1*). В умовах достатньо інтенсивного промивного режиму декарбонатизація завжди відбувається одночасно з карбонатизацією, оскільки карбонати лужних і лужноземельних металів, які акумулюються в результаті карбонатизації, володіють високою розчинністю і виносяться. В умовах аридного клімату навпаки, карбонати акумулюються в залишковій корі вивітрювання. Реакції декарбонатизації вапняків і карбонатизації силікатів відбуваються через посередництво CO_2:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca(HCO_3)_2 \quad (13)$$
кальцит

У добре аерованому середовищі *окиснення* є одним з активних процесів вивітрювання різноманітних мінералів:

$$4CaFeSi_2O_6 + O_2 + 4H_2CO_3 + 6H_2O \rightarrow CaCO_3 + 4FeOOH + 8H_2SiO_3 \quad (14)$$
авгіт

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \rightarrow 2FeSO_4 + 2H_2SO_4 \quad (15)$$

$$12FeSO_4 + 3O_2 + 6H_2O \rightarrow 4[Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O] + 2Fe_2O_3 \quad (16)$$

$$4FeS_2 + 15O_2 + 10H_2O \rightarrow 4FeOOH + 8H_2SO_4 \quad (17)$$

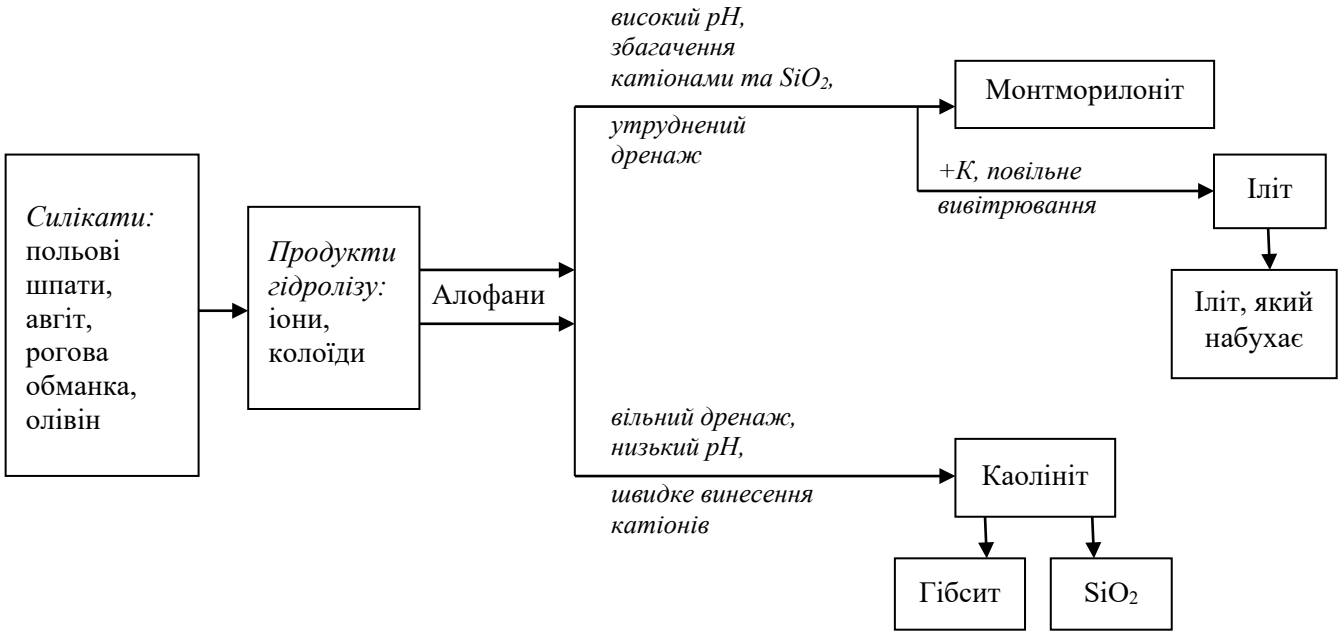


Рис. 7. **Неосинтез глинистих мінералів**
(*схема Г. Пагеля, у модифікації В. Ковди, 1988*)

Чим більша концентрація CO_2 у воді, тим інтенсивніше відбуваються процеси карбонатизації силікатів і алюмосилікатів (*формула 9*). Навпаки, взаємодія диоксиду Карбону із карбонатними породами, що містять у своєму складі кальцит чи доломіт, призводить до *декарбонатизації* і *вилуговування* бікарбонатів (*формула 1*). В умовах достатньо інтенсивного промивного режиму декарбонатизація завжди відбувається одночасно з карбонатизацією, оскільки карбонати лужних і лужноземельних металів, які акумулюються в результаті карбонатизації, володіють високою розчинністю і виносяться. В умовах аридного клімату навпаки, карбонати акумулюються в залишковій корі вивітрювання. Реакції декарбонатизації вапняків і карбонатизації силікатів відбуваються через посередництво CO_2:

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca(HCO_3)_2 \quad (13)$$

кальцит

У добре аерованому середовищі *окиснення* є одним з активних процесів вивітрювання різноманітних мінералів:

$$4CaFeSi_2O_6 + O_2 + 4H_2CO_3 + 6H_2O \rightarrow CaCO_3 + 4FeOOH + 8H_2SiO_3 \quad (14)$$

авгіт

$$2FeS_2 + 7O_2 + 2H_2O \rightarrow 2FeSO_4 + 2H_2SO_4 \quad (15)$$

$$12FeSO_4 + 3O_2 + 6H_2O \rightarrow 4[Fe_2(SO_4)_3 \cdot 9H_2O] + 2Fe_2O_3 \quad (16)$$

$$4FeS_2 + 15O_2 + 10H_2O \rightarrow 4FeOOH + 8H_2SO_4 \quad (17)$$

Процеси окиснення призводять зазвичай до сильного підкиснення середовища через утворення сульфатної кислоти та до інтенсивного винесення катіонів в умовах достатнього зволоження.

Процеси *відновлення* відіграють суттєву роль у вивітрюванні мінералів, які містять елементи з перемінною валентністю в оксидній формі. Цей процес часто відбувається за участю

хемотрофних мікроорганізмів в умовах дефіциту вільного молекулярного кисню (менше 2–5 %).

Десилікація порід особливо інтенсивна на перших стадіях вивітрювання, коли вивільнений при гідролізі силікатів Силіцій утворює розчинні або рухомі колоїдні сполуки, які вільно мігрують у лужному середовищі. При достатній тривалості та інтенсивності вивітрювання, як наприклад у вологих тропіках і субтропіках, породи що вивітрюються можуть втратити до 80–90 % вихідного вмісту Силіцію. Тоді залишкова кора вивітрювання буде постійно збагачуватись оксидами Алюмінію і Феруму.

Велику роль у процесах хімічного вивітрювання мінералів відіграють високо агресивні органічні кислоти – щавлева, яблучна, лимонна, мурашина тощо, які продукуються мікроорганізмами і потрапляють у зовнішнє середовище. Великою агресивністю володіють також високомолекулярні гумусові кислоти, особливо фульвокислоти, які є продуктами гуміфікації органічної речовини. Оскільки стерильного вивітрювання практично немає, то організмам належить суттєва роль у всіх трансформаційних процесах мінералів, з утворенням мобільних продуктів вивітрювання.

Мінерали гірських порід володіють різною стійкістю до процесів вивітрювання, утворюючи своєрідний ряд стійкості до руйнування: галіт < гіпс < кальцит < калієві польові шпати < доломіт ≤ олівін < анортит < апатит < авгіт < рогова обманка < альбіт < біотит < мусковіт < ортоклаз ≤ кварц < магнетит < циркон.

Типи кори вивітрювання. Процес формування елювіальної кори вивітрювання проходить у декілька послідовних стадій: 1) уламкова; 2) безкарбонатна; 3) сіалітна насичена; 4) сіалітна ненасичена (вилугувана); 5) алітна. Відповідним стадіям і корам вивітрювання відповідають певні групи і співвідношення первинних і вторинних мінералів.

Для різних ґрунтово-геохімічних ландшафтів земної суші характерні різні типи кори вивітрювання, які класифікують відповідно до стадійності процесів вивітрювання, геохімічних особливостей та ієрархії:

а) за віком утворення і характером залягання:

- сучасні (голоценового віку)
- давні (доголоценового віку)
- викопні (поховані або відкопані)
- перевідкладені

б) за геохімічним типом:

- елювіальні (залишкові)
- ортоелювіальні (на щільних магматичних породах)
- параелювіальні (на щільних осадових породах)
- неоелювіальні (на пухких четвертинних осадових породах)
- транзитні (елювіально-акумулятивні)
- акумулятивні

в) за речовинним складом, який відображає стадійність вивітрювання:

- уламкові (переважання свіжих уламків щільних порід)
- засолені (наявність водорозчинних солей)
- загіпсовані (наявність гіпсу)
- закарбоначені (наявність $CaCO_3$)
- доломітизовані (наявність [$CaMg\ (CO_3)_2$])
- сіалітні насичені ($SiO_2 : Al_2O_3 > 2$; переважання Ca^{2+}, Mg^{2+} або Na^+ в обмінному комплексі)
- сіалітні ненасичені ($SiO_2 : Al_2O_3 > 2$; переважання H^+ або Al^{3+} в обмінному комплексі)
- ферсіалітні ($SiO_2 : Al_2O_3 > 2$; $Fe_2O_3 > Al_2O_3$)
- феритні (залізисті) (переважання Fe_2O_3)
- альферитні ($SiO_2 : Al_2O_3 < 2$; $Fe_2O_3 > Al_2O_3$)
- фералітні ($SiO_2 : Al_2O_3 < 2$; $Fe_2O_3 < Al_2O_3$)
- алітні (бокситові) ($SiO_2 : Al_2O_3 < 2$; переважання Al_2O_3).

У природі насправді поширені різні перехідні або змішані кори вивітрювання. Інколи виділяють кори вивітрювання за домінуванням (типоморфних) глинистих мінералів: ілітові, монтморилонітові, каолінітові, гібситові. Вони ілюструють стадійність вторинного мінералоутворення.

Кори вивітрювання є безпосереднім субстратом для процесів ґрунтоутворення. Тому визначення співвідношення в ґрунтах продуктів вивітрювання і ґрунтоутворення має дуже важливе значення при діагностиці елементарних ґрунтотворних процесів.

1.3.3. Малий біологічний кругообіг речовин

Малий біологічний кругообіг речовин функціонує не автономно (відірвано) від великого геологічного кругообігу. Якщо на початку ґрунтоутворення абсолютно домінувало геохімічне винесення речовин за межі екосистеми що формувалася, то після латентного педоґенезу на стадії розвитку ґрунту малі біологічні, а потім і техносферні цикли стають більш масштабними. Хімічні елементи, які були залучені у біогенні цикли, надовго виключаються з глобального геохімічного потоку. Вони багатократно повторюються і беруть активну участь у нескінченному ланцюзі перетворень речовини на земній поверхні. Кожен наступний біологічний цикл закінчується акумуляцією в ґрунті більш доступних для рослин форм сполук хімічних елементів, забезпечуючи при цьому розвиток ґрунтового профілю і зростання родючості ґрунтів. Малий біологічний кругообіг речовин забезпечує циклічну динаміку процесів біогеохімії ґрунтоутворення.

Різні хімічні елементи та їхні сполуки відзначаються неоднаковою біофільністю та участю в загальному біологічному кругообігу речовин. Біогенні цикли кругообігу речовин, щодо їхньої ролі в ґрунтоутворенні і формуванні родючості ґрунтів, поділяються на цикли зольних елементів з одного боку, і цикли Карбону і Нітрогену, – з іншого. Найпростішими є цикли зольних елементів. Суть їхнього малого біологічного кругообігу зводиться до споживання рослинами елементів з ґрунту, їхньої участі в біохімічних процесах, а після відмирання рослин – повернення в ґрунт у формах сполук, більш доступних для прийдешнього покоління рослин і повторного використання.

Складнішими є цикли Карбону і Нітрогену, бо вони захоплюють також атмосферу. Частина елементів після відмирання організмів повертаються у великий геологічний кругообіг через

атмосферу і гідросферу. Інша частина, через посередництво вивітрювання і ґрунтоутворення, повторно залучається в біологічний кругообіг.

У результаті спільної дії певних антропогенних чинників, культурний ґрунтотворний процес різко змінює хід біологічного кругообігу речовин. Цими чинниками є: 1) знищення біорізноманіття природної біоти та заміна її на однотипну і малопродуктивну культурну (біоту полів, багаторічних насаджень, пасовищ, суходільних лук, лісосік тощо); 2) відчуження і використання біологічної продукції (нерідко разом з вегетативною масою), зазвичай за межами екосистеми, де вона була вирощена; 3) внесення штучних добрив, хімічних меліорантів, пестицидів і гербіцидів; 4) зміна ґрунтових режимів і біогеохімічних умов міграції елементів (геохімічні бар'єри, аерація, умови зволоження, pH, окисно-відновний потенціал тощо).

Обсяг і ємність біологічного кругообігу хімічних елементів визначаються найперше характером їхнього використання (ступінь біофільності елемента), а вже потім – запасами доступних для організмів форм його сполук. Різні природні екосистеми суттєво відрізняються між собою за обсягом і хімізмом біологічного кругообігу. Яскравим прикладом таких відмінностей є екосистеми хвойних і широколистих лісів. На одиницю площі хвойні біоценози використовують майже в 4 рази менше Калію, у 2,5 раза менше Кальцію, втричі менше Магнію, а за використанням Нітрогену, Фосфору і Сульфуру між ними немає різниці. Загалом тип біологічного кругообігу дерев'янистої рослинної формації є азотно-кальцієвий (діброва). На відміну від лісової рослинності, степові і лучні екосистеми характеризуються азотно-кремній-кальцієвим типом біологічного кругообігу.

Щороку на суші в процес фотосинтезу зелених рослин залучається 35 млрд тонн CO_2 із атмосфери, з яких 10 млрд тонн повертається назад в атмосферу при диханні, а 25 млрд тонн поступає в ґрунт після відмирання рослин і використовується на гумусоутворення. Стільки ж (25 млрд тонн) CO_2 щороку повертається з ґрунту в атмосферу. Потужний транзитний потік

через ґрунт вуглекислого газу супроводжується багаточисельними біохімічними і хімічними реакціями, які виконують у ґрунті організми, які його населяють. Квазістабільний стан гумусосфери можливий тільки на клімаксній стадії ґрунтоутворення. На стадіях розвитку і еволюції ґрунтів відбувається або його накопичення, коли процеси гуміфікації переважають над дегумфікацією, або зниження, при переважанні процесів розкладу. Відомо, що за останнє століття інтенсивного землеробства чорноземи втратили 1/3 своїх запасів гумусу. Збільшують втрати гумусу: ерозія, антропогенне опустинення, залучення в землеробство земель під тропічними лісами і саванами, лісові і степові пожежі, спалювання біомаси на паливо. Загальний річний цикл Карбону в ґрунті є дефіцитним, що вкрай небезпечно з екологічної точки зору. В природних екосистемах на гуміфікацію надходить лише незначна частина залученого у фотосинтез Карбону атмосфери. Значно більше повертається назад в атмосферу при диханні організмів і при мінералізації мертвої органічної речовини. В болотних ґрунтах, особливо в районах вічної і сезонної мерзлоти, значна частина Карбону і Нітрогену виведені з біологічного кругообігу у формі торфу і метану, які законсервовані у ґрунтовій товщі. Деградація мерзлоти при глобальному потеплінні призводить до мінералізації торфу і вивільнення законсервованих болотних газів у атмосферу, що посилює парниковий ефект.

1.4. Режими ґрунтоутворення

Режим ґрунтоутворення – це сукупність добових, сезонних і річних циклічних змін складу і стану різних компонентів ґрунту (твердої, рідкої, газової і живої речовини), які відбуваються у зв’язку з обміном речовиною та енергією між ґрунтом і навколишнім середовищем.

Виділяють водний, тепловий, окисно-відновний, сольовий, поживний, повітряний та інші режими. Відмінності у характері ґрунтоутворення найбільше визначаються конкретним поєднанням водного і теплового режимів. Вони є основними режимами

ґрунту, які визначають поведінку інших ґрунтових режимів, енергетику і динаміку ґрунтоутворення.

1.4.1. Водний режим ґрунту

Водний режим ґрунту – це сукупність усіх явищ надходження вологи в ґрунт, її переміщення, зміни фізичного стану і витрата з ґрунту[1]. Кількісно його виражають через водний баланс, тобто співвідношення між прихідною і витратною статтями балансу у формі математичної формули:

$$B_0 + Bоп + Bґ + Bк + Bпр + Bб = Eвип + Eт + Bі + Bп + Bс + B_1,$$

де B_0 – запас вологи в ґрунті на початку спостереження; *Bоп* – сума опадів за весь період спостережень; *Bґ* – кількість вологи, що надходить з ґрунтових вод; *Bк* – кількість вологи, що конденсується з водяної пари; *Bпр* – кількість вологи, що надходить у результаті поверхневого притоку води; *Bб* – кількість вологи, що надходить з бокового притоку води; *Eвип* – кількість води, що випарувалася з поверхні ґрунту за весь період спостережень (фізичне випаровування); *Eт* – кількість води, що витрачена на транспірацію (десукція); *Bі* – волога, інфільтрована у ґрунтово-підґрунтову товщу; *Bп* – кількість води, втрачена на поверхневий стік; *Bс* – волога, втрачена при боковому латеральному стоці; B_1 – запас вологи в ґрунті наприкінці періоду спостереження.

Основи вчення про водний режим ґрунту і його типи були закладені відомим ґрунтознавцем-гідрологом Г. Висоцьким, пізніше розвинуте і доповнене А. Роде і В. Ковдою.

До переліку явищ і процесів, елементів водного режиму належать: вбирання води ґрунтом, фільтрація, капілярне підняття вологи, стік поверхневий, низхідний і боковий (латеральний), випаровування фізичне, десукція, замерзання, розмерзання, конденсація вологи. Залежно від кількісних співвідношень

[1] Tolkovii slovar po pochvovedeniyu. Moskva : Nauka, 1975. 286 s.

цих явищ і процесів визначається переважаючий напрямок переміщення вологи у ґрунтовому профілі в річному і сезонному циклах, а також діапазон коливання вологості ґрунту, його вологозапаси. Все це визначає тип водного режиму ґрунту.

Поява і функціонування того чи іншого типу водного режиму залежать від багатьох чинників: положення ґрунту відносно рельєфу, кліматичних умов, водних властивостей ґрунту і підґрунтя, наявності чи відсутності підживлення ґрунтовими водами, мерзлоти, характеру рослинності, впливу людини.

Висоцький Г. М. відповідно до різних природних умов виділив 4 типи водного режиму: *промивний, періодично-промивний, непромивний і випітний*. А. Роде доповнив цей список ще двома типами: *мерзлотний* та *іригаційний*. У радянській класифікаційній системі виділені 14 типів водного режиму:

1. *Мерзлотний водний режим* стійко-мерзлих ґрунтів. Притаманний ґрунтам, що формуються в областях багаторічної мерзлоти. Більшість року вода в ґрунті перебуває у стані твердої фази у вигляді льоду. В теплу пору року ґрунти розмерзаються зверху вниз, і над постійно мерзлим шаром утворюється водоносний горизонт – *надмерзлотна бахрома*. Волога, що міститься в ньому, витрачається на випаровування, десукцію і боковий стік. Ґрунт постійно вологий. Більшість часу вегетаційного періоду вологість підтримується на рівні від найменшої вологоємності до повної вологоємності. Вона ніколи не опускається нижче вологості в’янення. У ґрунтах з мерзлотним типом водного режиму характерними є торфоутворення, оглеєння і кріотурбаційні елементарні ґрунтотворні процеси. Сукупність цих процесів призводить до формування мерзлотно-глейових ґрунтів.

2. *Застійний (водонасичений) водний режим*. Притаманний болотним ґрунтам атмосферного зволоження (верхові болота) і деяким їхнім аналогам ґрунтового зволоження (низинні болота). Вологість ґрунту протягом усього року зберігається на рівні повної вологоємності. Лише у засушливі періоди окремих років вона може знизитися до найменшої вологоємності. В ґрунтах характерним є поєднання прогресивного торфонакопичення і

глейового процесу, у результаті чого формуються глибокі торфові ґрунти.

3. *Періодично-застійний водний режим*. Домінує в мінеральних болотних ґрунтах ґрунтового зволоження (низинні болота). Відповідно до сезонних коливань рівня ґрунтових вод вологість ґрунту коливається від повної до найменшої вологоємності, причому горішній горизонт в окремі періоди може просихати і до вологості нижче найменшої вологоємності. В ґрунтах активно розвиваються процеси оглеєння і торфоутворення.

4. *Промивний водний режим (коефіцієнт зволоження (КЗ) >1,2)*. Притаманний ґрунтам лісової ґенези – тайга, вологі субтропічні і тропічні ліси, помірні широколистяні ліси, високогірні луки. В цих ландшафтах річна сума опадів перевищує випаровування за рік. Характерна риса промивного типу водного режиму – щорічне промочування ґрунтово-підґрунтової товщі до рівня ґрунтово-підґрунтових вод, що забезпечує *процес партлювації* (винесення) продуктів ґрунтоутворення за межі ґрунтової товщі. В таких умовах інтенсивно розвиваються процеси вилуговування, опідзолення, лесиваж з утворенням ґрунтів підзолистого типу. В болотному підтипі водного режиму, який розвивається за близького до поверхні залягання рівня ґрунтових вод, слабкої водопроникності ґрунтів і ґрунтотворних порід, активно проявляється глейовий процес з утворенням підзолисто-болотних і болотно-підзолистих ґрунтів.

Ґрунтам промивного водного режиму притаманна висока, інколи надлишкова вологість. У нижній частині профілю вологість ґрунту ніколи не опускається нижче найменшої вологоємності.

5. *Періодично-промивний водний режим (КЗ = 1,2–0,8)*. Характерний для ґрунтів, що формуються в кліматі, де річна сума опадів приблизно відповідає випаровуванню за рік, наприклад, у зоні лісостепу для вилугуваних і типових чорноземів. Наскрізне промочування ґрунтово-підґрунтової товщі відбувається один раз на 10–15 років. У цей час весь профіль насичується водою до вологості вище найменшої

вологоємності. В нижній частині профілю вологість періодично знижується до вологості розриву капілярів, а у верхній – і до вологості в'янення. У межах суббореального поясу ґрунти з періодично-промивним типом водного режиму відзначаються різноманітними комплексами ґрунтових макропроцесів з домінуванням у їхньому складі групи елювіальних і гумусово-акумулятивних ЕҐП, які призводять до формування сірих лісових ґрунтів, чорноземів типових, чорноземів глинисто-ілювіальних (опідзолених) і чорноземів вилугуваних. Ґрунти характеризуються нестійким водозабезпеченням.

6. *Промивний сезонно-сухий водний режим*. Характеризується наявністю двох контрастних сезонів: дощового з вологістю ґрунту від повної до найменшої вологоємності, і засушливого сезону з вологістю ґрунту від вологості розриву капілярів до вологості в'янення. Такий водний режим притаманний ґрунтам тропічних вологих саван.

7. *Непромивний водний режим (КЗ = 0,8–0,6)* панує в ґрунтах, де середня річна норма опадів менша за середньорічне випаровування (степи, сухі савани). Ґрунтова товща змочується на глибину 0,5–2,0 м, нижче якої знаходиться шар з постійно низькою вологістю на рівні вологості в'янення ("мертвий запас вологи"). У верхній частині профілю відповідно до режиму опадів вологість коливається у межах від повної вологоємності до вологості в'янення. В нижній частині профілю вологість протягом усього року коливається між вологістю розриву капілярів і вологістю в'янення. Обмін вологою відбувається у формі водяної пари. Такий тип водного режиму характерний для степових ґрунтів, таких як чорноземи звичайні, чорноземи південні, каштаноземи, бурі напівпустельні, сіро-бурі пустельні ґрунти. У південних районах степу коефіцієнт зволоження знижується до 0,6–0,1. Річний вологообмін охоплює ґрунтово-підґрунтову товщу до 4 м у степах, і до 1 м – в пустельно-степових (каштаноземи світлі, бурі напівпустельні) і пустельних умовах. Осінньо-зимові запаси вологи, накопичені у степових ґрунтах до весни, інтенсивно витрачаються на транспірацію і фізичне випаровування, до осені стають мізерними. Розхід води

відбувається переважно на транспірацію, тому у верхніх горизонтах ґрунтів низхідні токи вологи переважають над висхідними. Домінуючим макропроцесом в умовах непромивного режиму є гумусово-акумулятивний дерновий процес. На зрошуваних землях, або на контакті з ними, на фоні дернового процесу часто розвиваються процеси вторинного осолонцювання і засолення.

8. *Аридний (сухий) водний режим* притаманний ґрунтам напівпустель і пустель. Ґрунтовий профіль протягом року майже сухий і забезпечений вологою на рівні вологості в'янення або нижче. Спорадично, після зливових дощів верхні горизонти можуть мати деяку вологість.

9. *Випітний водний режим (КЗ < 0,5)* притаманний ґрунтам семиаридного (напівпустельні степи) і аридного (напівпустелі і пустелі) клімату в умовах близького залягання до поверхні мінералізованих ґрунтових вод. Їхня капілярна бахрома періодично піднімається до поверхні, де ґрунтові води випаровуються. Проявляється екстремальна форма засолення у вигляді солончакового процесу з утворенням лучних солончаків і солончакових ґрунтів, які є постійно вологими. Випітний водний режим поділяється на підтипи: власне випітний і періодично-випітний.

10. *Десуктивно-випітний водний режим*. На відміну від випітного режиму, капілярна бахрома, у цьому випадку, не виходить на денну поверхню. Фізичне випаровування змінюється всмоктуванням вологи коренями рослин у зоні ризосфери. Присутні у розчині солі та інші речовини випадають в осад не на поверхні, а на межі всмоктування вологи коренями. Цей тип водного режиму притаманний лучним, лучно-чорноземним, лучно-каштановим, лучно-коричневим та іншим напівгідроморфним ґрунтам з шаром дернини на цілині. Режим зволоження складається з двох періодів. Після сніготанення або рясних дощів ґрунт насичується вологою до рівня ґрунтово-підґрунтових вод. У цей час домінують процеси вилуговування і розсолення на фоні низхідних токів ґрунтової вологи. У міру підсихання ґрунту, низхідні токи вологи змінюються висхід-

ними, які стають панівними в другому періоді. Капілярна бахрома ґрунтових вод досягає зони ризосфери де волога витрачається на фізичне випаровування та інтенсивну десукцію. Ґрунти відзначаються високою вологістю всього ґрунту протягом першого періоду, а також високою вологістю нижньої частини профілю протягом усього року. Верхня частина ґрунтового профілю влітку може висихати до вологості, меншої за вологість в'янення.

11. *Паводковий водний режим* характерний для ґрунтів, які періодично затоплюються річковими, схиловими, дощовими та іншими водами. Під час повеней або паводкового затоплення часто розвиваються процеси нанесення на поверхню ґрунту шару намулу, а у товщі ґрунту можливі процеси кольматажу і закупорка пор. У міжпаводковий період у ґрунтах можуть виникати інші типи водного режиму, відповідно до кліматичних умов зонального ґрунтоутворення і геоморфологічного положення ґрунту. В ґрунтах різних частин заплави може проявлятися різний водний режим, наприклад промивний у прирусловій частині, чи десуктивно-випітний у центральній заплаві, або застійний – у притерасній.

12. *Амфібіальний водний режим* формується в постійно затоплених маршах і плавнях дельт великих рік, морських і озерних мілководь, або в періодично затоплених припливними водами манграх. Ґрунт весь час перебуває у перезволоженому стані з домінуванням у ньому процесів постійно відновного середовища.

13. *Іригаційний водний режим* створюється в ґрунтах на штучно зрошуваних землях. У цьому типі водного режиму виділяють велике різноманіття конкретних підтипів або видів залежно від: 1) типу та інтенсивності зрошування (дощування, напуск по борознах, затоплення рисових чеків тощо); 2) глибини і характеру сезонних коливань ґрунтових вод; 3) наявності та характеру штучного дренажу. На зрошуваних землях півдня степової зони України, в чорноземах і каштаноземах досить поширеними є процеси ілітизації, вилуговування чи олучніння, а

на ділянках з поганим дренажем – вторинне заболочування, засолення і осолонцювання.

14. *Осушувальний водний режим* формується в болотних і заболочених ґрунтах на штучно осушених землях.

Характеристика водного режиму дає змогу правильно зрозуміти ґенезу ґрунтів або окремих генетичних горизонтів (елювіальні, ілювіальні, гідрогенно-акумулятивні, поверхневі і внутрішньо-ґрунтові, сольові або залізисті прошарки, кори, панцирі тощо), а також оцінити і прогнозувати напрям майбутньої еволюції ґрунтів і ґрунтових процесів за певного типу водного режиму (продовження вилуговування чи, навпаки – прогресивне закарбоначення; активізація розсолення чи вторинне осолонцювання; стабілізація торфоутворення, чи пірогенна деградація торфу тощо).

1.4.2. Тепловий режим ґрунту

Тепловий режим ґрунту – це сукупність і відповідна послідовність явищ теплообміну між приземним шаром атмосфери, рослинністю, ґрунтом і ґрунтотворною породою, та зумовлених ними теплофізичних процесів перенесення, акумуляції і розсіювання тепла у товщі ґрунту[1].

Першоджерелом тепла в ґрунті є сонячна радіація. Повітря володіє низькими теплопровідністю і теплоємністю. Тому, температура приземного шару атмосфери залежить від теплофізичних характеристик ґрунтів (тепловбирна здатність, теплоємність, теплопровідність) і характеру наземного ярусу рослинного покриву. На відкритій місцевості сонячні промені нагрівають ґрунт. Залежно від тепловбирної здатності ґрунти віддають тепло атмосфері. Невелика кількість тепла надходить у ґрунт з глибин Землі від радіоактивних процесів у верхніх шарах літосфери. Важливим джерелом тепла для ґрунтоутворення є також різноманітні хімічні та біохімічні процеси у самому ґрунті

[1] Tolkovii slovar po pochvovedeniyu. Moskva : Nauka, 1975. 286 s.

(при мінеральних трансформаціях, розкладі органічних залишків, гною тощо).

Якщо температура поверхні ґрунту нижча за температуру приземного шару атмосфери, то ґрунт віддає тепло, накопичене при надходженні сонячної радіації. Залежно від співвідношення кількості ввібраної поверхнею ґрунту променевої енергії Сонця і випроміненого ґрунтом тепла, його поверхня буде нагріватись або охолоджуватися. Таке явище безпосередньо відображається на тепловому стані всіх нижніх горизонтів ґрунту. Чим більша різниця температури між поверхнею ґрунту і його глибокими шарами, тим більшими є втрати тепла з ґрунту, або надходження тепла в ґрунт. Отже, поверхня ґрунту – це важлива активна умова формування теплового стану ґрунту, а разом і можливість активізації різних ґрунтотворних процесів.

Температура ґрунту є найбільш динамічною властивістю, яка швидко приходить до рівноваги з навколишнім середовищем. Рівновага між температурою приземного шару атмосфери і шаром ґрунту 0–5 см встановлюється за хвилини. З глибиною вона врівноважується з деяким запізненням, причому чим глибший горизонт, тим більше запізнення.

Тепловий і водний режими ґрунтів тісно взаємозв’язані, оскільки поведінка води в ґрунті, фазові переходи, напрям і швидкість її переміщення залежать від температури ґрунту. Відповідно тепловий режим ґрунту зумовлений ступенем його зволоження. Всі ґрунтові мікро-, мезо- і макропроцеси безпосередньо залежать від водно-теплових властивостей ґрунтового середовища. Тепловий і водний режими визначають як динаміку процесів функціонування ґрунтового середовища, так і ґрунтотворних процесів. Температура є важливим чинником інтенсивності хімічних, фізико-хімічних, біохімічних і біологічних процесів у ґрунті. З нею зв’язані процеси розчинення і осадження різних сполук у ґрунті (термічні бар’єри для бікарбонатів, солей гіпсу, соди тощо), життєдіяльність мікроорганізмів і ґрунтової фауни. Тепло і волога – це необхідний фактор росту і розвитку рослин. Від температурних умов ґрунту і його вологості залежать швидкість проростання насіння, розвиток

кореневих систем, швидкість проходження окремих стадій росту, інтенсивність фотосинтезу, хімічних реакцій. Тому для розуміння процесу ґрунтоутворення важливо знати закономірності формування температурного режиму ґрунту.

Температурний режим ґрунту відзначається добовою, сезонною і річною динамікою. Добова динаміка температури найбільш різко виражена в шарі 0–50 см. Вдень тепловий потік направлений зверху вниз, вночі – навпаки, через активне випромінювання тепла поверхнею ґрунтів. Максимальна амплітуда температури ґрунту спостерігається на поверхні ґрунту. Донизу вона знижується і на глибині біля 50 см практично зникає. Оскільки процес перенесення тепла в ґрунті не є миттєвий, тому спостерігається запізнення процесу нагрівання нижчих шарів.

На добовий режим ґрунтів суттєво впливають погодні умови місцевості, вологість ґрунту, його гранулометричний склад, стан поверхні ґрунту, кількість і якісний склад органічної речовини. Чим більш відкрита місцевість, тим виразніший добовий цикл температур. Річний режим температур ґрунтів має більшу амплітуду коливань температури і виражений на більшу глибину, ніж добовий. Зона активно вираженої сезонної динаміки обмежена глибиною 3–4 м, а вже на глибині 6 м річна амплітуда температури коливається біля 1°С. Через інерційність перенесення тепла в ґрунтовій товщі, максимальні температури на глибині материнської породи (2–3 м) встановлюються на декілька місяців пізніше, ніж на поверхні ґрунту.

Тепловбирна здатність – це здатність ґрунту вбирати променисту енергію Сонця (характеризується величиною альбедо). Залежить від забарвлення, вологості, структурного стану ґрунту, характеру поверхні і рослинного покриву. Темні, багатогумусні і менш вологі ґрунти вбирають сонячної радіації (тепла) більше, ніж світлозабарвлені і вологі.

Теплоємність – властивість ґрунту вбирати тепло. Залежить від мінералогічного і гранулометричного складу, вмісту органічної речовини, вологості ґрунту і його пористості. Вода володіє більшою теплоємністю порівняно з твердою фазою ґрунту (мінерали, гумус). Тому співвідношення між твердою, рідкою і

газовою фазами визначають теплоємність ґрунтів. Вологі і глинисті ґрунти є більш теплоємними, порівняно з сухими і піщаними.

Теплопровідність – здатність ґрунту проводити тепло. Залежить від співвідношення в ґрунті мінеральної речовини, вологості, структурності та пористості. Характеризує швидкість проходження тепла від одного шару ґрунту до іншого. Теплопровідність мінеральної частини в сто разів вища, ніж повітря, а води – у 28 разів. Чим вологіший ґрунт, тим вища його теплопровідність, а чим пухкіший, тим вона менша.

У ґрунтах з різною тепловбирною здатністю, теплоємністю і теплопровідністю процеси ґрунтоутворення розвиваються з дещо різною динамікою. Тепловий (температурний) режим ґрунтів формується під впливом клімату, умов рельєфу, рослинності і снігового покриву. Відповідно до середньорічної температури і характеру промерзання ґрунту В. Дімо виділяє чотири типи теплового режиму ґрунтів: *мерзлотний, сезонно-промерзаючий тривалий, сезоннопромерзаючий, непромерзаючий*. У ґрунтах з різними типами теплового режиму спостерігаються різні комплекти і комплекси елементарних ґрунтотворних процесів. Вони відзначаються різною тривалістю, характером і швидкістю реакцій, неоднаковою результативністю тощо. Тривала оранка ґрунтів вносить суттєві корективи у характер їхнього теплового режиму і напрямок розвитку певних елементарних ґрунтотворних процесів (наприклад, процеси реградації в глибоко вилугуваних ґрунтах; пірогенна деградація торфовищ, педотурбіційні процеси в рендзинах, вторинне засолення і осолонцювання чорноземів тощо). Температурний режим стає більш контрастним. Максимальна температура ґрунту на глибині 10 см в степу становить 18–20ºС, а на ріллі – 20–30ºС. В умовах пару або просапних культур добова амплітуда температури поверхні чорнозему типового досягає 35–57ºС, тоді як на цілині – не більше 18–23ºС. Затримання снігу степовою рослинністю знижує тепловіддачу ґрунтів, пом’якшує їхній тепловий режим, протидіє не тільки глибокому прогріванню, але й промерзанню ґрунту. З огляду на це

переміщення ґрунтових розчинів відбувається у середовищі, де не виникають геохімічні чи термічні бар'єри для різноманітних сполук, ґрунтові процеси мають довгий і безперервний хронологічний період. Староорні ґрунти суттєво змінюють динаміку і напрямок деяких ґрунтових процесів, стимулюють появу нових, не притаманних ґрунтоутворенню процесів (ерозія, дефляція, переущільнення і стягування ґрунту тощо).

1.4.3. Повітряний режим ґрунту

Повітряний режим – це сукупність усіх явищ надходження повітря в ґрунт, переміщення його в профілі ґрунту, зміни складу і фізичного стану при взаємодії з твердою, рідкою і живою фазами ґрунту, а також газообмін ґрунтового повітря з атмосферою. Всі ці явища проявляються змінами вмісту і складу ґрунтового повітря в часі. Вміст і поведінка двох найважливіших газів ґрунту, диоксиду Карбону і кисню, визначають не тільки динаміку багатьох ґрунтових процесів, але й формування окисно-відновного режиму ґрунту. За нормальних умов газообміну між атмосферою і ґрунтом вміст основних газів у ґрунті відповідає вмісту їх в атмосфері. Зважаючи на те, що вода і повітря в ґрунті є антагоністами, співвідношення між CO_2 і O_2 у ньому змінюється у часі. Основними споживачами кисню в ґрунті є корені рослин, аеробні мікроорганізми, ґрунтова фауна і лише незначна частина його витрачається на чисто хімічні процеси.

В орних, добре аерованих ґрунтах із сприятливими фізичними властивостями вміст CO_2 в ґрунтовому повітрі протягом вегетаційного періоду не перевищує 1–2 %, а вміст O_2 не буває нижчий за 18 %. При перезволоженні в орних ґрунтах важкого гранулометричного складу вміст CO_2 може досягати 4–6 % і більше, а кисню знижується до 17–15 % і нижче. У заболочених ґрунтах спостерігаються ще вищі концентрації диоксиду Карбону і нижчі кисню. Високі концентрації диоксиду Карбону є навіть тоді, коли його мало виробляється, але порушений газообмін. Найнижчі концентрації CO_2 в ґрунті є навесні, після сніготанення (0,4–0,5 % від об'єму в усьому профілі ґрунту).

Повітряний режим ґрунту тісно пов'язаний з його водним режимом. Чим більше в ґрунті води, тим менше в ньому вільного молекулярного кисню. Надлишкове зволоження ґрунтів (промивний, застійний чи періодично-застійний водний режими) завжди призводить до зниження їхньої аерації, у той час як засушливі, недостатньо зволожені ґрунти є в надмір аерованими. При досягненні вмісту CO_2 в ґрунті до 3 % (після тривалих дощів, інтенсивного зрошення методом напуску, затоплення рисових чеків, підняття рівня ґрунтових вод), вміст кисню може знизитися до 10 %. За нестачі кисню і надлишку диоксиду Карбону у ґрунтовому повітрі пригнічується ріст рослин і кореневої маси, відбувається їхнє відмирання і часткова загибель, знижується вбирання води і поживних речовин, розвиваються відновні процеси. Тоді аерація ґрунту різко погіршується, і в ґрунтовому повітрі з'являються недоокислені гази, зокрема аміак і сірководень, а в гідроморфних ґрунтах – навіть болотний газ метан. В анаеробних умовах розвивається цілком інший комплекс елементарних ґрунтових процесів, ніж у ґрунтах з хорошою аерацією. Розчинність газів у ґрунтовій волозі зростає з підвищенням їхньої концентрації у ґрунтовому повітрі (зростання парціального тиску), а також зі зниженням температури ґрунту. Добре розчиняються у воді майже всі недоокислені гази – аміак і сірководень, а також диоксид Карбону. Розчинність кисню порівняно невелика (табл. 1.1).

Таблиця 1.1

Розчинність газів у воді (г/л) за різної температури і атмосферному тиску 101 кПа

t°C	O_2	CO_2	H_2S	NH_3
10	0,038	1,134	3,329	910
15	0,034	1,019	2,945	802
20	0,031	0,878	2,582	711

Розчинені гази виявляють високу активність. З насиченням ґрунтового розчину CO_2 підвищується розчинність карбонатів, гіпсу та інших мінеральних сполук, що активізує процес вилуговування. Розчинений кисень підтримує окиснювальні властивості ґрунтового розчину, що стимулює процеси нітрифікації, сегрегації, озалізнення, зруденіння, латеритизації тощо.

Повітряний режим ґрунтів дуже динамічний. Наприклад, запаси розчиненого кисню в ґрунті швидко витрачаються без їхнього активного поповнення. За оптимальної температури в орному шарі ґрунту розчиненого O_2 вистачить лише на 1 годину. Залежно від температури ґрунту і активності в ньому біохімічних процесів вміст кисню у ґрунтових розчинах змінюється від 0 до 14 мг/л.

1.4.4. Окисно-відновний режим ґрунту

Окисно-відновний режим режим ґрунтів – це сукупність різноманітних окиснювальних і відновних процесів, які викликають зміни в часі окисно-відновного потенціалу (ОВП) в профілі ґрунту. ОВП – це міра напруженості та направленості окисно-відновних процесів. В автоморфних аерованих ґрунтах ОВП коливається в межах 300–600 mV. Процеси заболочення і оглеєння знижують ОВП до 200 mV і нижче.

Абсолютні значення й амплітуда коливання ОВП у різних ґрунтах і навіть різних генетичних горизонтах одного профілю досить різні. Вони залежать від температури, вологості та біологічної активності ґрунту. Підвищення температури приводить до підсихання ґрунту і збагачення його киснем. Наслідком цього явища є інтенсивний розвиток мікрофлори, котра споживає кисень. Тому зниження вологості ґрунту не завжди супроводжується підвищенням ОВП, і навпаки.

Класифікація ґрунтів за окисно-відновним режимом і процеси, що з ним пов’язані, представлені в таблиці 1.2.

Таблиця 1.2

Групування ґрунтів
за окисно-відновним (ОВ) режимом[1]

Тип ОВ режиму	Ґрунти
I. *Ґрунти з абсолютним домінуванням окиснювальних процесів*	- Автоморфні ґрунти степів, напівпустель і пустель: чорноземи, каштаноземи, сіро-коричневі, бурі напівпустельні, сіроземи, сіро-бурі пустельні.
II. *Ґрунти з переважанням окиснювальних процесів*	- Дерново-підзолисті, сірі лісові, буроземи, червоноземи, солонці степові.
III. *Ґрунти з контрастним ОВ-режимом:* а) з розвитком сезонних відновних процесів у верхніх горизонтах; б) з розвитком оглеєння в нижніх горизонтах (ґрунтово-оглеєні); в) з розвитком стійких відновних процесів у нижній частині профілю; г) з контрастною зміною окиснювальних і відновних процесів у всьому профілі.	- Болотно-підзолисті, підзолисті, дерново-підзолисті глейові, сірі лісові глейові, буроземи глейові, солоді, солонці лучні, жовтоземи; - Лучні ґрунти, зрошувані ґрунти з близьким рівнем залягання ґрунтових вод; - Болотні торф'яні меліоровані ґрунти; - Ґрунти під культурою рисових чеків.
IV. *Ґрунти з пануванням відновних процесів по всьому профілю:* а) з пануванням відновних глейових процесів; б) з пануванням сірководневих відновних умов.	- Болотні торф'яно-глейові, мулувато-болотні, дерново-глейові, тундрово-глейові - Солончаки, солончакові ґрунти, перезволожені сильно мінералізованими сульфатними ґрунтовими водами.

[1] Pochvovedenie : Ucheb. dlya un-tov. V 2 ch. / Pod red. V. A. Kovdi, B. G. Rozanova. Ch. 1. Pochva i pochvoobrazovanie. Moskva : Vissh. shk., 1988. P. 364.

Окисно-відновний потенціал ґрунтів змінюється не тільки в річному, але й добовому циклах. Циклічним змінам піддаються не тільки температура ґрунту, його вологість, склад повітря, окисно-відновний потенціал, але й процеси і властивості, що від них залежать: склад ґрунтових розчинів, запаси солей, вміст поживних речовин у мобільній формі, кислотність і лужність, кількість і склад мікрофлори і фауни, інші компоненти ґрунту. Тому додатково виділяють сольовий, поживний, біологічний та інші режими ґрунтів і пов'язані з ними ґрунтові процеси.

Ґрунтовий режим характеризує здебільшого сучасний стан ґрунтової екосистеми, яка найбільше відповідає сучасному поєднанню чинників і процесів ґрунтоутворення. Проте більш консервативні і реліктові ґрунтові ознаки і властивості могли сформуватися за інших умов ґрунтоутворення. Тому вивчення ґрунтових режимів і процесів на різних етапах і стадіях ґрунтоутворення має важливе значення не тільки для встановлення ґенези ґрунтів, але й прогнозування еволюції ґрунтоутворення у майбутньому, управління їхньою родючістю.

1.5. Баланс ґрунтоутворення

Концепція балансу ґрунтоутворення розглядається як динамічна рівновага між різними складовими загального процесу ґрунтоутворення. Ґрунтотворний процес складається з чотирьох груп процесів у речовинно-енергетичному балансі: 1) надходження речовини й енергії в ґрунтову екосистему; 2) процеси трансформації речовини й енергії у товщі ґрунту; 3) процеси міграції речовини й енергії в ґрунті; 4) відтік речовини й енергії з ґрунтової товщі.

Усі складові балансу ґрунтоутворення тісно пов'язані між собою і взаємозумовлені у своєму розвитку. Відповідним кількісним і якісним показникам надходження і відтоку речовини й енергії відповідає певний характер перетворень і перерозподілу органічних і мінеральних компонентів ґрунту. Між чотирма групами процесів існує закономірна єдність, яка визначає загальний напрям ґрунтотворного процесу, будову,

склад і властивості ґрунту. В основі цієї єдності є баланс (рівновага) речовин при ґрунтоутворенні – відношення між надходженням речовин у ґрунтову систему та їхній відтік з ґрунту за певний відрізок часу.

Зміни напряму ґрунтоутворення прямо відображаються на змінах балансу речовин, які є головним показником таких змін. Наприклад, при зниженні рівня ґрунтових вод і зміні випітного водного режиму на промивний чи періодично-промивний розвивається процес розсолення засолених ґрунтів. При цьому позитивний (додатний) баланс солей змінюється негативним (від'ємним). На думку В. Ковди, баланс речовин при ґрунтоутворенні є основним сумарним об'єктом еволюції. Існує декілька форм балансу речовин залежно від тривалості ґрунтоутворення: 1) віковий, який має геологічну тривалість і зв'язаний з формуванням геоморфології місцевості; 2) періодичний (циклічний), зазвичай охоплює відрізок часу тривалістю 11–25 років, що зв'язано з цикловою активністю Сонця; 3) річний, що триває протягом річного гідрологічного циклу території; 4) баланс речовин між зрошенням, формується на короткий час між поливами.

Якісно відрізняються баланси органічної речовини, Нітрогену, води, мінеральних елементів, зокрема легкорозчинних солей. Деякі види балансу функціонують практично в однорідних циклах. Таким є баланс органічної речовини і Нітрогену, що визначається майже повністю функціонуванням біоти, оскільки абіотичні потоки (атмосферні опади, поверхневий стік тощо) вносять невеликий вклад у загальний баланс цих речовин. Водний баланс, як і баланс мінеральних елементів, визначається біотичними і абіотичними чинниками, хоча останні часто переважають.

До статті надходження в загальному балансі ґрунту належать: 1) надходження Карбону, Нітрогену і зольних елементів з рослинним опадом, загибеллю тварин; 2) надходження цих же елементів із кореневими виділеннями і "підкроновими" водами; 3) надходження Нітрогену з атмосфери за рахунок азотфіксуючих мікроорганізмів; 4) притік речовин з атмосферними опада-

ми; 5) надходження речовин з еоловим пилом; 6) надходження речовин з твердим поверхневим стоком; 7) надходження речовин з рідким поверхневим стоком; 8) притік речовин з капілярної бахроми ґрунтово-підґрунтових вод; 9) притік речовин з боковим внутрішньо-ґрунтовим стоком; 10) надходження речовин з добривами, меліорантами, пестицидами, зрошуваними водами тощо.

Розхідні статті балансу ґрунту такі: 1) залучення Нітрогену і зольних елементів рослинами на створення щорічного приросту біомаси; 2) втрати Карбону при мінералізації рослинного опаду і гумусу; 3) втрати Нітрогену через денітрифікацію; 4) вимивання речовин низхідними токами вологи за межі ґрунтового профілю – в ґрунтово-підґрунтові води; 5) винесення речовин боковим внутрішньо-ґрунтовим стоком; 6) винесення речовин з поверхневим рідким стоком; 8) винесення речовин за рахунок дефляції; 9) винесення Нітрогену і мінеральних елементів з урожаєм сільськогосподарських рослин, сіном, деревиною, ягодами, грибами тощо.

Баланс речовин у ґрунті може бути позитивний, негативний і нульовий. В одному і тому ж ґрунті баланс різних груп речовин може бути різним. Позитивний баланс приводить до абсолютної, відносної або залишкової акумуляції речовини в ґрунті. Глобальне значення має абсолютна акумуляція в ґрунті Карбону і Нітрогену з атмосфери, яка здійснюється в процесі життєдіяльності зелених рослин і азотфіксуючих мікроорганізмів. Немає ні одного ґрунту, в якому не відбувалася б абсолютна акумуляція цих елементів. Вони накопичуються в результаті процесу підстилкоутворення, торфоутворення, при дерновому процесі у степовій повсті, в гумусових горизонтах. У малій кількості вони є у будь-якому з горизонтів ґрунтового профілю.

Абсолютна акумуляція речовин у ґрунті часто спричинена їхнім надходженням з ґрунтовими водами внаслідок активізації гідрогенно-акумулятивних елементарних ґрунтових процесів (солончаковий процес, закарбоначення, загіпсування, зруденіння, окремніння), або з боковим притоком речовин при латеритизації. Така акумуляція притаманна ґрунтам засушливих

територій і аридних областей. У гумідному кліматі зазвичай легкорозчинні компоненти в ґрунтах не накопичуються, оскільки їхнє щорічне винесення перевищує розміри щорічного притоку. Але найменш розчинні компоненти – сполуки Si, Al, Fe, Ca у формі $CaCO_3$, багато мікроелементів все ж накопичуються навіть у ґрунтах вологого клімату, якщо останні формуються під впливом ґрунтових вод.

Абсолютна акумуляція може бути зумовлена алювіальним чи делювіальним привнесенням твердих часток заплавними водами, водами делювіального стоку, вітром, вулканічними виверженнями. При цьому формуються ґрунти з різновидом механічної абсолютної акумуляції: заплавні, намиті, навіяні та вулканічні.

За відносної акумуляції верхня частина профілю збагачується біофільними елементами внаслідок різних біогенно-акумулятивних процесів, які перекачують ці елементи з великої маси ґрунту на різних, інколи великих глибинах (від 2–3 до 5–10 м). Велика частина цих елементів при відмиранні рослин поступає на поверхню ґрунту при підстилкоутворенні чи торфоутворенні, або у верхні горизонти при дерновому процесі. За гуміфікації мертвої біомаси ці елементи затримуються у складі гумусу чи торфу, або в тілах мікроорганізмів, на поверхні тонких мінеральних часток. Відносна акумуляція речовин зумовлена вибірковою біологічною вбирною здатністю.

При залишковій акумуляції речовин відносно накопичуються у верхніх горизонтах ґрунту найстійкіші до вивітрювання речовини (кварц), які залишаються на місці після винесення інших, менш стійких і більш рухомих компонентів (мінерали-солі, нітрати, хлориди тощо).

Негативний баланс речовин виникає при перевищенні рівня винесення речовин над їхнім привнесенням. На земній поверхні немає ґрунтів, у яких баланс складається тільки з витратних статей. Але в гумідних областях, особливо в гірських районах, принесення речовин часто не компенсує винесення їх з поверхневими або внутрішньо-ґрунтовими токами. В цих умовах баланс речовин є негативний. Збіднення ґрунтів речовинами

може бути загальнопрофільним або частковим. У першому випадку вся ґрунтова товща збіднюється певними компонентами, як наприклад при підзолистому процесі втрачаються катіони-основи. Якщо якісь компоненти виносяться лише з верхніх горизонтів без збіднення ґрунтового профілю в цілому, тоді виникає часткове збіднення, як при розсоленні аридних ґрунтів на деяку глибину, або при лесиважі лісостепових ґрунтів.

Нульовий баланс притаманний ґрунтам, у яких винесення і привнесення речовин взаємо компенсуються. Таких випадків у природі є дуже мало. Наприклад, баланс солей карбонатної кислоти в чорноземах типових на цілині.

Загальний баланс речовин у ґрунті визначається водним режимом і водним балансом ґрунтів. Існують декілька типів балансу речовин: різконегативний, негативний, рівноважний, перемінний, позитивний, накопичувальний.

Різконегативний баланс речовин забезпечується ерозійно-промивним водним режимом. Притаманний ґрунтам схилів горбистих і гірських районів, для орних земель на схилах рівнинних територій, де відсутній протиерозійний захист.

Негативний баланс забезпечується промивним водним режимом. Абсолютні значення негативного балансу речовин менші, ніж у попередньому випадку. Це баланс ґрунтів, що формуються на дренованих плато і рівнинах з глибоким заляганням ґрунтових вод. У ґрунтах розвивається процес вилуговування, винесення більш чи менш розчинних і геохімічно мобільних продуктів вивітрювання і ґрунтоутворення при партлювації. Чим вищий коефіцієнт зволоження і кращий дренаж території, тим інтенсивніше розвивається процес вилуговування чи партлювації, тим більш негативний баланс речовин.

Рівноважний баланс речовин виникає за непромивного водного режиму. Винесення речовин може відбуватися тільки при поверхневому чи боковому стоках, оскільки низхідні токи вологи є неглибокими і винесення речовин за межі ґрунтового профілю не відбувається. В пониженнях рельєфу можливе незначне привнесення речовин боковим і поверхневим стоками.

Перемінний баланс речовин виникає в ґрунтах вологого клімату, поширених на рівнинах або в зниженнях рельєфу з близьким (1–3 м) рівнем слабостічних ґрунтових вод. Характерними є сезонна зміна процесів розсолення і вилуговування на процеси засолення, карбонатизації чи загіпсування.

Позитивний баланс забезпечується намивним режимом. Він виникає в ґрунтах заплав, дельт рік, у періодично пересихаючих мілководних озерах, на шельфі морів і водосховищ, конусах виносу, шлейфах схилів, рисових полях. Для нього характерна сезонна зміна процесів вимивання і висхідного накопичення речовин.

Накопичувальний баланс речовин формується за випітного водного режиму. Притаманний ґрунтам аридного клімату з близьким заляганням (1–3 м) сильно мінералізованих ґрунтових вод. Найхарактернішим процесом є солончаковий процес.

1.6. Енергетика ґрунтоутворення

Нічого в природі не відбувається без процесів трансформації, обміну і акумуляції енергії (енергообмін). Обмін речовин при ґрунтоутворенні завжди супроводжується енергетичними змінами в ґрунтовій екосистемі. Ґрунт є гетерогенною багатофазною відкритою термодинамічною системою, яка складається з декількох гомогенних термодинамічних систем (тверда, рідка, газова і жива), що відрізняються між собою за властивостями. Біокосне тіло ґрунту на різних стадіях його становлення представляє собою відповідну на той час термодинамічну систему, кожна складова якої адаптується до термодинамічного потенціалу ландшафту по-своєму. Будь-яка зміна системи, пов’язана зі змінами хоча б однієї властивості, є термодинамічним процесом. Оскільки всі природні процеси відбуваються зі скінченною швидкістю і за певних різниць між силами, що діють на систему і які їм протидіють, то процеси ґрунтоутворення і вивітрювання є незворотними у термодинамічному розумінні. Ці процеси супроводжуються різноманітними енергетичними затратами на різноманітні фізичні (тертя,

теплопередача, випромінювання, об'ємні зміни) і хімічні (дифузія, гідратація, гідроліз, окиснення) процеси. Синергетичним наслідком усіх цих енергетичних втрат є сам процес ґрунтоутворення, який кількісно і якісно виражається у виконанні певної корисної роботи на формування твердофазних ознак ґрунтоутворення. Основні положення енергетики ґрунтоутворення розробив В. Волобуєв[1].

У сонячній системі головним і практично єдиним джерелом енергії для всіх процесів функціонування ґрунтової системи і процесів ґрунтоутворення є сонячна радіація. Протягом року вся поверхня Землі отримує від сонця приблизно $21 \cdot 10^{20}$ кДж/см^2 тепла. Не вся енергія сонця на земній поверхні використовується на ґрунтоутворення. Левова її частка (95–99 %) витрачається на випаровування води з поверхні суші й океану, на турбулентний теплообмін між підстильними поверхнями й атмосферою, тобто на формування клімату та океанічних течій.

Формуючись у верхній частині кори вивітрювання гірських порід, ґрунт додатково отримує енергію радіоактивного розпаду з глибин Землі, а також енергію екзотермічних реакцій самих ґрунтових процесів. Внутрішньоземна енергія не має суттєвого значення у тепловому балансі ґрунту через невеликі її обсяги. Вся сукупна енергія трансформується у теплову енергію, формуючи тепловий баланс ґрунтоутворення.

У природних умовах затрати сонячної енергії на ґрунтоутворення визначаються радіаційним балансом, відносним зволоженням (коефіцієнт зволоження) і біологічною активністю біогеоценозу. Фотосинтезуючі організми (зелені рослини) засвоюють тільки 0,5–5,0 % сонячної енергії. Вона використовується на біохімічний синтез живої речовини. Після відмирання біомаси, у процесі розкладу–мінералізації і розкладу–гуміфікації частина акумульованої в біоті енергії надходить у ґрунт у формі потенційної енергії ґрунтоутворення, яка просторово диференціюється відповідно до законів широтної зональності і висотної

[1] Volobuev V. R. Vvedenie v energetiku pochvoobrazovaniya. Moskva : Nauka, 1974. 128 s.

поясності. Незалежно від природної зони, в агроландшафтах на енергетику ґрунтоутворення додатково впливають теплоємність ґрунту, його фактична вологість і продуктивність сільськогосподарських посівів. Тобто параметри енергетики ґрунтоутворення тісно пов'язані з параметрами економічної родючості. Це пояснюється тим, що енергетика ґрунтоутворення пов'язана не тільки з надходженням, перетворенням і віддачею сонячної енергії, але й з біохімічною акумуляцією і міграцією речовин та з іншими формами енерго-масообміну.

За даними В. Волобуєва, енергія, яка бере участь у ґрунтоутворенні, витрачається на випаровування, транспірацію, вивітрювання, перетворення органічних і мінеральних речовин мікроорганізмами, механічне переміщення солей і тонкодисперсних часток. Значна частина енергії протягом тисячоліть акумулюється в гумусі. За даними В. Ковди, запаси енергії в загальній біомасі суші становить $6{,}15 \cdot 10^{19}$ кДж. Сумарні запаси гумусу на земній суші становлять $2{,}4 \cdot 10^{12}$ т, у гумусі акумульовано $5{,}44 \cdot 10^{19}$ кДж внутрішньої енергії.

При ґрунтоутворенні і вивітрюванні відбуваються суттєві зміни не тільки в енергії органічної речовини (енергія гуміфікації), але й мінеральної частини ґрунту. Вони зумовлені процесами руйнування первинних мінералів, синтезом вторинних мінералів, трансформацією і збільшенням дисперсності мінералів, процесами їхньої міграції. Загальні запаси акумульованої при ґрунтоутворенні енергії складаються із запасів енергії в основних компонентах ґрунту: органічних і мінеральних речовинах, ґрунтовому розчині, ґрунтовому повітрі, живій біомасі ґрунту.

Найповніші та скоротекучі енергетичні затрати і потенційна робота вистрачаються на випаровування і транспірацію, які тривають від годин до декількох діб. Потрапляючи на поверхню ґрунту, сонячна енергія перетворюється на теплову енергію, відбуваються процеси теплообміну і вологообігу в системі ґрунт–рослинність–атмосфера–літосфера (>95 %). Завдяки тепло провідності і теплоємності ґрунту незначна частина теплової енергії проникає в глибину ґрунтової товщі, диференційовано

акумулюється на різній глибині, де використовується на різноманітні процеси і реакції хімічного і фізичного перетворення мінеральних і органічних речовин.

Значно повільнішими є енергозатрати на процеси мінералізації і гуміфікації органічної речовини, тривалість яких вимірюється роками, десятками, а то й тисячами років. На процеси фізичного і хімічного вивітрювання затрачається найбільша частина енергії ґрунтоутворення. Вона дуже економно витрачається у багатовіковому циклі педоґенезу, тому на різних стадіях ґрунтоутворення ці енергозатрати відносно загального процесу ґрунтоутворення є незначними.

Загальний процес формування ґрунту на етапах початкового ґрунтоутворення, розвитку, стабільного функціонування й еволюції відбувається найперше завдяки сонячній енергії, трансформованій і акумульованій у формі живих організмів і продуктах їхнього відмирання. Всі вони, будучи невід'ємними частинами ґрунту, збільшують його енергетичний потенціал. У процесах розкладу–мінералізації органічних залишків неосинтезована енергія біомаси витрачається на біохімічні перетворення мінеральної речовини через процеси гідратації і гідролізу, окисно-відновні процеси. При гуміфікації органічних залишків частина сонячної енергії витрачається на синтез високомолекулярних органічних речовин, більш стійких до розкладу в умовах агресивної геохімічної і термодинамічної ситуації ґрунтової екосистеми. При цьому з'являються значні кількості вторинних мінералів, особливо глинистих колоїдного і передколоїдного розміру, з великим енергетичним запасом. Саме гумусовим речовинам і глинистим мінералам належить провідна роль у всіх процесах енергетики ґрунтоутворення.

Волога при цьому відіграє значну роль. За низької вологості, або дефіциту вологи, процес ґрунтоутворення зводиться до нуля, незалежно від величини надходження сумарної сонячної радіації (тропічні чи арктичні пустелі). Відсутність вологи лімітує всі біохімічні процеси, адже з хімічної точки зору процес ґрунтоутворення є складною взаємодією кислот органічного походження і основ літосфери. Без води великий

енергетичний потенціал, що прихований у біомасі і мінеральній речовині, не здатний реалізуватись у корисну роботу (низький ККД) щодо формування ґрунтової біокосної екосистеми, оскільки неможливий без участі складних механізмів хімічних реакцій, які відбуваються тільки у водному середовищі.

Мінімальні затрати на ґрунтоутворення є в ґрунтах пустель і сухих степів. У цих ґрунтах зосереджені і найменші запаси енергії в гумусі та живій біомасі. У лісових ґрунтах запаси енергії в живій біомасі значно перевищують запаси енергії в гумусі. Це вказує на те, що енергетичні затрати на ґрунтоутворення в умовах дерев'янистої рослинної формації дуже значні. Цей надлишок енергетичних затрат іде на трансформацію мінеральної речовини, тому значна частина енергії, яка надходить у ґрунт акумулюється не в гумусі, а в кристалічних ґратках новоутворених вторинних мінералів. Причому частина цієї енергії разом з високодисперсними мінералами виноситься за межі ґрунтового профілю. Це характерно для ґрунтів підзолистої зони і, особливо, вологих субтропічних лісів. Чорноземи і каштаноземи степів відзначаються помірними затратами енергії і найбільшими її запасами, акумульованими в гумусі. Мінеральні речовини відзначаються запасами енергії, яка успадкована від ґрунтотворної породи. Тому в ґрунтах степів спостерігається найраціональніший розподіл енергії між прихідною і витратною її частинами. Практично вся енергія зосереджується і акумулюється на процесах гумусоутворення.

Оскільки процеси ґрунтоутворення мають різну динаміку і циклічність, то загальний енергетичний режим так само складається з певних енергетичних циклів. Енергетичний баланс ґрунтоутворення складається з: 1) енергетичних затрат на фізичне випаровування; 2) енергії розкладу мінералів у процесі хімічного вивітрювання (2–62 Дж/см^2·рік); 3) енергетичних затрат на щорічний приріст біомаси (103–8 200 Дж/см^2·рік в різних зонах); 4) розхід енергії на сумарне випаровування (від 12 300 Дж/см^2·рік у тундрі до 246 000 Дж/см^2·рік у вологих тропіках); 5) втрати енергії на механічні міграції дрібнозему і

солей у ґрунті; 6) розхід енергії у процесі теплообміну в системі ґрунт–атмосфера. В природних ландшафтах найменші сумарні затрати на ґрунтоутворення спостерігаються в тундрі і неосвоєних пустелях (8–20 кДж/см^2·рік); середні затрати – в гумідних і семиаридних областях помірного поясу (40–160 кДж/см^2·рік); найвищі – у вологих тропіках (246–287 кДж/см^2·рік). За розрахунками В. Волобуєва[1], відносний розподіл затрат теплової енергії при ґрунтоутворенні на сумарне випаровування, циклічні біологічні процеси і незворотні реакції розкладу мінералів у природних ландшафтах співвідносяться як 100 : 1 : 0,01.

Енергія гумусу складає невелику частку загальної енергії кристалічної ґратки мінералів ґрунту. Проте вона має велике значення для процесів ґрунтоутворення і впливає на загальнобіосферні процеси. Ґрунтовий покрив є універсальним земним акумулятором енергії, особливо найціннішої її частини, що зосереджена в гумусі ґрунту; здатний економно розподіляти цю найціннішу частину енергії для підтримки життя на Землі, оскільки вона необхідна для нормального обміну і кругообігу речовин у природі.

[1] Pochvovedenie : Ucheb. dlya un-tov. V 2 ch. / Pod red. I. S. Kauricheva. Moskva : Agropromizdat, 1989. P. 42–43.

Завдання до розділу 1

1. Зазначити новоутворення, які є наслідком процесів абсолютної (*А*) або відносної (*В*) акумуляції речовин у ґрунтах.

Ґрунт	Гумус	Скелетана SiO_2	Сескві-оксиди	Галіт
Підзолистий				
Чорнозем				
Червонозем				
Солончак				
Латерит				

2. Зазначити, на яких стадіях і етапах ґрунтоутворення домінують процеси функціонування ґрунтової системи (Ф), а на яких – ґрунтотворні процеси (Ґ).

Стадія	Початкове ґрунто-утворення	Приско-рений розвиток	Сповіль-нений розвиток	Квазі-рівновага	Ево-люція
Ґрунт					

3. Вказати протилежні процеси до зазначених у таблиці.

Ґрунт	Процес					
	набухання	пептизація	азотфіксація	розчинення	окиснення	сорбція

Тести до розділу 1

1. Яка група ґрунтових процесів є ґрунтотворними?
   – гідроліз і окиснення;
   – пептизація і акумуляція;
   – лесиваж і фероліз;
   – нітрифікація і седиментація;
   – зоотурбація та ерозія.

2. Як назвати таку неодокучаєвську послідовність ґрунтоутворення: чинники→процеси функціонування→ґрунтотворні процеси→властивості?
   – тріада;
   – квадріада;
   – тетрада;
   – дріада.

3. Яка група ґрунтових процесів практично припиняється на стадії квазірівноваги?
   – процеси функціонування ґрунтової системи;
   – ґрунтотворні процеси;
   – ґрунтові мікропроцеси;
   – елементарні ґрунтотворні процеси;
   – гумусово-акумулятивний процес.

4. Як називається послідовна зміна в часі твердофазних ознак ґрунту?
   – ґрунтовий мікропроцес;
   – механізм ґрунтоутворення;
   – ґрунтотворний процес;
   – стадійність ґрунтоутворення;
   – еволюція ґрунтоутворення.

5. Як називається стадія функціонування ґрунтової системи, коли ще не створюється достатня кількість твердофазних мікропродуктів, накопичення яких засвідчує утворення стійких педогенних макроознак?

– стадія початкового ґрунтоутворення;
– стадія прискореного розвитку ґрунту;
– стадія латентного педогенезу;
– стадія сповільненого розвитку;
– стадія квазірівноваги ґрунтової системи.

6. За якої температури в ґрунті встановлюється термодинамічна рівновага при замерзанні розчинів?
– вище 0°С;
– рівно за нульової температури;
– нижче 0°С;
– розчини в ґрунті не замерзають;
– стан термодинамічної рівноваги не є ознакою замерзання чи плавлення.

7. У якому фізичному стані перебуває рідина в ґрунті, якщо температура і тиск навколишнього середовища вищі за *потрійну точку* для води?
– водяна пара;
– рідина;
– лід;
– гігроскопічна вода;
– конденсат.

8. Який механізм передачі тепла домінує в ґрунтових умовах?
– термічна конвекція;
– гравітаційна конвекція;
– молекулярна теплопровідність;
– електронна теплопровідність;
– градієнт теплоємності.

9. Поєднання яких умов сприяє високому підняттю води по капілярах?
– розмір пор у ґрунті більший 8 мм;
– розмір пор в ґрунті становить від 100 мкм до 3 мкм;
– розмір пор у ґрунті становить менше 3 мкм;
– вода добре змочує капіляри;
– вода не змочує капіляри.

10. Через які мікропроцеси відбувається руйнування кристалічних ґраток силікатних мінералів?

– ізоморфізм;
– гідратація;
– наявність кремнекисневих тетраедрів;
– вилуговування;
– розчинення.

Контрольні запитання до розділу 1

1. На якій стадії перебуває ґрунтова система, коли процеси функціонування вже проявляються, але твердофазних ознак ґрунтотворних процесів ще немає?

2. Які процеси є ґрунтовими, але не ґрунтотворними?

3. За яких обставин виникає рушійна сила ґрунтоутворення?

4. До якої частини неодокучаєвської тетради належить опідзолення?

5. Як називається властивість ґрунту приходити до стану квазірівноваги за різними ознаками в різний час?

6. У якій зоні елювіальної кори вивітрювання розвивається підзолистий процес?

7. Через яку хімічну реакцію реалізується механізм підзолистого процесу?

8. Присипка SiO_2 є ознакою процесу чи його механізму?

9. Яка кора вивітрювання ототожнюється з процесом вилуговування?

10. Складовою частиною якого кругообігу є процеси гуміфікації органічної речовини?

Розділ 2
ЕЛЕМЕНТАРНІ ҐРУНТОТВОРНІ ПРОЦЕСИ (ЕҐП)

Рушійною силою ґрунтоутворення є взаємодія великого геологічного і малого біологічного кругообігу речовини, що проявляється через серію протилежно спрямованих процесів і неоднозначних явищ, таких як: 1) руйнування первинних і вторинних мінералів – неосинтез мінералів; 2) біологічна акумуляція елементів у ґрунті – споживання організмами елементів з ґрунту; 3) гідрогенна акумуляція елементів у ґрунті – біогеохімічне винесення елементів з ґрунту; 4) розклад органічних сполук – синтез нових органічних сполук; 5) вбирання іонів з розчину твердою фазою ґрунту – перехід іонів з твердої фази у розчин; 6) розчинення речовин – осадження речовин; 7) пептизація колоїдів – коагуляція колоїдів; 8) низхідне переміщення розчинів – висхідний рух розчинів; 9) зволоження – висихання; 10) набухання – просідання; 11) нагрівання – охолодження; 12) замерзання – плавлення; 13) окиснення – відновлення; 14) азотфіксація – денітрифікація.

Оскільки ці групи процесів притаманні усім ґрунтам, хоча в різних якісних і кількісних співвідношеннях і різноманітних поєднаннях, їх ще називають *загальними ґрунтотворними процесами*[1]. Специфічні прояви загальних процесів залежно від особливості чинників і умов ґрунтоутворення називають *особливими ґрунтотворними процесами.* До них належать такі процеси, як гумусоутворення або торфоутворення, засолення або розсолення, неосинтез каолініту або монтморилоніту тощо.

Більшість зі згаданих загальних ґрунтотворних процесів мають циклічний характер, що зумовлений загальною циклічністю природних явищ. Як наслідок, виділяють добові, сезонні, річні, багаторічні та вікові цикли ґрунтоутворення. Всі вони формують режими ґрунтоутворення, які є специфічними для кожного типу ґрунту.

---

[1] Rode A. A. Pochvoobrazovatelnii protsess i evolyutsiya pochv. Moskva : Geografgiz, 1947. 142 s.

Ґрунтотворні процеси, що охоплюють весь ґрунтовий профіль у цілому, називають *макропроцесами*. Мінеральні й органічні перетворення у межах окремих морфонів (ізольованих ділянок ґрунтового профілю) називають *мікропроцесами*.

У сучасній науковій літературі поширеним і загальновизнаним є термін *елементарні ґрунтотворні процеси (ЕҐП)*. У своїй сукупності ЕҐП представляють явище ґрунтоутворення, що притаманне тільки ґрунтам. За відповідних природних поєднань між собою, ЕҐП визначають властивості ґрунтів на рівні генетичних типів. Будучи горизонто- і профілетворними процесами одночасно, вони перш за все визначають склад і співвідношення системи генетичних ґрунтових горизонтів або будову ґрунтового профілю. Кожен генетичний тип ґрунту характеризується відповідним, тільки йому притаманним поєднанням ЕҐП (*комплект ЕҐП*). Різні комплекти ЕҐП зумовлюють формування різних ґрунтів. Це не означає, що окремі ЕҐП з цього поєднання не можуть зустрічатися в інших генетичних типах ґрунтів, але вже в інших поєднаннях. Ступінь розвитку поєднання ЕҐП (*комплекс ЕҐП*), властивого певному генетичному типу ґрунту, а також наявність супутніх до основного поєднання елементарних ґрунтотворних процесів, дає можливість у межах генетичних типів ґрунтів виділяти підтипи, роди і види ґрунтів. Кожен комплекс ЕҐП відповідальний за формування конкретного ґрунтового індивіду у межах ареалу своєї дії (елементарний ґрунтовий ареал або поліпедон).

Процес пізнання природи і механізмів розвитку елементарних ґрунтотворних процесів надзвичайно перспективний з погляду генетичного аналізу ґрунтоутворення. Ця концепція потребує подальшого вдосконалення, особливо щодо переліку ЕҐП, критеріїв їхнього виділення, діагностики і характеристики. На сьогодні немає повного переліку ЕҐП, оскільки ґенеза багатьох ґрунтів залишається проблемною.

Найповніший перелік ЕҐП, який запропонований Б. Розановим, нараховує понад 70 ґрунтових процесів[1]. Всі вони згруповані у 7 великих груп елементарних ґрунтотворних процесів: 1) біогенно-акумулятивні, 2) елювіальні, 3) ілювіально-акумулятивні, 4) метаморфічні, 5) гідрогенно-акумулятивні, 6) педотурбаційні, 7) деструктивні.

2.1. Біогенно-акумулятивні ЕҐП

Біогенно-акумулятивні ЕҐП – це група процесів, які відбуваються під безпосереднім впливом живих організмів, за участі продуктів їхнього метаболізму і посмертних залишків і супроводжуються утворенням у профілі біогенних органічно-акумулятивних поверхневих горизонтів. Серед цієї групи процесів виділяють: *підстилкоутворення, гумусово-акумулятивний процес, дерновий процес, торфоутворення*.

2.1.1. Процес підстилкоутворення

Ґрунтовий покрив земної поверхні формується під різними рослинними формаціями: дерев'яниста, степова і лучна трав'яниста, пустельна. В бореальному і тропічному поясах домінують лісові фітоценози, біомаса яких створена вищими багаторічними деревними рослинами. Складається ця біомаса з листяного опаду, відпаду (гілки, бруньки, кора) і кореневої маси. Структура лісової екосистеми така, що в ній за обсягом і масою органічної речовини переважає надземна біомаса над кореневою системою рослин. Щорічний листяний опад і відпад у лісових екосистемах утворюють на поверхні ґрунту лісову підстилку різного ботанічного складу, ступеня трансформації і мінералізації (тип підстилки).

Фітомаса, яка створена вищими деревними рослинами, сильно диференціюється залежно від типу рослинності, широти місцевості та конкретних умов накопичення біомаси (див. табл. 2.1).

---

[1] Rozanov B. G. Morfologiya pochv. Moskva : Izd-vo Mosk. un-ta, 1983. 320 s.

Таблиця 2.1

Запаси органічних залишків (ц/га) у лісовій підстилці чи степовій повсті
(*за Л. Родіним і Н. Базилевич, 1965*) [13]

Рослинні угрупування	Загальна біомаса	Біомаса коренів	Щорічний		Запаси біомаси у підстилці і степовій повсті	Зольні елементи + Нітроген		
			приріст	опад		у біомасі	щорічно повертаються з опадом	у підстилці та повсті
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*	*7*	*8*	*9*
Арктичні тундри	50	35	10	10	35	1,6	0,4	2,8
Сосняки південної тайги	2 800	636	61	47	448	18,8	0,6	17,3
Ялинники південної тайги	3 300	735	85	55	350	27,0	1,2	13,0
Березняки	2 200	505	120	70	300	21,3	2,9	16,0
Сфагнові болота	370	40	34	25	>1 000	6,1	0,7	~*
Діброви	4 000	960	90	65	150	58,0	2,6	8,0
Лучні степи	250	170	137	137	120	11,8	6,8	8,0
Сухі степи	100	85	42	42	15	3,4	1,6	0,7
Напівпустельні чагарники	43	38	12	12	~	1,8	0,6	~
Савани сухі	268	113	73	72	~	9,8	3,1	~
Субтропічні листяні ліси	4 100	820	245	210	100	52,8	7,9	6,0

**Примітка*: ~ – немає даних.

Біомаса і річна продуктивність деревної рослинності значно зростає у напрямку від високих широт до нижчих. Через опад (листя) і відпад (гілки, кора, бруньки) органічна речовина, яка створена деревними рослинами, попадає на поверхню ґрунту і формує лісову підстилку. Під впливом безхребетних і мікроорганізмів, вона щорічно частково мінералізується до простих сполук (CO_2, H_2O, мінеральні солі), або піддається процесам трансформації в грубий гумус типу “мор” або “модер”.

Лісова підстилка є основним джерелом гумусу і зольних елементів для формування ґрунтів, функціонування рослин і мікроорганізмів у лісових екосистемах. Меншу участь у гумусоутворенні беруть корені дерев.

Якщо загальна біомаса зростає в напрямі до низьких широт, то маса лісової підстилки на одиницю площі у тому ж напрямку зменшується (див. табл. 2.1). У північній тайзі вона становить 300 ц/га, середній – 450 ц/га, південній – 350 ц/га, дібровах – 150 ц/га, субтропічних лісах – 100 ц/га, вологих тропічних лісах – всього 20 ц/га. Це можна пояснити збільшенням ступеня мінералізації мертвої біомаси у цьому напрямку через специфіку хімічного складу самої підстилки, а також умовами її мінералізації.

Склад лісової підстилки і умови її трансформації, значною мірою визначають напрям процесу перетворення певного біологічного матеріалу в гумус. У хвойному лісі опад дуже повільно розкладається через специфіку його біохімічного складу (збіднений зольними елементами – 0,1–5,0 %, білковими речовинами – 0,1–0,8 %, збагачений лігніном – 20–30 %, дубильними речовинами, восками і смолами – 2–20 %, ненасичений основами, кислий тощо), а також через значну його механічну міцність. Процес розкладу хвойного опаду виконують переважно гриби, формується фульватний тип гумусу. Лісовий опад у хвойному лісі разом з грубим гумусом утворює підстилку типу “мор”.

У порівнянні з хвойними лісами, широколистяні ліси залучають у кругообіг удвічі-тричі більше Кальцію і Магнію, а також Нітрогену, Фосфору та інших біофільних елементів. Така підстилка містить удвічі-тричі більше основ, вона менш кисла;

не містить восків і смол, у ній переважає клітковина, лісовий опад більш м'який, а процеси мінералізації щорічного опаду переважно здійснюються протягом одно- або дворічного циклу. Основи, які вивільняються при мінералізації опаду, нейтралізують кислі продукти гуміфікації органіки, синтезується більш насичений кальцієм гумус гуматно-фульватного складу. Тому, в широколистих лісах утворюється лісова підстилка типу "модер".

Зазвичай лісова підстилка складається з трьох функціональних шарів:

1) свіжий щорічний опад і відпад, який зберігає основні риси своєї анатомічної будови ($Но_1$);

2) шар ферментації – напіврозкладений опад, який втратив свою цілісність і тільки частково зберігає основні риси анатомічної будови ($Но_2$);

3) шар мінералізації, або органо-мінеральний шар лісової підстилки – сильно розкладений опад, який повністю втратив риси анатомічної будови і частково перемішаний з мінеральною речовиною ґрунту ($Но_3$).

2.1.2. Гумусово-акумулятивний процес

Це складний процес перетворення органічних залишків у ґрунтовий гумус і його перемішування з мінеральною речовиною ґрунту, що приводить до акумуляції гумусових речовин у формі згустків (гумонів), плівок, органо-мінеральних солей і глинисто-гумусових комплексів.

Прояв цього процесу залежить від еколого-ландшафтних умов ґрунтоутворення. За механізмом гумусонакопичення він поділяється на *інсітний*, *просочувальний* і *натічний*; за типом гуміфікації – *гуматний*, *гуматно-фульватний*, *фульватний* і *гумінний*; за реакцією середовища – *кислий*, *нейтральний* і *лужний*; за зв'язком з мінеральною частиною і ступенем гуміфікації – *мулеутворення, модероутворення* і *мороутворення*.

Гумусово-акумулятивний процес є біохімічним. Головним його агентом є жива і мертва органічна матерія, яка дуже енергійно взаємодіє з мінеральною частиною ґрунту.

Вчення про гумусоутворення має довгу історію свого розвитку. Протягом усього цього часу змінилося багато вчених, які часто по-різному трактували цей процес. Ще у Я. Валеріуса і Т. Сосюри можна знайти вказівку на те, що гумус є продуктом часткового розкладу рослинних залишків. Хоча сам процес розкладу розглядався з хімічних позицій. Агентами цього процесу вважали вологу, тепло і кисень. Тривалий час існувала теорія Г. Мульдера, згідно з якою процес гумусоутворення розглядався як низка хімічних реакцій дегідратації й окиснення целюлози. Великий вплив на подальший розвиток вчення про гумусоутворення у ґрунті мали роботи Луї Пастера, розвиток мікробіології і біохімії.

Основоположник сучасного вчення про гумусоутворення, П. Костичев, так сформулював головні положення цього вчення: 1) розклад органічних речовин у ґрунті відбувається під впливом бактерій, грибів і внаслідок хімічної взаємодії складових частин речовин, що розкладаються; 2) тільки відносно грибів незаперечним є те, що вони здатні утворювати продукти розкладу, які забарвлені у темний колір, бактерії ж цією здатністю не володіють; 3) утворення аморфних продуктів розкладу зумовлене, головно, діяльністю ґрунтових тварин, без участі яких рослинні залишки ще довгий час зберігають свою анатомічну будову.

Будь-яка органічна речовина, що надходить у товщу ґрунту, або на його денну поверхню, піддається там складним процесам розкладу під впливом різних видів мікроорганізмів і ґрунтової фауни. Ці організми використовують мертву біомасу як будівельний і енергетичний матеріал.

Процес розкладу органічних залишків складається з двох основних ланок: *розклад–мінералізація і розклад–гуміфікація*. Кінцевим результатом процесу мінералізації є поступове зникнення органічних компонентів ґрунту і утворення мінеральних хімічних сполук, частина з яких у подальшому залучається у новий біологічний кругообіг, інша ж частина вимивається з ґрунту радіальним і латеральним біогеохімічним потоком. Результатом гуміфікації є консервація органічної речовини у формі нових, стійких до розкладу продуктів – *гумусових*

речовин. Гумус акумулює великі запаси елементів живлення і енергії. За даними В. Ковди в гумусі ґрунту міститься до $n \cdot 10^{19}$ ккал зв'язаної енергії.

Процес трансформації органічних залишків є універсальний у межах всієї біосфери і здійснюється не тільки в ґрунтах, але і будь-яких інших скупченнях мертвої біомаси, яка доступна для мікроорганізмів.

Інтенсивність обох ланок єдиного процесу розкладу, співвідношення між ними, процеси взаємодії продуктів трансформації з компонентами зовнішнього природного середовища (найперше з мінеральною частиною ґрунту), дуже різноманітні. Вони зумовлені всім комплексом умов, в яких розвивається цей процес.

Процес розкладу–мінералізації органічних залишків у ґрунті. Загальна картина поступової мінералізації органічних залишків виглядає наступним чином. Усі процеси розкладу органічних залишків мають біокаталітичний характер. Вони протікають за безпосередньої участі *ферментів мікроорганізмів* як поза їхніми живими клітинами, так і всередині них. Унаслідок високомолекулярної природи більшості компонентів органічних залишків (*білки*, *вуглеводи*, *ліпіди*, *смоли*, *дубильні речовини* тощо), процеси їхньої мікробіологічної трансформації починаються поза живими клітинами мікроорганізмів. Вони зводяться до гідролітичного розщеплення *екзоферментами* мертвої біомаси. Після цього, продукти гідролітичного розщеплення (завдяки зменшенню молекулярної маси) поступово проникають через мембрану клітин мікроорганізмів і піддаються подальшим перетворенням за участю різних *оксиредуктаз*. Отже, у ґрунті поза живими клітинами мікроорганізмів постійно утворюється дуже складна система високомолекулярних продуктів гідролітичного розщеплення, яка постійно поповнюється низькомолекулярними органічними речовинами і продуктами їхньої повної мінералізації внаслідок завершення життєвого циклу клітин мікроорганізмів.

Якщо низькомолекулярні продукти розкладу органічних залишків вивчені досить добре, то кількість, склад і властивості

системи високомолекулярних сполук гідролітичного розщеплення – практично невідомі (тому що неможливо екстрагувати їх із ґрунту без порушення живих функціональних клітин мікроорганізмів). Власне ця група продуктів первинного розщеплення мертвої біомаси, можливо, відіграє суттєву роль у формуванні молекул гумусових кислот.

Розклад білків. Білки спочатку поза живими клітинами мікроорганізмів, за участю екзоферментів *протеаз* розпадаються на складну систему *пептидів*, *нуклеотидів*, *нуклеїнових кислот* та інших компонентів. Поступово при подальшому гідролізі утворюються менш високомолекулярні продукти, які проникають через мембрану оболонки безпосередньо в живі клітини мікроорганізмів. Усередині них відбувається їхня подальша трансформація під впливом великої групи ендоферментів – *пептидаз* – до *амінокислот*, *пуринових* і *піримідинових основ*, *моноцукрів* та інших відносно простих органічних сполук. Кінцевими процесами розкладу білків за участю широкої групи оксиредуктаз є *декарбоксилування, амоніфікація* і *нітрифікація*.

Значно менше вивчені процеси розкладу безазотистих органічних сполук. Швидкість розкладу *протеїнів* різних рослинних залишків неоднакова. Білки кореневих систем перебувають у комплексі з лігніном, тому вони розкладаються повільніше за протеїни надземної біомаси.

Розклад вуглеводів. Розщеплення вуглеводів також починається з гідролізу поза живими клітинами мікроорганізмів. Реакцію каталізу виконує група екзоферментів *гідролаз*. Наслідком цього процесу спочатку є утворення складної суміші високомолекулярних продуктів розкладу – *олігоцукрів, поліуронових кислот*, а потім, під дією ендоферментів *глюкозидаз* – системи низькомолекулярних продуктів гідролізу. В аеробних умовах домінують *моноцукри* і *уронові кислоти*, а в умовах анаеробіозу – низькомолекулярні органічні кислоти і спирти.

Розклад целюлози і геміцелюлози. Розщеплення целюлози здійснює група бактерій, грибів і актиноміцетів з допомогою екзоферментів *целюлаз* (ймовірно комплекс ферментів). У природних умовах розщеплення целюлози відбувається повільніше і

важче, ніж інших вуглеводів. Основна причина цієї особливості – специфічна будова природних волокон целюлози, які наскрізь пропитані лігніном, воском і смолами. Спочатку клітковина поза живими клітинами мікроорганізмів під дією екзоферментів *целюлаз* розщеплюється до *ангідроглюкози*. При подальшому гідролізі в середині клітин мікроорганізмів, під впливом ендоферменту *глюкозидази*, ангідроглюкоза розкладається до *целобіози*, а потім до *глюкози*. Цих цукрів є дуже мало, оскільки вони швидко трансформуються мікроорганізмами в слизисту речовину – *поліуронід*.

В анаеробних умовах целюлоза розкладається бактеріями роду *Cytophaga*, *Cellvibrio*, *Cellulomans* з утворенням низькомолекулярних органічних кислот – *оцтової*, *молочної*, *масляної*, *мурашиної* і *спиртів*. Інтенсивніше розкладаються в ґрунті *геміцелюлоза* і *пектинові речовини* (за участю екзоферментів *гідролаз*, які виділяються бактеріями, грибами і актиноміцетами). У процесі розкладу залежно від ступеня аеробіозу і компонентного складу самих геміцелюлоз, утворюється система продуктів гідролітичного розщеплення. В середині клітин мікроорганізмів подальший гідроліз призводить до появи низькомолекулярних продуктів розкладу – *гексози*, *пентози*, *уронових кислот* (в умовах аеробіозу) і *спиртів* (в анаеробних умовах).

Розклад лігніну. Процес розкладу лігніну починається в позаклітинному середовищі ґрунтових мікроорганізмів. Здійснюється він за участю екзоферментів бактерій, грибів та актиноміцетів і триває дуже довго. На сьогодні достовірно ще невідомий механізм розкладу лігніну, щодо якого існує декілька гіпотез. За однією з них розщеплення лігніну починається за участю екзоферментів грибів з *деметилювання* і *окиснення*. За іншою гіпотезою, розщеплення лігніну здійснюється *поліфенолазами* грибів і супроводжується розривом ефірних зв’язків і зв’язків С–С, унаслідок чого утворюються різні димери *конфертилового спирту* та інші олігомери.

Розклад ліпідів і смол. Механізм розкладу ліпідів у ґрунті вивчено недостатньо. Достовірною є загальна схема їхньої трансформації. На початку жири піддаються гідролізу, який

здійснюють екзоферменти *ліпази.* В подальшому продукти гідролізу окиснюються в аеробних умовах і зброджуються в анаеробних.

Менш відомі процеси трансформації воску, фосфатидів і глюкопротеїдів. Хоча й для цієї категорії речовин характерні гідроліз і поступове окиснення з наступною повною мінералізацією продуктів окиснення.

Продуктами позаклітинного гідролітичного розщеплення є численні високомолекулярні *жирні кислоти*, *гліцерин* та інші *спирти жирного* й *ароматичного рядів*, а також *вуглеводи*. Під впливом бактерій і грибів спирти жирного й ароматичного рядів окислюються з утворенням складної системи *альдегідів*, *кетонів* і, головно, кислот. Окиснення бактеріями і грибами вуглеводів парафінового ряду також відбувається через їхнє гідроксилювання і карбоксилювання (кислотоутворення).

Розщеплення різних фенольних сполук, а також алкалоїдів, пігментів і багатьох інших органічних речовин, що входять до складу органічних залишків, ймовірно також відбувається за схемою гідролізу й оксиредукції.

Процеси окиснення здійснюються великою групою *оксигеназ*, які каталізують включення молекулярного кисню в субстрат. У результаті такого окиснення відбувається гідроксилювання ароматичного кільця з наступним розкриттям його по типу орто- і метарозщеплення.

Кінцевими продуктами трансформації будь-яких компонентів органічних залишків у ґрунті є продукти їхньої повної мінералізації – CO_2, H_2O, NH_3, а також (залежно від ступеня аеробіозу) ряд окиснених або відновлених сполук. Таким чином, в процесі розкладу рослинних залишків утворюється дуже складна система високо- і низькомолекулярних продуктів розкладу.

Швидкість розкладу органічних залишків у ґрунті різна. Вона регулюється цілим комплексом причин, серед яких найвагоміше значення мають: хімічний склад і анатомічна будова рослинних залишків; ступінь зволоження ґрунту й аеробіозу; гранулометричний і хімічний склад ґрунту.

Більшість рослинних залишків найінтенсивніше розкладаються на початку цього процесу (перші три місяці) в аеробних умовах оптимально зволоженого і прогрітого для мікроорганізмів ґрунту. Швидкість розкладу лімітується вмістом органічних сполук, які найлегше засвоюються мікроорганізмами (найперше білків).

Достатньо інтенсивно і з відносно однаковою швидкістю, в аеробних умовах розкладаються вуглеводи і протеїни. Значно повільніше в перший період розкладення знижується лігніновий залишок, але за два роки і його вміст зменшується на 70–80 %. Анаеробіоз гальмує розклад всіх компонентів рослинних залишків, особливо в перший період інкубації.

Значно повільніше розкладаються всі компоненти кореневих залишків. Особливо різко сповільнюється розклад вуглеводно-лігнінового комплексу і протеїнів, що підкреслює суттєву роль анатомічної будови коренів у процесах трансформації органічних сполук.

Великий вплив на швидкість мінералізації органічних залишків має гранулометричний і хімічний склад ґрунту, зокрема ступінь його гумусованості. За всіх оптимальних умов розкладу важкий гранулометричний склад і низький вміст гумусу гальмують мінералізацію органічних залишків. Причина такого явища в тому, що велика поверхнева енергія тонкодисперсних часток активізує процеси сорбції проміжних продуктів розкладу. Коефіцієнт гуміфікації рослинних залишків значно регулюється власне цим чинником. Якщо у піщаному і супіщаному субстраті він становить приблизно 25 %, то в суглинкових і глинистих ґрунтах – 60–70 %, навіть в умовах оптимальної вологості. Окрім того, гранулометричний склад регулює водно-повітряний режим ґрунтів. Посилення анаеробіозу завжди затримує ці процеси і сприяє торфоутворенню.

На швидкість розкладу впливає і реакція середовища. Кисла реакція гальмує розклад через пригнічення бактеріальної мікрофлори і стимуляцію грибів. Насичення ґрунту кальцієм посилює процеси мінералізації органічних залишків. Також суттєвий вплив на розклад органічних залишків має рівень поживного для мікроорганізмів режиму. Крім мікроорганізмів

велику роль у процесах розкладу біомаси відіграє діяльність ґрунтової фауни. У даний час, дуже різноманітна у видовому складі ґрунтова фауна розглядається як активний і обов'язковий агент розкладу і гуміфікації будь-яких рослинних залишків.

Процеси гуміфікації органічних залишків у ґрунті. Якщо процеси розкладу–мінералізації органічних залишків у ґрунті недостатньо вивчені лише у деталях, а їхня загальна схема не викликає сумнівів, то механізм гуміфікації до цього часу нез'ясований. Відома низка гіпотез, які часто по-різному трактують цей процес.

Поняття гуміфікація і гумусоутворення нетотожні.

Гумусоутворення – це процес формування у товщі ґрунту особливої системи органічних речовин – гумусових. У біосфері поряд з процесом гумусоутворення (який є невід'ємним від ґрунтоутворення), розвиваються інші процеси трансформації рослинних залишків: *підстилкоутворення*, *торфоутворення*, *сапропелеутворення*, *формування органічних компостів*. Для кожного з цих процесів також характерна гуміфікація органічних залишків. Отже, гуміфікація є універсальною ланкою в складному ланцюзі процесів трансформації будь-яких скупчень органічних залишків у природі. Вона відбувається за обов'язкової участі мікроорганізмів і завжди має біохімічний характер.

Місце і роль гуміфікації в утворенні гумусу добре видно на загальній схемі процесу гумусоутворення в ґрунті (див. рис. 8)[1]. Гуміфікація є тільки невід'ємною ланкою складного процесу гумусоутворення, для якого характерні й інші ланки: розклад органічних залишків, синтез мікробної плазми, взаємодія гумусових речовин з мінеральними компонентами ґрунту. *Гуміфікацією* називають тільки процес утворення особливого класу органічних речовин – *гумусових кислот*. Ці кислоти накопичуються при трансформації мертвих рослинних, тваринних і мікробних залишків у біосфері, ґрунті, торфі, сапропелі, органічних компостах та інших органічних залишках, доступних для мікроорганізмів.

---

[1] Aleksandrova L. N. Organicheskoe veshchestvo pochvi i protsessi yego transformatsii. Leningrad : Nauka, 1980. 286 s.

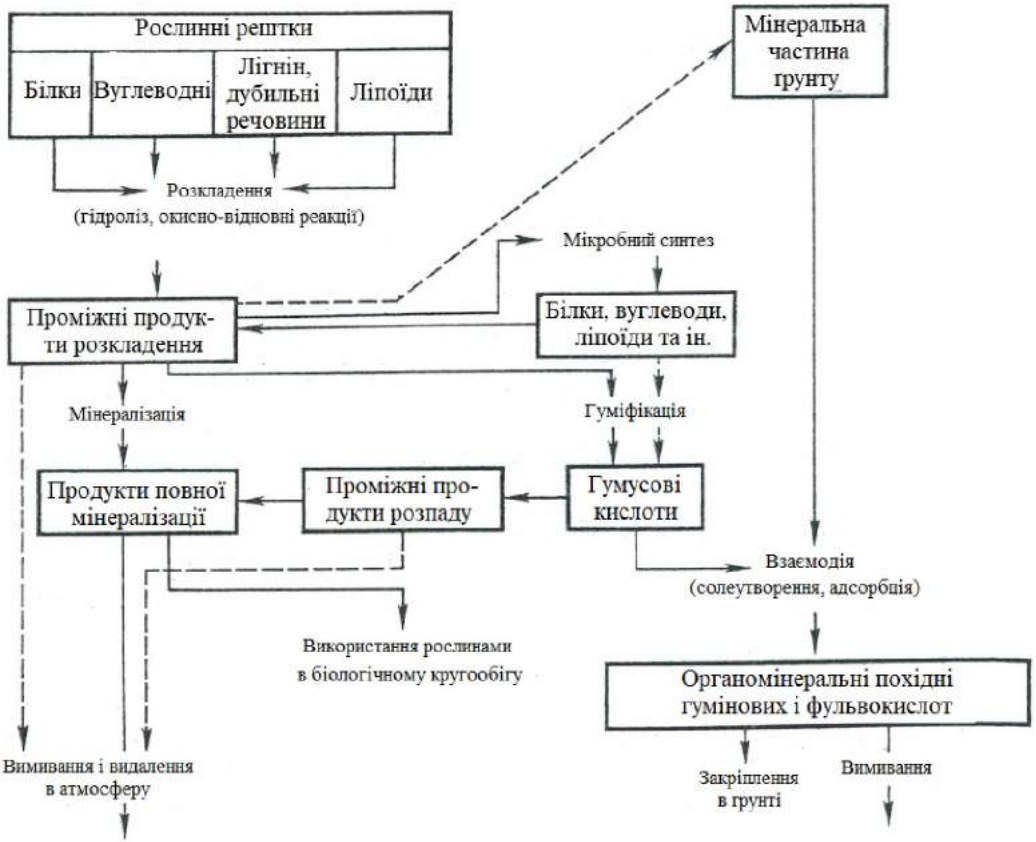


Рис. 8. **Загальна схема процесу гумусоутворення в грунті (*за Л. Александровою, 1980*)**

На складність процесу гуміфікації вказує різноманіття гіпотез щодо природи цього явища. Наприклад, біологічна гіпотеза гуміфікації спирається на твердження про внутрішньоклітинний синтез гумусових речовин.

Більшість дослідників органічної речовини ґрунту розглядають утворення гумусових речовин як процес, що здійснюється поза живою клітиною організмів із високомолекулярних продуктів їх гідролітичного розщеплення. Природа такого явища є біохімічною.

Трусов А. розглядає процес утворення гумінових кислот через окиснення і конденсацію продуктів часткового розкладу білків, лігніну і дубильних речовин. Безпосередніми "будівельними одиницями" є *пірольні*, *бензольні*, *фенольні* і *хінонні* сполуки – продукти гідролітичного розщеплення високомолекулярних компонентів органічних залишків. Перша стадія гуміфікації – це гідролітичний розпад вихідних органічних сполук. Друга – окиснення і конденсація продуктів гідролізу. Агентами гуміфікації розглядаються кисень повітря, аміак і оксидази мікроорганізмів.

Відомий американський мікробіолог С. Ваксман розглядає процес гумусоутворення наступним чином. При розкладі мікроорганізмами рослинних залишків у ґрунті накопичуються лігнін, віск, смоли та деякі інші, відносно стійкі високомолекулярні органічні речовини. Одночасно, мікроорганізми синтезують у ґрунті нові органічні комплекси – клітинну речовину, яка складається в основному з білків. Останні, а також частина первинних протеїнів, утворюють гумусове ядро – лігніно-протеїновий комплекс, що складає приблизно 60–70 % гумусу. Взаємодія лігніну з протеїнами здійснюється у результаті явищ хімічної конденсації.

Великий вклад у розвиток уявлень про природу процесу гуміфікації внесли роботи М. Кононової. Авторка підкреслює, що специфічною реакцією гуміфікації є конденсація ароматичних сполук фенольного типу з амінокислотами і протеїнами[1]. Процес гуміфікації рослинних залишків відбувається в декілька

[1] Kononova M. M. Organicheskoe veshchestvo pochvi, yego priroda, svoistva i metodi izucheniya. Moskva : Nauka, 1963. 315 s.

етапів. Модереторами цього процесу є мікроорганізми ґрунту, які використовують органічні компоненти мертвої біомаси у якості будівельного й енергетичного матеріалу. Завдяки екзоферментам вони прискорюють розклад вуглеводів, білків, лігніну й інших високомолекулярних органічних сполук до різноманітних проміжних продуктів метаболізму, розкладу і ресинтезу, з наступним окисненням, конденсацією і полімеризацією молекул органічної речовини в ґрунтовий гумус (див. рис. 9).

Вартою детального наукового розгляду є схема процесу гуміфікації, яка запропонована Л. Алєксандровою[1]. Вона ґрунтується на найновіших експериментальних дослідженнях в області органічної речовини ґрунту, згідно яких: *гуміфікація* – це складний біофізико-хімічний процес трансформації проміжних високомолекулярних продуктів розкладу органічних залишків в особливий клас органічних сполук – гумусові кислоти.

Головними елементарними ланками гуміфікації є: окиснювальне кислотоутворення; формування азотистої частини молекули гумусових кислот; фракціонування і подальша трансформація (ароматизація і гідролітичне розщеплення, сорбція, конденсація) новоутворених гумусових кислот; процеси взаємодії гумусових похідних з мінеральною частиною ґрунту (див. рис. 10).

Гуміфікація – це тривалий процес і трансформація новоутворених гумінових кислот, яка продовжується протягом усього періоду їхнього існування. Підтвердженням цього є тисячолітній абсолютний вік гумінових кислот.

Першою ланкою процесу гуміфікації є біохімічне окиснювальне кислотоутворення, тобто формування системи гумусових кислот, які в подальшому піддаються тривалим і складним процесам трансформації. Цей елементарний процес здійснюється за безпосередньої участі оксидаз мікроорганізмів.

---

[1] Aleksandrova L. N. Organicheskoe veshchestvo pochvi i protsessi yego transformatsii. Leningrad : Nauka, 1980. 286 s.

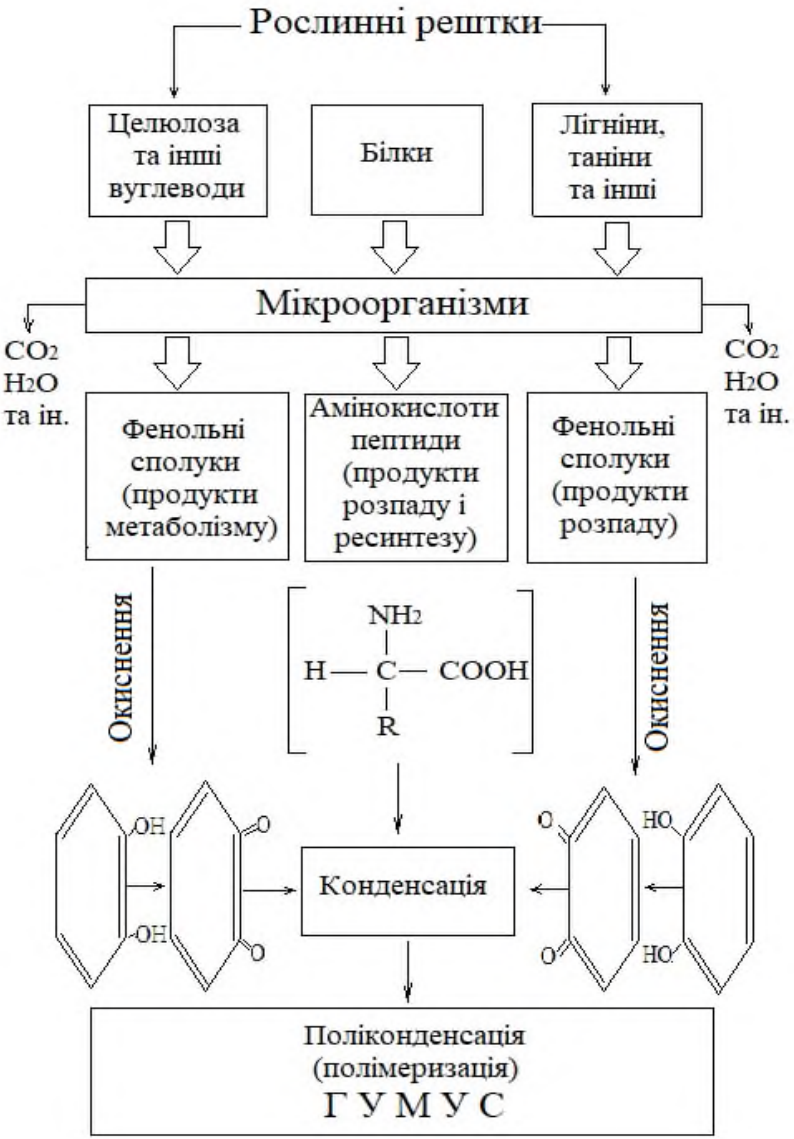


Рис. 9. **Загальна схема процесу гуміфікації органічних залишків у біосфері (*за М. Кононовою, 1963*)**

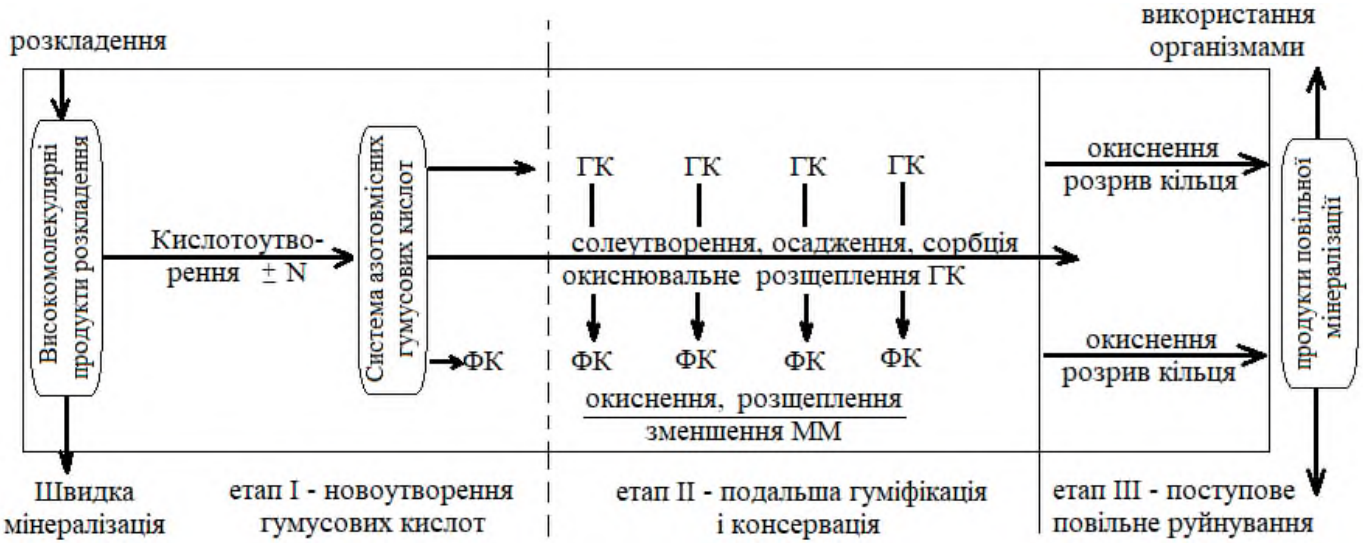


Рис. 10. **Схема гуміфікації і подальшої трансформації гумусових речовин у ґрунті (*за Л. Алєксандровою, 1980*)**

Імовірно, процес окиснювального кислотоутворення відбувається за типом С→СОН→СНО→СООН. Таким чином, на початковій стадії гуміфікації формуються гумусові кислоти з кислими карбоксильними (переважно) функціональними групами. Найінтенсивніше процес кислотоутворення розвивається в перший період гуміфікації. В подальшому він затухає і змінюється іншими процесами.

Окиснювальному кислотоутворенню піддаються не окремі мономери, а високомолекулярні продукти позаклітинного розкладу рослинних залишків. Внаслідок цього, новоутворені гумінові кислоти з перших хвилин свого існування є високомолекулярними органічними сполуками з молекулярною масою (ММ) 50 000−60 000. Причому, новосинтезовані гумінові кислоти завжди більш високомолекулярні, ніж гумінові кислоти, екстраговані з ґрунту (в чорноземах їхня ММ становить 40 000).

Новоутворені гумінові кислоти дуже гетерогенні. Причина цього явища прихована як у великому різноманітті “структурних одиниць” рослинних залишків, що гуміфікуються, так і через значну тривалість самого процесу гуміфікації.

Обов’язковою ланкою початкового етапу процесу гуміфікації є розчленування системи гумусових кислот, що утворюються, на фракції. Одна від одної вони відрізняються за складом і ступенем рухомості. Процеси розчленування є хімічними і зумовлені реакціями фракційного осадження різних за міграційною здатністю компонентів гумусових кислот. Головними реакціями, які визначають процеси фракціонування є соле- і комплексоутворення. Вони формують солі різного ступеня рухомості. Не менш важливе значення мають процеси сорбції й адгезії. Прямим доказом фракціонування системи новоутворених гумусових кислот при взаємодії з ґрунтом є “самостійне” відщеплення фульвокислот від новоутворених гумінових кислот (у фільтраті виявляють більше фульвокислот, ніж було внесено, тоді як кількість гумінових кислот різко зменшується). Отже, одним із шляхів утворення фульвокислот є диференціація системи гумусових кислот при взаємодії з мінеральною частиною ґрунту. Компонентний склад системи гумусових кислот зміню-

ється залежно від хімічного складу рослинних залишків, що гуміфікуються, від гідротермічних умов ґрунту, а також хімікомінералогічного складу мінеральної частини ґрунту.

Важливою ланкою процесу гуміфікації є формування азотистої частини молекули гумусових кислот. Це явище залишається недостатньо вивченим. Достовірно відомо, що валовий вміст Нітрогену в новоутворених гумінових кислотах залежить від вмісту білків у матеріалі, що гуміфікується. В процесі гуміфікації вміст Нітрогену в гумінових кислотах не залишається постійним. При гуміфікації багатих на Нітроген рослинних залишків (бобові), його вміст у молекулі новоутворених гумінових кислот зменшується. І навпаки, у випадку гуміфікації збідних Нітрогеном залишків (целюлоза), його кількість зростає.

Отже, у процесі поступової гуміфікації безперервно трансформується азотиста частина молекул гумінових кислот, причому перш за все внаслідок реакцій поступового відщеплення найменш стійких *аліфатичних* (гідролізованих) угрупувань Нітрогену. *Гетероциклічні* (негідролізовані) форми Нітрогену, ймовірно, зберігаються в молекулі ще від вихідних структур.

Так в загальних рисах виглядає початковий етап гуміфікації, яка за своїм механізмом є “біологічною гуміфікацією”[1].

На наступних стадіях гуміфікації поряд із збідненням на сполуки Нітрогену і збільшенням кількості карбоксильних груп, поступово змінюється співвідношення між ароматичною й аліфатичною частинами молекули гумусових речовин. В усіх “молодих” гумінових кислотах у процесі подальшої гуміфікації зростає вихід бензол-карбонових кислот за помітного зниження кількості низькомолекулярних кислот, що свідчить про деяке руйнування аліфатичної частини молекули і відносне зростання ступеня її ароматизації.

Одночасно з утворенням і трансформацією молекул гумусових кислот, у ґрунті розвиваються протилежні їм процеси –

---

[1] Zaidelman F. R., Nikiforova A. S. Genezis i diagnosticheskoe znachenie novoobrazovanii pochv lesnoi i lesostepnoi zon. Moskva : Izd-vo MGU, 2001. 216 s.

часткова мінералізація гумусових кислот. Процес мінералізації гумусових кислот значно повільніший за гуміфікацію і мінералізацію свіжих рослинних залишків. Результатом такого відставання є можливість накопичення гумусу у процесі ґрунтоутворення.

Механізм розвитку процесу гуміфікації. Найперше підкреслимо значну тривалість самого процесу гуміфікації і різноманіття окремих його ланок.

На першій стадії гуміфікації домінує процес кислотоутворення як результат біохімічного окиснення високомолекулярних продуктів розкладу органічних залишків. Одночасно розвивається фракціонування системи гумусових кислот за ступенем розчинності на групи гумінових кислот і фульвокислот.

Залежно від реакції середовища, у ґрунті зберігаються вільні гумусові кислоти або їхні солі, як результат взаємодії з мінеральною частиною ґрунту. Отже, у ґрунті утворюється складна система вільних гумусових кислот та їхніх органомінеральних похідних, які перебувають у вигляді гідратованих гумусових плівок на поверхні різних за розмірами гранулометричних фракцій, а також у формі агрегатів (у різній мірі гідратованих), у шпарах між ними.

Одночасно формується азотиста частина молекули гумусових кислот шляхом реакцій сорбції і десорбції аміаку, наступної трансформації сорбованого аміаку у складі азотовмісних угрупувань, вбирання продуктів розкладу білків (найперше амінокислот), а також, ймовірно, шляхом внутрішньо-молекулярних перегрупувань, що зумовлюють динамічне співвідношення гетероциклічних і аліфатичних компонентів.

Для другої стадії гуміфікації характерні процеси подальшої трансформації молекул гумусових кислот. У гумінових кислотах поступово зростає ступінь ароматизації внаслідок явищ часткової деструкції – відщеплення білкових аліфатичних ланцюгів, а також дезамінування і внутрішньо-молекулярних перегрупувань. Механізм цієї стадії до кінця ще не вивчений. Імовірно, вона також здійснюється за участю ферментативних систем мікроорганізмів. Ця стадія відбувається поза живою клітиною мікроорганізмів, під впливом гідролітичних ферментів і оксидаз,

що призводить до зменшення молекулярної маси гумінових кислот. Принципова риса цієї стадії – вона має не синтетичну, а гідролітичну й окиснювальну спрямованість, які ускладнені спектром супутніх реакцій. Беззаперечно, відбуваються реакції сорбції на гумінових кислотах і їхніх органо-мінеральних похідних продуктів розкладу мертвої біомаси. Не виключено, що реакції сорбції супроводжуються наступними процесами конденсації, внутрішньо-молекулярними перегрупуваннями, викликаними біологічними й абіотичними чинниками. Ця стадія є дуже тривалою, а якщо врахувати, що в цей же час у ґрунт надходять нові маси органічних залишків, які розкладаються з утворенням складної системи високо- й низькомолекулярних продуктів розкладу, стає очевидною складність і різноманіття процесів подальшої трансформації новоутворених гумінових кислот.

Трансформація молекул фульвокислот відбувається головно за типом їхнього подальшого гідролітичного розщеплення і окиснення за безпосередньої участі мікроорганізмів. Фульвокислоти відносно добре доступні мікроорганізмам. Всі ці процеси також призводять до зменшення їхньої молекулярної маси. Ця схема трансформації фульвокислот ускладнюється в природних умовах реакціями взаємодії як з проміжними продуктами розкладу органічних залишків, так і з компонентами мінеральної частини ґрунту.

Незаперечна і обов’язкова стадія трансформації гумусових речовин – їхня поступова мінералізація. Цей процес практично не вивчений. За своєю природою він біохімічний і здійснюється за участю складної і різноманітної системи екзоферментів мікроорганізмів. Головними реакціями є гідроліз і оксиредукція, які викликають гідролітичне розщеплення молекули, руйнування гетероциклічних та ароматичних угруповань і поступове повне окиснення гумусових речовин до кінцевих продуктів – аміаку, вуглекислого газу і води.

Так виглядає принципова схема процесу гуміфікації органічних залишків у ґрунті. Залежно від конкретного поєднання чинників гуміфікації, швидкість цього процесу і характер

продуктів гуміфікації будуть коливатись у відповідних межах. Головними чинниками, що регулюють швидкість і характер гуміфікації, є: кількість і характер потрапляння рослинних залишків у ґрунт, їхній хімічний склад, режим вологості й аерації, реакція середовища й окисно-відновні умови, інтенсивність мікробіологічної діяльності і груповий склад мікроорганізмів, а також гранулометричний, мінералогічний і хімічний склад мінеральної частини ґрунту.

Органо-мінеральні похідні гумусових кислот. Формування органо-мінеральних похідних гумусових кислот є обов'язковою головною ланкою будь-якого типу ґрунтоутворення, що зумовлює акумуляцію гумусових речовин і розвиток ґрунтового профілю.

Мінеральна частина ґрунту є дуже складною і гетерогенною системою як за складом, так і за дисперсністю. Найголовніші її компоненти, що беруть участь у процесах взаємодії з органічними речовинами ґрунту, представлені первинними і вторинними силікатами, несилікатними оксидами Силіцію, Феруму й Алюмінію, увібраними катіонами ґрунтових колоїдів і мінералами простих кисневмісних солей, серед яких найголовніше значення мають карбонати. Всі ці компоненти вступають у різні реакції взаємодії з гумусовими кислотами і проміжними продуктами розкладу органічних залишків. В усьому різноманітті цих реакцій виділяють дві основні категорії: а) реакції, що зумовлюють мобілізацію компонентів мінеральної частини ґрунту з утворенням різних органо-мінеральних сполук, які мігрують у профілі ґрунту; б) реакції утворення й акумуляції в ґрунті органо-мінеральних колоїдів і грубших органо-мінеральних гранулометричних фракцій.

Фульвокислоти, гумінові кислоти і водорозчинні проміжні продукти розкладу органічних залишків при взаємодії з мінералами переводять у розчин всі їхні компоненти. Інтенсивність і швидкість їхньої мобілізації різна, що залежить від природи мінералів, типу гумусових речовин, екологічних умов ґрунтоутворення. Інтенсивно розкладають мінерали не тільки гумусові

кислоти, але й їхні розчинні у воді солі, можливість чого досягається завдяки пануванню в цих процесах обмінних реакцій.

Поряд з мобілізацією елементів із кристалічної ґратки мінералів, у ґрунті утворюються органо-мінеральні колоїди та грубші гранулометричні фракції, що є мінеральними зернами, покриті плівками органічних речовин.

Відповідно до наявності трьох основних типів зв'язку між гумусовими кислотами і компонентами мінеральної частини ґрунту, розрізняють три основних класи органо-мінеральних сполук: *гетерополярні солі*, що утворюються за рахунок іонного (гетерополярного) зв'язку; *комплексно-гетерополярні солі*, що формуються за участі координаційної (донорно-акцепторної) форми зв'язку; *адсорбційні комплекси*, утворені міжмолекулярними формами зв'язку.

Гетерополярний зв'язок зумовлений електростатичним притяганням двох різнойменно заряджених іонів:

$$A^{+} + B^{-} \leftrightarrow A{+}B^{-}$$

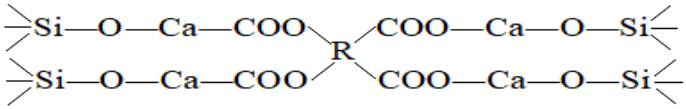
Характерною особливістю такої молекули є різко виражений дипольний момент і полярність, які зумовлюють її дисоціацію. Реакція взаємодії між іонними молекулами є обмінною:

$$A{+}B^{-} + X{+}У^{-} \leftrightarrow A{+}У^{-} + X{+}B^{-}$$

Типовими гетерополярними солями гумусових кислот є гумати і фульвати лужних і лужноземельних основ. Механізм їхнього утворення зводиться до обмінної реакції між Гідрогеном кислих функціональних груп гумусових кислот, здатних до обмінної реакції при заданій величині pH, і відповідними катіонами цих основ (*формула 1*):

$$\left.\begin{matrix}\text{мінеральний}\\ \text{колоїд}\end{matrix}\right] Ca^{2+} + R(COOH)_n \underset{\longleftarrow}{\longrightarrow} \left.\begin{matrix}\text{мінеральний}\\ \text{колоїд}\end{matrix}\right] 2H^{+} + R\begin{matrix}(COO)_2Ca\\ (COOH)_{n-2}\end{matrix} \qquad (1)$$

Обмінний характер реакції виключає можливість утворення мостиків із катіонів Ca^{2+} між гумусовими кислотами і глинистими мінералами за схемою Гапона (*формула 2*):



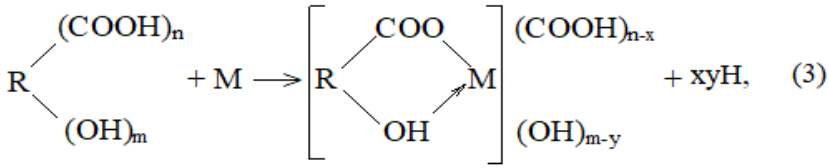
(2)

Гумати Кальцію тільки випадають в осад і залишаються “вільними”, утворюючи на поверхні тих чи інших гранулометричних фракцій метало-гумусову плівку. Механізм міцного закріплення гуматів кальцію має не хімічну, а дещо іншу природу. Він зумовлений процесами склеювання за рахунок сил адгезії при дегідратації гуматної плівки. Тому, не можливо міцно і надовго (хімічний зв’язок) закріпити гумінові кислоти в ґрунті лише за допомогою додаткового його вапнування.

Гетерополярні солі гумусових кислот, залежно від складу катіонів і природи самих кислот, характеризуються різною міграційною здатністю. Гумати Ca^{2+} дуже погано розчиняються у воді за будь-яких значень pH. Більш розчинні та мобільні в ґрунті гумати Mg^{2+}. Гумати K^{+}, Na^{+} і NH_4^{+} при заміщенні всіх карбоксильних груп, добре розчиняються у воді й є високо мобільними у ґрунті. Фульвати всіх лужних і лужноземельних основ добре розчиняються у воді за всіх значень pH (крім pH>10).

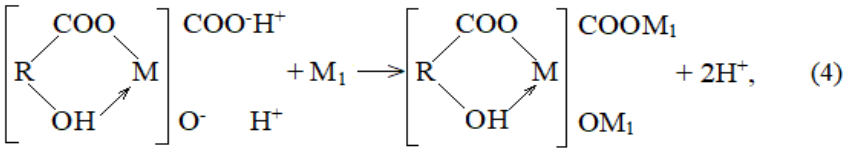
Якщо природа і механізм утворення гуматів і фульватів сильних основ досліджені добре, то продукти взаємодії гумусових кислот з полівалентними катіонами вивчені недостатньо.

Експериментально доведено, що деякі метали (Fe, Al, Cu, Zn, Ni) при взаємодії з гумусовими кислотами утворюють комплексні солі, в яких метал входить у склад аніонної частини молекули, після чого він не здатний до обмінної сорбції. Такий метал витісняє Гідроген з частини кислих функціональних груп і утворює комплексну метало-гумусову сіль, входячи в аніонну частину молекули (*формула 3*):



де M – $Fe(OH)_2^+$, $Fe(OH)^{2+}$, $Al(OH)_2^+$, $Al(OH)^{2+}$

Характерною особливістю цих сполук є їхня залишкова ємність обмінного вбирання катіонів лужних і лужноземельних металів, яку вони завжди мають. Ця обставина свідчить про збереження після реакції комплексоутворення певної частини функціональних карбоксильних груп вільними і здатними до обмінної сорбції з катіонами лужних і лужноземельних основ (*формула 4*):



де M – $Fe(OH)_2^+$, $Fe(OH)^{2+}$, $Al(OH)_2^+$, $Al(OH)^2$;
M_1 – Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+, Al^{3+}.

Власне, наявність залишкової ємності обмінної сорбції є основою для віднесення цих сполук до категорії комплексно-гетерополярних солей. Називати їх “гуматами” чи “фульватами” неможливо, оскільки метал, входячи до внутрішньої сфери молекули, не здатний до реакції солеутворення.

Якщо у результаті реакцій комплексоутворення і обмінної сорбції з основами залишаються некомпенсованими частина кислих функціональних груп, тоді такі сполуки проявляють себе як метало-гумусові кислоти (залізо- і алюмогумусові). Найімовірніше, вони представляють собою органічні сполуки типу *хелатів*.

Ступінь міграційної здатності залізо- і алюмогумусових сполук визначається не тільки природою гумусових кислот, але

й складом обмінних катіонів, що заміщають “вільні” кислі функціональні групи цих сполук, а також ступенем насичення їх металом. Максимальною міграційною здатністю володіють солі фульвокислот. Тільки за дуже високого ступеня насичення їх металом вони переходять у тверду фазу, утворюючи численні конкреції. Набагато менш рухомими є алюмо- і залізогумінові солі.

Мінеральна частина ґрунту дуже гетерогенна за складом і розмірами елементарних гранулометричних часток. Велика сумарна поверхня цих часток зумовлює явища сорбції гумусових речовин на поверхні мінеральних зерен чи мікроагрегатів. Як наслідок міжмолекулярної взаємодії гумусових речовин з гетерогенною тонкодисперсною частиною ґрунту утворюється три *групи органо-мінеральних адсорбційних “комплексів”* (у буквальному значенні вони не підпадають під хімічне розуміння комплексних сполук): алюмо- і залізогумусові, кремнегумусові і глиногумусові комплекси. На відміну від Al-і Fe-гумусових комплексно-гетерополярних солей, в адсорбційних комплексах переважає мінеральна основа. Ці хемосорбційні “комплекси” можуть утворюватися різними шляхами. Гумусові кислоти можуть сорбуватись гідрогелями сесквіоксидів, які представлені у ґрунті численними плівками і конкреціями; може діяти зворотний процес – сорбція золів сесквіоксидів на гелях гумінових кислот; можлива взаємна коагуляція золів сесквіоксидів і золів гумусових кислот або їхніх солей.

2.1.3. Дерновий процес

В умовах степової та лучної трав’янистих рослинних формацій суббореального поясу гумусово-акумулятивний процес проявляється у специфічній формі дернового процесу.

Дерновий процес – це інтенсивне гумусоутворення, гумусонакопичення і посилена акумуляція біофільних елементів з утворенням ізогумусового профілю ґрунту з темним грудкувато-зернистим або зернистим гумусовим горизонтом фульватно-гуматного чи гуматного складу, який наполовину об’єму складений кореневою системою щільнодернинних злаків.

Головним джерелом для утворення гумусу є велика маса щорічно відмерлих кореневих систем, менше – надземна фітомаса степової повсті. Загальна біомаса в екосистемах лучних степів становить 250 ц/га, з них на кореневу систему припадає 205 ц/га. Весь щорічний приріст біомаси в кінці року поступає в опад, який поповнює степову повсть загальною масою 120 ц/га.

Опад трав'янистої рослинності має менш жорстку структуру і механічну міцність, високу зольність, він збагачений основами і Нітрогеном. Гідротермічні умови степової зони сприятливі для швидкого одно- чи дворічного циклу бактеріального процесу розкладу органічних залишків. Гуміфікація й акумуляція гумусу відбуваються в короткому циклі з формуванням "м'якого", насиченого Кальцієм гумусу типу "мюль". Цей процес активно проявляється при формуванні ґрунтів чорноземної і лучної ґенези.

2.1.4. Процес торфоутворення

Торфоутворення – це процес перетворення, консервації і накопичення органічних залишків при їх незначній мінералізації та гуміфікації.

Такий процес розвивається в інтенсивно перезволожених ландшафтах і завжди призводить до утворення біогенних поверхневих горизонтів торфу різного ступеня розкладу.

Умови розвитку процесу. Головною умовою для розвитку торфонакопичення є більш-менш тривалий застій вологи атмосферних опадів у ґрунтовій товщі, або близький до поверхні рівень залягання ґрунтових вод. За цих обставин значна частина пор і порожнин у ґрунті заповнені водою. Проникнення повітря в середину ґрунтової товщі затруднене, і в ньому створюються анаеробні безкисневі умови. Це найперше відображається на характері та активності мікронаселення ґрунту: зникає група аеробних мікроорганізмів, а натомість, залишаються лише анаеробні. Загальна кількість мікроорганізмів різко зменшується.

Механізм процесу торфоутворення. Панування анаеробів, мала чисельність і активність мікроорганізмів обумовлюють особливості перетворення органічних і мінеральних речовин.

Темпи розкладу рослинних залишків сповільнюються перш за все тим, що всі продукти розкладу органічних речовин і життєдіяльності мікроорганізмів не виносяться з ґрунтової товщі через застій води і велику вологоємність торф'янистої маси. Поступово середовище, в якому живуть мікроорганізми, отруюється продуктами їхньої життєдіяльності і метаболізму, що призводить до неможливості їх подальшого функціонування. Чисельність мікроорганізмів зменшується. Зокрема, в глибоких мохових болотах верхні горизонти ґрунтів майже повністю стерильні.

Бідність болотних ґрунтів на мікрофлору і сповільнений розклад рослинних залишків призводять до того, що частина щорічного рослинного опаду залишається в напіврозкладеному стані. Поступово на поверхні ґрунту утворюється горизонт торфу (Т), потужність якого безперервно зростає. При торфонакопиченні значна частка органічних сполук і мінеральних елементів, що входять до складу золи, не повертаються в ґрунт: біологічний кругообіг речовин все більше сповільнюється.

Процеси мінералізації, які відбуваються дуже повільно, супроводжуються утворенням недоокиснених сполук, здебільшого в газоподібній формі: утворюється метан CH_4, сірководень H_2S, аміак NH_3. Останні відновлюють мінеральні сполуки ґрунту і викликають у ньому процеси оглеєння.

При інтенсивному торфоутворенні потужність торфового горизонту може бути настільки велика (1 м і більше), що нижні шари торфової товщі вже виходять з-під сфери ґрунтоутворення і виступають як органогенна ґрунтотворна порода по відношенню до верхніх горизонтів.

2.2. Елювіальні ЕҐП

Елювіальні ЕҐП – це група процесів, що призводять до руйнування або перетворення ґрунтового матеріалу в специфічному елювіальному горизонті (профілі) і винесення з нього продуктів руйнування чи трансформації вертикальними і латеральними (боковими) токами ґрунтової вологи.

Результатом елювіювання ґрунтів є збіднення елювіального горизонту, або профілю в цілому, на органічні (гумус), мінеральні (глинисті мінерали, мінерали-солі, сесквіоксиди) чи органо-мінеральні (метало-гумусові сполуки і адгезійні органо-мінеральні комплекси) речовини з наступним відносним збагаченням горизонту сполуками і мінералами, які стійкі проти руйнування (кремнезем) у певних термодинамічних або геохімічних умовах. Так утворюються специфічні різновиди елювіального горизонту (профілю), збідненого окремими рухомими сполуками або їхніми комплексами.

Процес елювіювання ґрунтового матеріалу відбувається через механізм двох послідовних мікропроцесів: трансформації, а потім транслокації ґрунтової речовини. В педосфері елювіальні процеси надзвичайно поширені та є важливою складовою глобального біогеохімічного потоку речовини й енергії біосфери і кори вивітрювання. Серед ґрунтових процесів вони абсолютно домінують в елювіальних локаціях гумідних і семигумідних ландшафтів. Природа і механізм більшості елювіальних ґрунтових процесів детально вивчені та змодельовані, і тільки поодинокі з них розглядаються на рівні гіпотез.

Елювіальні ЕҐП найчастіше представлені такими процесами: 1) вилуговування; 2) лесиваж (мулемеризація); 3) підзолистий процес (опідзолення); 4) псевдопідзолистий процес (псевдоопідзолення); 5) псевдоглейовий процес (псевдооглеєння); 6) осолодіння; 7) сегрегація; 8) відбілювання; 9) фероліз (елювіально-глейовий процес); 10) елювіально-гумусовий процес; 11) Al-Fe-гумусовий процес; 12) кіркоутворення.

2.2.1. Вилуговування

Вилуговування – це процес збіднення того чи іншого генетичного горизонту ґрунту або профілю в цілому на основи (лужні і лужно-земельні метали Na, K, Ca, Mg) у результаті мобілізації їх з кристалічної ґратки мінералів або з органічних сполук внаслідок явищ гідролізу і розчинення, з наступним винесенням продуктів мобілізації у формі істинних

розчинів низхідними або латеральними токами ґрунтової вологи, що просочується крізь ґрунтову товщу.

Основи, що вилуговуються, можуть бути повністю винесені поза межі ґрунтового профілю, або ж частково акумулюватись у середній чи нижній його частинах. Процес вилуговування має досить складну біогеохімічну природу, його механізм і динаміка підпорядковується загальному сезонному і багаторічному біокліматичному циклу. В екологічних умовах рівноважного гідрологічного режиму ґрунтів (періодично промивний і непромивний типи водного режиму), основи вилуговуються з гумусового горизонту і акумулюються в серединних генетичних горизонтах, формуючи разом з водорозчинними мінералами-солями своєрідний ілювіально-карбонатний горизонт *calcic*. Більш розчинні солі при активному вилуговуванні в умовах аридного і семиаридного клімату утворюють нижні сольові горизонти *gypsic* і *salic.*

Складовими процесу вилуговування є: 1) *декарбонатизація* – процес руйнування, розчинення і винесення важкорозчинного кальцій карбонату (вапна) з ґрунту або ґрунтотворної породи; 2) *розсолення* – процес розчинення і винесення з ґрунту або ґрунтотворної породи легко- і середньорозчинних мінералів-солей.

У науковій літературі часто трапляються різні трактування суті процесу вилуговування. Якщо під терміном “вилуговування” розуміти винесення, вимивання низхідними токами ґрунтової вологи будь-яких речовин (*партлювація*), тоді таке явище спостерігається практично в усіх ґрунтах, але з різною інтенсивністю, а головне – з неоднаковою результативністю для самого ґрунту. Саме в наслідках, які супроводжують “промивання” ґрунту, криється основна причина різного тлумачення терміну “вилуговування”.

У ґрунтах підзолистого типу, внаслідок стійкого наскрізного промочування ґрунту в умовах промивного водного режиму, волога одночасно містить у собі крім вуглекислоти, дуже багато агресивних реагентів (фульвокислоти та їхні солі, низькомолекулярні органічні кислоти, амінокислоти), відновлювачів полівалентних металів (аміак, сірководень, метан). У

цьому випадку, інтенсивне вилуговування поєднується з неменш інтенсивним гідролізом алюмосилікатів. Гідроліз мінералів, які реагують з водою, супроводжується їх істотним перетворенням. При гідролізі первинних мінералів утворюються розчинні та колоїдні сполуки Силіцію і Алюмінію. Їхні катіони є вихідним матеріалом для новоутворення вторинних глинистих мінералів, кінцеві продукти якого залежать від умов дренажу території, катіонного складу розчинів і реакції середовища. Поєднання вилуговування з гідролізом призводить до руйнування і винесення з верхніх горизонтів ґрунту великої кількості різних речовин. Ними можуть бути не тільки прості мінерали-солі й увібрані основи, але й нерозчинні компоненти – сіалітна ґрунтова маса (аморфний кремнезем, сесквіоксиди, високодисперсні глинисті і неглинисті мінерали). Вся ця маса частково відкладається в середній і нижній частинах ґрунтового профілю, утворюючи ілювіально-акумулятивні горизонти і підгоризонти різної ґенези, складу і властивостей.

Інтенсивний гідроліз можливий тільки після винесення основної маси карбонатних солей, тобто після вилуговування. Поєднання процесів вилуговування і опідзолення (наслідок кислотного гідролізу мінералів) завжди супроводжується елювіально-ілювіальною (текстурною) диференціацією ґрунтового профілю. Наявність у ґрунті лише процесу вилуговування не призводить до елювіально-ілювіальної диференціації його хіміко-мінералогічного складу. Наслідком вилуговування може бути тільки диференціація сольового складу ґрунту, слабка мобільність найтонших фракцій глинистої плазми, зокрема змішано-шаруватої слюдо-смектитової фракції (розмір <0,02 мкм), формування більш грубої горіхуватої структури. Отже, процес вилуговування сам по собі не призводить до глибоких змін мінерального профілю ґрунту, проте він є пусковим механізмом для розвитку цілої групи елювіальних ґрунтових процесів (лесиваж, опідзолення, оглеєння, фероліз тощо).

Найсприятливіші умови для процесу вилуговування притаманні ґрунтам з періодично-промивним і непромивним типами водного режиму, які формуються на ґрунтотворних породах,

збагачених мінералами-солями і основами, в яких відсутні процеси гідролізу мінералів. Такими ґрунтами є чорноземи, каштаноземи і коричневі ґрунти.

В умовах земної гравітації основну роль у процесах вилуговування виконує вода. Завдяки своїй подвійній функції у природі вона є активним розчинником багатьох мінералів-солей і потужною транспортуючою геохімічною системою. При вилуговуванні основна роль належить не так кількості води, яка промиває ґрунтову товщу, як складу і властивостям цієї води. За своєю хімічною природою, вода загалом мало агресивна (за відсутності кислих продуктів розкладу біомаси) по відношенню до мінеральної частини ґрунту. Причина незначної агресивності води криється у тому, що в ній міститься незначна кількість розчинених перегнійних речовин (особливо у чорноземах). Якщо ж останні присутні, то в чорноземах вони переважно гуматного складу. До того ж, така волога зазвичай насичена розчиненими у ній сполуками Магній, або Кальцій гідрогенкарбонатів $Ca(HCO_3)_2$ і $Mg(HCO_3)_2$, завдяки чому реакція ґрунтового розчину зазвичай буде нейтральною, або близькою до нейтральної.

Завдяки цьому розчин, який циркулює в ґрунті (наприклад, чорноземі типовому), є менш агресивний, ніж у підзолистому ґрунті. Більше того, сам розчин, у якому внаслідок дисоціації розчинених сполук $Ca^{2+}HCO_3^-$ є багато обмінного Ca^{2+}, сприяє збереженню самого “тіла” ґрунту. Таким чином, його органо-мінеральна колоїдна система міцно зафіксована і збережена, а морфологічно помітного руйнування і переміщення глинисто-колоїдної плазми ґрунту немає.

Агресивності такої ґрунтової вологи достатньо тільки для розчинення і транспортування таких мінералів-солей, як хлориди і сульфати будь-яких катіонів, карбонати і бікарбонати одновалентних катіонів, нітрати й однозаміщені фосфати. Вимивається повністю за межі ґрунтового профілю навіть така середньорозчинна сіль як *гіпс* $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Процес розчинення і винесення за межі профілю легко- і середньорозчинних мінералів-солей називається *розсоленням* (різновид вилуговування).

Механізм процесу вилуговування. Дещо складніше виглядає механізм вилуговування такої практично нерозчинної в ідеальних умовах солі, як Кальцій карбонат (*кальцит*, або вапно) чи Магній карбонат (*магнезит*). Для того, щоб відбувся процес декарбонатизації профілю необхідно і достатньо, щоб у ґрунтовій волозі була певна кількість розчиненої карбонатної кислоти H_2CO_3. ЇЇ присутність у розчині визначається кількістю розчиненого у ґрунтовій волозі диоксиду Карбону (вуглекислий газ). Чим більше його у ґрунтовій волозі, тим більшою є концентрація в ній карбонатної кислоти, отже тим більшим розчинним ефектом відносно кальциту і магнезиту вона володіє. Дифузія CO_2 в розчин залежить від вмісту, тобто парціального тиску CO_2 в ґрунтовому повітрі. У присутності карбонатної кислоти ґрунтова волога контактує з кальцитом чи магнезитом, трансформуючи цю, практично нерозчинну сіль у $Ca(HCO_3)_2$.

Реакція взаємодії кальциту і вуглекислого газу в присутності води така:

$$CaCO_3+H_2O+CO_2 = Ca(HCO_3)_2 \qquad (1)$$

$Ca(HCO_3)_2$ – це сіль, яка порівняно легко розчиняється у воді і, як наслідок, так само легко переміщається з нею у формі істинних розчинів низхідними токами ґрунтової вологи.

Отже, у неелювійованих (неопідзолених) ґрунтах розчинна здатність ґрунтової вологи визначається кількістю розчиненої у ній карбонатної кислоти. Вміст останньої визначається концентрацією газоподібного CO_2, який виділяється в газову фазу ґрунту різними живими організмами (коренева система рослин, мікроорганізми, комахи, личинки, черв’яки, землериї тощо) у результаті дихання. Вуглекислий газ розчиняється ґрунтовою вологою, що підвищує її агресивність. Додатковим джерелом CO_2 в ґрунті є процеси розкладу (гниття) мертвої біомаси. Змінити парціальний тиск CO_2 у ґрунтовому повітрі можуть також погодні умови. При інтенсивних опадах напускна інфільтрація атмосферної вологи призводить до об’ємних змін у газо-

вій фазі ґрунту (насичене парами газу повітря ущільнюється), що збільшує парціальний тиск газів і розчинну здатність CO_2.

Вміст CO_2 у ґрунті має сезонну динаміку. Він сильно підвищується в теплий сезон (особливо влітку), і знижується в холодні сезони (осінь, зима). Сезонність біологічних циклів викликає сезонність інтенсивності біохімічних процесів – основного джерела CO_2 в ґрунті. З огляду на це сезонною є і розчинна здатність ґрунтової вологи стосовно кальциту чи магнезиту, а значить, і динаміка інтенсивності декарбонатизації ґрунтового профілю. Концентрація і динаміка CO_2 в ґрунтовій волозі, а отже і розчинна її здатність, залежать також від теплового режиму ґрунту. Нагрівання знижує розчинність і концентрацію CO_2 у воді, а значить і розчинну здатність вологи. Охолодження – навпаки, підвищує її.

Нагрівання ґрунтової товщі до певного рівня (термічний бар'єр для Ca^{2+}) може стати причиною випадання в осад і кристалізацію $CaCO_3$:

$$Ca(HCO_3)_2 + t°C \rightarrow CaCO_3\downarrow + H_2O + CO_2 \qquad (2)$$

Вагому роль при переміщенні $CaCO_3$ у ґрунті відіграє десукція рослинами ґрунтової вологи, при якій у зоні активної ризосфери вологість знижується до вологості розриву капілярів (ВРК). Як наслідок, рух вологи і розчинених у ній речовин уверх по профілю припиняється.

У результаті цієї складної динаміки формується карбонатний профіль чорноземів з характерним, для неглибоко вилугуваних ґрунтів, розподілом карбонатів у профілі. Ранньою весною і осінню, або загалом за інтенсивного зволоження атмосферними опадами, в чорноземах типових з періодично-промивним типом водного режиму переважають низхідні токи вологи. Вони розчиняють на своєму шляху $CaCO_3$, виносять цю сіль на певну глибину (зазвичай, незначну). Фронтальна закупорка пор при зволоженні знижує повітрообмін ґрунту з атмосферою, а напірний тиск води зверху приводить до стискування ґрунтового повітря, тим самим збільшується концентрація CO_2 в одиниці

повітряного об'єму. Як наслідок, зростає розчинна здатність води на шляху її просування вниз. На певній глибині сіль випадає в осад, утворюючи так званий карбонатний ілювій.

Пізньою весною, літом і ранньою осінню в чорноземах панують переважно висхідні токи ґрунтової вологи через посилення її випаровування і десукцію. Вони частково повертають ґрунту раніше вимиті карбонати. Причому, розчиненню $CaCO_3$ у цей час сприяє велика концентрація CO_2 в ґрунтовому повітрі (наслідок активної мікробіологічної діяльності, дихання вищих організмів, мінералізації і гуміфікації органічної речовини). Проте, повного повернення цієї солі в горизонти, з яких її було вимито не відбувається через термічний ефект. Причина часткового повернення карбонатів полягає в тому, що ґрунтова волога, попадаючи з нижніх (холодніших) шарів ґрунту у верхні нагріті, губить розчинений у ній CO_2 (переходить термічний бар'єр для Ca^{2+}). Густо розгалужена коренева система степових трав створює сильну десукцію ґрунтової вологи, що призводить до розриву суцільності капілярного зв'язку і припинення переміщення розчинів у зону ризосфери. В умовах цілинного степу, глибина залягання карбонатів майже збігається з ложем гумусового горизонту, насиченого дрібномичкуватою кореневою системою щільнодернинних степових злаків.

Унаслідок цього частина $Ca(HCO_3)_2$, яка є в розчині у розчинному стані, переходить у нерозчинний кальцит (*формула 2*) у формі тонкокристалічної "муки", або тонкокристалічного "міцелію" чи прожилок "псевдогрибниці". З року в рік цей процес повторюється. Наслідком такої багаторічної динаміки карбонатів є їхнє накопичення в середній і нижній частинах профілю чорноземів у вигляді ілювіально-карбонатного типодіагностичного горизонту *calcic*. Верхня ж частина профілю над горизонтом *calcic* є безкарбонатною в результаті процесу вилуговування.

Процес вилуговування не призводить до деградації основної гуматно-сіалітної маси ґрунту. Все ж таки, яким би малоінтенсивним процес вилуговування не був, як правило він не обмежується одним тільки вимиванням простих солей. У тій чи

іншій мірі він зачіпає органо-мінеральний каркас ґрунту. В чорноземах типових цей процес настільки слабкий, що візуально не проявляється текстурна диференціація профілю. Проте аналітичні дані вказують на деяке порушення стійкості мінеральної маси через стимулювання процесів лесиважу найдисперсніших слюдо-смектитових глинистих мінералів, наявність орієнтованої глини в мікрошліфах, невеликої кількості присипки SiO_2 (відбілювання мінеральних зерен) або горіхуватої структури в глибоко вилугуваних ґрунтах.

Морфологія процесу: вилугуваність ґрунтового профілю від карбонатів на певну глибину, ілювіально-карбонатний типодіагностичний горизонт *calcic*, різко диференційований за карбонатами, і слабо диференційований за мулом профіль, слабо виражена горіхуватість структури перехідних горизонтів ґрунту, відносне ущільнення профілю вилуговування, наявність ознак орієнтування глини.

Ґрунти з ознаками процесу вилуговування: сірі лісові, чорноземи, каштаноземи, коричневі ґрунти, рендзини вилугувані.

2.2.2. Лесиваж

Лесиваж, або мулемеризація (знемулення) – це процес пептизації глинистої плазми, з наступним відмивання тонкодисперсних мулистих і колоїдних часток з поверхні зерен грубозернистого (піщаного і грубопилуватого) матеріалу або з мікроагрегатів, їхнє механічне винесення у формі колоїдних розчинів (переважно емульсоїдних) або тонкодисперсних суспензій з верхніх генетичних горизонтів у нижні без будь-яких хімічних трансформацій.

Саме остання особливість принципово відрізняє процес лесиважу від підзолистого процесу, за якого відбувається інтенсивна хімічна трансформація твердої фази ґрунту (гідроліз) і винесення вниз по профілю вже трансформованого матеріалу у формі істинних розчинів.

Автором терміну *лесиваж* є французький ґрунтознавець Ф. Дюшафур, а терміну *мулемеризація* – український вчений-ґрунтознавець В. Фрідланд.

Діагностичними показниками простого механічного переміщення колоїдних розчинів і тонкодисперсних суспензій ґрунту при лесиважі є:

1) постійність валового хімічного складу тонкодисперсної частини ґрунту у межах всього профілю (недиференційований тип мінерального профілю);

2) глинисті (аргілани), глинисто-гумусові або залізисті (сесквани) кутани на гранях структурних агрегатів і стінках тріщин;

3) "орієнтовані глини" на стінках ґрунтових пор і пустот.

Постійність валового складу виражається в стабільності молярних відношень валових кількостей кремнезему до сесквіоксидів (SiO_2:R_2O_3, SiO_2:Fe_2O_3, SiO_2:Al_2O_3) у мулистій фракції всіх генетичних горизонтів ґрунту. Цей висновок повністю справедливий тільки відносно секвіоксидів Феруму, які є в мулі. Сесквіоксиди Алюмінію часто розподілені рівномірно навіть у профілі опідзолених ґрунтів, не те що лесивованих. Така різна поведінка сесквіоксидів Феруму й Алюмінію пояснюється, імовірно, різною міцністю зв'язків катіонів Fe^{2+} і Al^{3+} з іншими компонентами ґрунтової маси, а також неоднаковою мобільністю (розчинністю) цих сполук у різних діапазонах pH і кількісних співвідношеннях з гумусовими речовинами. Молярні відношення SiO_2:Fe_2O_3 є основним діагностичним критерієм лесиважу ще й тому, що саме в мулі зосереджена левова частка несилікатного Феруму в ґрунті.

Успішне використання цього показника для діагностики процесу лесиважу потребує дотримання деяких додаткових умов: стабільність молярних відношень кремнезему до сесквіоксидів в елювіальних (лесивованих) та ілювіальних (замулених) горизонтах може бути показником лесивованості ґрунту лише у тому випадку, коли крива профільного розподілу валових кількостей Fe_2O_3 і Al_2O_3 "дублюється" кривою профільного розподілу мулу. Іншими словами, якщо приросту мулу в ілювіальному горизонті відповідає "еквівалентний" приріст вмісту R_2O_3. Проте, інколи наявні цікаві випадки, коли постій-

ність молярних відношень $SiO_2:R_2O_3$, $SiO_2:Fe_2O_3$ і $SiO_2:Al_2O_3$ спостерігали навіть у деяких типових підзолистих ґрунтах (Е. Парфьонова і Е. Ярилова, 1960). І навпаки, відомі протилежні випадки, коли типово лесивованим ґрунтам (буроземи, опідзолені лісостепові) була притаманна непостійність молярних співвідношень (А. Роде, 1970). Усі ці обставини вказують на значну складність процесів і явищ, які відбуваються в ґрунті.

Неоднозначність тлумачення діагностичних показників процесу лесиважу ускладнюється повідомленнями про те, що переміщення не тільки тонких суспензій, але й колоїдних часток крізь ґрунтову товщу (промулення) дрібноземистих ґрунтів (суглинисті і глинисті ґрунти на лесах) сильно обмежене, або й неможливе, через суто "ситові" причини (А. Роде, І. Антипов-Каратаєв, В. Пономарьова). Крім того, промулення крізь дрібноземисту ґрунтову товщу ускладнене ще й через фізико-хімічну активність самих колоїдних часток, які, переміщаючись у поровому просторі ґрунту, попадають під сферу впливу таких же часток на стінках пор і тріщин. Ці частки досить активно взаємодіють між собою і з основним тілом ґрунту. Вони дуже чутливі до найменших змін середовища: його реакції (pH), складу і концентрації електролітів, ступеня зволоження, зміни температури ґрунту тощо. Тому, колоїдні частки часто коагулюють і випадають в осад.

Насправді, утворення ілювіальних горизонтів відбувається складнішим шляхом. Фронтальне промулення ґрунту можливе тільки на певну глибину й у відповідних морфонах. Самого лесиважу недостатньо для формування потужних ілювіальних, або подібних до них горизонтів підзолистих і лесивованих ґрунтів. На основі цих заперечень і аргументів можна стверджувати, що процес лесиважу дійсно неможливий крізь внутрішнє січення ґрунтових агрегатів і педів (підтверджується морфологічно). Але крім агрегатної чи внутрішньопедної пористості, є ще міжагрегатна пористість, ґрунтові тріщини, червоточини, дендрити, кореневини, кротовини, камери комах тощо. Розмір їхнього порового простору на нетривалий час сприятливий для переміщення не тільки колоїдних, а й тонких суспензійних роз-

чинів. Їхні потоки можуть проникати на значні глибини, навіть за межі самого ґрунту (глинисто-гумусові кутани на вертикальних блоках лесу), особливо в умовах "провальної" фільтрації після пересихання ґрунту. Імовірно, позаагрегатна пористість і є головними артеріями для процесу лесиважу і причиною утворення колоїдних кутан на гранях структурних агрегатів (педів), стінках тріщин, червоточин, дендритів і кореневин.

Такі натічні утворення в ґрунтових порах і порожнинах у мікроморфології ґрунтів отримали назву "орієнтовані глини". Наявність таких глин є другою (після постійності молярних відношень) незаперечною прямою ознакою лесивованості ґрунтів. Проте, виявлені на глибині 0,5 м "орієнтовані глини" в ґрунтах ваді Аравійської пустелі вказує на можливість іншого механізму їхнього утворення, якщо відкинути можливість палеогеографічного походження цих твердофазних утворень.

Природа процесу лесиважу найкраще ілюструється словами А. Роде: "Підходячи до питання про можливість механічного переміщення мулу з горизонту *A* в горизонт *B* з чисто фізичної сторони, немає причин заперечувати можливість його переміщення по тріщинах, ходах черв'яків і коренів тощо, при якому відбувається орієнтація глини. Однак, сказане вище дає змогу стверджувати, що кількісне значення цього явища в підзолистих, дерново-підзолистих і сірих ґрунтах – вкрай незначне, а в деградованих бурих лісових – обмежене"[1].

Отже, процесам лесиважу не належить основна роль у формуванні ілювіальних і подібних до них горизонтів у профілі дрібноземистих ґрунтів. Значнішу, навіть домінуючу роль ці процеси відіграють у ґрунтах із сприятливою геометрією пор – піщаних (діаметр пор 10^{-1}–10^{-2} мм) і супіщаних ґрунтах, на противагу глинистим, де діаметр пор на два порядки менший (10^{-4}–10^{-5} мм). Хоча роль лесиважу в більшості ґрунтів незначна, все ж ігнорувати його участь у формуванні їхнього ґрунтового

[1] Zaidelman F. R., Nikiforova A. S. Genezis i diagnosticheskoe znachenie novoobrazovanii pochv lesnoi i lesostepnoi zon. Moskva : Izd-vo MGU, 2001. 216 s.

профілю не слід, особливо зважаючи на тисячолітній період еволюції ґрунтів.

Умови розвитку процесу лесиважу напряму пов'язують з проявами глейового процесу при застійно-промивному водному режимі ґрунту. Навпаки, Ф. Дюшафур розглядає лесиваж як причину (стартовий механізм) глеєутворення, а не його наслідок. На сьогодні ця генетична проблема є дискусійною. Однозначним є факт, що лесиваж можливий тільки після розпаду агрегатів внаслідок втрати несилікатного Fe у процесі феролізу, невід'ємної складової глейового процесу (Hong-Kun-Huang at., 1959; А. Роде, 1964). При моделюванні глеєутворення на кислих лесовидних суглинках Ф. Зайдельман встановив, що на фоні застійно-промивного водного режиму відбувається винесення до 50 % мулу з ґрунтового дрібнозему. Крім того, в умовах застійного режиму на кислих і особливо карбонатних породах, диференціація профілю за мулом і його втрата не спостерігається взагалі. Навпаки, розпад мікроагрегатів, посилення диспергації дрібнозему (інтенсивніше, ніж при використанні кислотно-лужних реагентів для підготовці ґрунту до гранулометричного аналізу за Н. Качинським) у результаті знезалізнення і втрати Ca^{2+}, призвели до відносного збільшення вмісту мулу. Корелятивний зв'язок лесиважу з глеєутворенням потрібно розглядати з врахуванням особливостей гідрологічного режиму ґрунту.

У природних умовах інтенсивність лесиважу визначається ступенем оглеєння ґрунту, щільністю складення, водопроникністю і гранулометричним складом. Мінімальні ознаки лесиважу проявляються в неоглеєних і глейових ґрунтах. У першому випадку слабке лесивування ґрунтової товщі відбувається через короткочасність застою води в гумусовому горизонті і дуже слабке оглеєння. В глейових ґрунтах лесиваж не одержує свого розвитку через тривале перенасичення ґрунту вологою, а у вологі роки застій вологи (капілярна бахрома досягає поверхні ґрунту) блокує інфільтрацію гравітаційної води і переміщення високодисперсних фракцій ґрунту. Крім того, тривале оглеєння викликає процеси ізоморфного заміщення в кристалічних решіт-

ках мінералів, внаслідок чого в застійний розчин витісняються лужноземельні метали, які підлужнюють його. Найсприятливіші умови для лесиважу є в глибоко оглеєних ґрунтах. У них систематично накопичується гравітаційна вода у верхніх горизонтах і разом з тим завжди, незалежно від умов зволоження в році, відсутній нижній ярус верховодки. Подальше посилення оглеєння вже супроводжується ослабленням лесиважу. Акумуляція мулу в ілювіальній товщі дерново-підзолистого і ясно-сірого лісового глеюватих ґрунтів проявляється значно слабше, ніж у глибинно-глеюватих ґрунтах.

Лесиваж не проявляється в ґрунтах, сформованих на лімногляціальних стрічкових глинах через високе набухання, низькі водопроникність і пористість, а також велику адсорбційну здатність ґрунту.

Перше уявлення про механізм лесиважу дав М. Краус (Krauss, 1939). Він писав: “Само собою зрозуміло, що переміщення тонких часток у тонкопористому лесовидному суглинку, в умовах не дуже вологого клімату, не можна уявляти як рівномірне промулювання через ґрунтовий каркас, як це має місце в гравійних чи піщаних ґрунтах, які збіднені електролітами. Його слід уявляти як переміщення по великих пустотах, кореневих ходах і тріщинах просідання”.

Пусковим механізмом реалізації процесу лесиважу є періодичне перезволоження верхньої товщі ґрунту при застійно-промивному водному режимі. При оглеєнні відбувається зброджування органічної речовини і генерація різних низькомолекулярних активних органічних сполук (одно-, дво- і триосновних кислот, фенолів, поліфенолів тощо), агресивних фульвокислот (ФК-1 і ФК-1а). Ці сполуки мають потужний триєдиний вплив на мінеральну масу ґрунту. Вони діють на неї як органічні кислоти, речовини що здатні до комплексоутворення і як відновлювачі. Відновний (редукційний вплив) на мінеральний субстрат посилюється внаслідок накопичення в газовій і водній фазах значної маси неорганічних відновлювачів – аміаку, метану, сірководню, водню.

Під впливом нетривалого анаеробного зброджування вуглеводів відбувається швидкий перехід у розчин Ca^{2+} (Mg^{2+}), Fe^{3+} і Al^{3+}. Спочатку, паралельно з розчиненням вуглекислих солей, відразу після взаємодії породи і продуктів анаеробного розпаду цукрів, у невеликих кількостях переходять у розчин сполуки відновленого Fe^{2+} і Al^{3+}. Останній процес відбувається на фоні ще значних концентрацій нерозчинених карбонатів Ca^{2+} і Mg^{2+}. Тільки після найактивнішого вилуговування лужноземельних металів починається пік виносу сполук Fe (II). Темпи елювіювання алюмінію залишаються поки що незмінними. І лише після зменшення концентрації Fe^{2+} у розчині, настає збільшення вмісту сполук Алюмінію. Отже, кислотні продукти і головні відновлювачі призводять до елювіювання з ґрунтової товщі вуглекислих солей, основної кількості несилікатного Феруму й Алюмінію. В анаеробних умовах розчинність сполук Феруму збільшується в 400 разів, Алюмінію – в 3–4 рази. Внаслідок інтенсивного вилуговування солей Кальцію і Магнію, колоїдний комплекс втрачає значну кількість увібраного Ca^{2+} і Mg^{2+}, натомість збагачується увібраним H^{+}, що є додатковим чинником збільшення актуальної і потенційної кислотності. З підвищенням кислотності в 60 разів збільшується вміст сполук рухомого Алюмінію. Мобілізація рухомих форм Fe^{2+} призводить до неперервного їх винесення. Велика кількість Fe^{2+} у кислому розчині сприяє ізоморфному витісненню Алюмінію з кристалічної ґратки мінералів, хоча втрати Алюмінію є незначними.

У дрібноземі суттєво зростає вміст загального двовалентного Феруму. Наслідком цього є хлоритизація і нонтронітизація, ослаблення структурних зв’язків у кристалічній ґратці мінералів. Інтенсивному знезалізненню піддається не тільки ґрунт у цілому, але й мулиста фракція. Причому, виноситься переважно резерв гідроокисного Феруму, а силікатний залишається більш стабільним. У кислому середовищі відбувається деяка втрата і силікатного Феруму, але розміри цих втрат порівняно з елювіюванням оксидних форм досить незначні. Алюміній з мулу не виноситься, проте, накопичується кремнезем.

Винесення зачіпає головно несилікатну фракцію Феруму, тобто матеріал, який дає “тепле” (палеве, буре, світло-коричневе) забарвлення мінеральній дрібноземистій масі. Це забарвлення зумовлене наявністю на поверхні мінеральних зерен глинисто-гумусових кутан, сесквіоксидів Феруму. Ця фракція Феруму в значній мірі, як і Ca^{2+}, відповідає за водостійкість агрегатів (мікроагрегатів). Її видалення з дрібнозему при оглеєнні, приблизно на 30–40 % знижує стабільність мікроагрегатів. Оскільки левова частка несилікатного Феруму перебуває в мулистій фракції, то саме вона зазнає найвідчутнішого удару. Оглеєння, видаляючи з агрегатів вуглекислі солі, увібрані Ca^{2+} і Mg^{2+}, оксидний і органо-мінеральний “клей” сприяє їх глибокому розпаду і пептизації ґрунтової маси. Вся ця пептизована тонкодисперсна маса (плазма) у вигляді тонких дисперсій і колоїдних розчинів, при скиданні гравітаційної води переміщається основними “транспортними артеріями” вниз по профілю, залишаючи після себе сліди промулювання у формі кутан і оптично орієнтованих глин.

Основною причиною світлого забарвлення лесивованих горизонтів є відновлення оксидного Феруму кутан, їхнє колоїдне розчинення і винесення у процесі відбілювання мінеральних зерен, які надають світлого забарвлення лесивованій ґрунтовій масі.

На карбонатних породах процеси лесиважу не мають такого поширення, як на кислих чи нейтральних, оскільки великий резерв вуглекислих солей приводить до постійної нейтралізації кислот та інших сполук. Їхня мінеральна маса в такий спосіб захищена від “агресії” органічних сполук, що є причиною сповільнення глеєутворення, а значить і лесиважу на карбонатних і основних породах.

Спосіб переміщення тонкодисперсних фракцій мулу по транзитних артеріях при лесиважі відбувається в слабокислому середовищі, тому що при посиленні кислотності починається руйнування глинистих часток (гідроліз). Розмір часток глин, як правило менший 1 мікрона. Тільки в дикіту і галуазиту частки по найдовшій осі мають інколи розміри 4–8 мікронів. Розміри

пор і пустот у сотні разів більші. Крім того, пустоти, пори, тріщини, ходи землериїв і коренів у результаті різних фізичних явищ постійно змінюють свою просторову локацію – одні зникають, інші з'являються. Так виникають нові можливості для переміщення мулу вниз по профілю. Головним стабілізатором фракцій мулу у фізичному стані гідрозолю при переміщенні вниз по профілю є колоїдний кремнезем, органічні речовини і увібраний поверхнею глинистих мінералів Гідроген.

Використання радіоактивних індикаторів (міток) при моделюванні процесу лесиважу дало можливість простежити шлях і спосіб переміщення високодисперсних часток у ґрунті. Переміщення мулистих фракцій відбувається незалежно від вологості ґрунту. При вологості розриву капілярів (ВРК) і найменшій вологоємності (НВ) розподіл часток у поровому просторі ґрунту аналогічний. Дисперсні частки містяться у пристінному шарі рідини зони винесення. Рухомість часток, які є в цьому шарі, збільшується при посиленні гравітаційного натиску промивної води. При цьому відбувається як відрив часток із пристінного шару і перехід їх в об'ємний потік, так і переміщення їх разом з плівковою водою, що повільно рухається. При переміщенні часток у середовищі зі сприятливою геометрією пор (піщаний, кам'янистий ґрунт), цей процес відбувається швидше і зазвичай у колонці разом з потоком вільної води. В дрібноземистому ґрунті значна частина високодисперсних часток переміщається разом з плівковою водою. Переміщення тонких фракцій мулу залежить від щільності і сорбційної здатності ґрунту. Цей процес максимальний у лесивованому горизонті (*E*). В ілювіальному горизонті переміщення найдрібніших фракцій мулу відбувається разом з плівковою водою. Швидкість проходження часток в однакових умовах промивання ґрунту майже однакова в горизонтах *E*, *I* та *IP*.

Отже, навіть у щільних горизонтах із несприятливою конфігурацією пор для переміщення мулу, останній досягає не тільки ілювіального горизонту, але і здатний пройти через нього разом з плівковою вологою. У вертикальному колоїдному русі вниз, частки завжди дещо відстають від швидкості руху води.

Чим швидша фільтрація, тим швидший рух часток. При збільшенні pH промивного розчину збільшується швидкість руху часток, що можна пояснити збільшенням електрокінетичного потенціалу.

Насичення глинистих часток Ферумом приводить до їхньої коагуляції і осадження відразу ж у зоні контакту. Частки, які насичені фульвокислотами або послідовно Ферумом і фульвокислотами, володіють такою ж мобільністю, як і ненасичені ними частки. За наявності значних кількостей вільного Fe і активних органічних кислот, у профілі дерново-підзолистих ґрунтів можливе утворення залізисто-органо-мінеральних комплексів. Імовірно, саме в такій формі найчастіше відбувається переміщення глини вниз по профілю.

Морфологія процесу лесиваж. Твердофазним генетичним продуктом цього процесу є формування специфічного лесивованого горизонту (E_2, E_L). У результаті лесивування формується глинисто-диференційований ґрунтовий профіль [6; 8; 9].

2.2.3. Підзолистий процес

Підзолистий процес або опідзолення – це процес глибокого кислотного гідролізу (“розчинення”) силікатів і алюмосилікатів в умовах вологого і помірно-холодного клімату тайгово-лісової зони, руйнування кристалічної ґратки первинних і вторинних (глинистих) мінералів, мобілізація і винесення продуктів руйнування у формі органо-мінеральних внутрішньокомплексних сполук (хелатів) за межі зони елювіювання, з відносним накопиченням у підзолистому горизонті кремнезему у формі залишкового кварцу.

Проблема підзолоутворення загалом, і опідзолення зокрема, є однією з центральних проблем генетичного ґрунтознавства: по-перше, підзолисті ґрунти дуже поширені на земній суші і в умовах землеробства потребують спеціальних засобів освоєння й окультурення; по-друге, проблема підзолоутворення є ключовою для пізнання багатьох інших типів ґрунтів, у яких виражені, або можливі явища опідзолення; по-третє, ця проблема є однією з найбільш дискусійних у ґрунтознавстві; по-четверте, її

значення виходить далеко за межі ґрунтознавства, землеробства і лісівництва в область геологічних наук, оскільки в давній історії Землі підзолистий, або аналогічний процес, мав значний розвиток і з ним пов'язують утворення багатьох осадових рудних порід.

Підзолистий процес є одним із найскладніших природних процесів, який тісно пов'язаний з еволюцією біосфери Землі. Про це найкраще висловився Володимир Вернадський: "Ґрунт і зелений світ, його мікроскопічні фауна і флора представляють єдину, хімічно неподільну рівновагу".

Цікавою є історія терміна "підзол". Народне російське тлумачення цього терміна професор В. Докучаєв (1879) розглядав як першу гіпотезу походження підзолистих ґрунтів. Він заперечував його ототожнення із золою, яка залишалася на поверхні ґрунту після лісових пожеж, оскільки, на відміну від золи, підзолистий шар бідний на поживні речовини. Докучаєв допускав, що з поняттям "підзол" у народі пов'язували білуватий мінеральний шар, який залягає під золою після спалювання лісів в умовах підсічно-вогневої системи землеробства. Термін "підзол" засвідчує дві якості підзолистого горизонту: 1) його зовнішня, морфологічна схожість із золою; 2) він майже ніколи не виходить безпосередньо на денну поверхню, а залягає або під шаром лісової підстилки, або під дерновим горизонтом ("рослинною землею" за Докучаєвим), або в умовах ріллі – під орним шаром.

За останнє століття виникло чимало концепцій про механізм підзолистого процесу і підзолоутворення: 1) геологічна (А. Крилов); 2) біохімічна (А. Георгіївський, М. Сибірцев, П. Костичев, В. Вільямс); 3) колоїдно-хімічна (К. Глінка, К. Гедройц, Н. Ремезов); 4) біологічна (А. Роде); 5) мікробіологічна (Н. Ремезов); 6) еволюційно-біологічна (Н. Ремезов); 7) фізико-хімічна (С. Ярков).

Генетичним взаємозв'язкам гумусового і підзолистого горизонтів надавали значно менше уваги, ніж генетичним взаємовідносинам підзолистого та ілювіального. В цьому проявилася недооцінка біологічної складової цього процесу і захоплення його колоїдно-хімічною природою.

У працях П. Костичева роль органічних розчинів при підзолоутворенні вперше отримала спеціальне висвітлення. Для пояснення біохімії підзолистого процесу він залучає роботи західноєвропейських учених (Г. Мульдера, К. Емейса, Е. Рамана, М. Емерлінга, Г. Мюллєра) про властивості перегнійних кислот – гумінової (осадово-ключова) і фульвокислоти (ключова). Профіль підзолистого ґрунту П. Костичев розглядає як тричленний: A_1 (*HE*), A_2 (*E*), *B* (*Itm*) або “горизонт ортштейну”.

Щоб зрозуміти природу підзолистого процесу, потрібно дати відповідь на два запитання: 1) Які причини викликають розпад у підзолистому горизонті майже всіх мінералів, окрім найстійкішого кварцу? 2) Під впливом яких умов і в яких формах відбувається винесення з підзолистого горизонту продуктів розпаду мінералів, особливо сесквіоксидів?

Наукою доведений факт, що коли реакція ґрунтових розчинів нейтральна і лужна (pH >6), тоді їхня кислотність спричинена карбонатною кислотою (H_2CO_3). За нижчих значень pH (<6), що характерне для типових підзолів, кислотність розчинів обумовлена не карбонатною, а сильнішими органічними кислотами. В умовах кислої реакції підзолистих ґрунтів гумінова кислота є ще менш мобільною (іон H^+ виконує стабілізуючу дію на гумінову кислоту, осаджуючи її), ніж у чорноземах. В умовах підзолистого ґрунту кількості води достатньо лише для винесення лужних і лужноземельних металів, але недостатньо для винесення сесквіоксидів. Переміщення їх у формі вільних електропозитивних золів неможливе через негативний заряд ґрунтової маси. Таку функцію можуть виконати тільки гумусові кислоти. Але гумінові кислоти не тільки не сприяють опідзоленню, а ще за своїми властивостями протидіють цьому процесу. Невеликий вміст гумінових кислот у підзолистих ґрунтах є наслідком не їх вимивання, а незначного їх утворення.

Елементи біохімії підзолистого процесу. Сучасний експериментально-біохімічний напрям у висвітленні підзолистого процесу почався в 30–40-х роках XX ст. дослідженнями І. Тюріна (СРСР). У країнах Центральної і Західної Європи, частково в

США, теоретичні дослідження підзолистого процесу не мали значного поширення через домінування там буроземів, а не підзолистих ґрунтів.

Повсюдно в умовах земної поверхні продуктами перетворення органічного Карбону рослин є кислоти, від дуже простої карбонатної до складних перегнійних кислот. Літосфера складена переважно основами (крім кремнекислоти). Завдяки єдиному кислотному типу перетворення органічних залишків, головним чином відбувається можливість живлення рослин елементами, які зв'язані в кристалічних ґратках мінералів. У процесі ґрунтоутворення продукти перетворення органічного Карбону рослин стають засобом не тільки мобілізації, але й накопичення запасів мінерального живлення (і Нітрогену) у вторинній, доступнішій формі перегною, який повільно мінералізується і гуміфікується.

Ступінь використання рослинних залишків на утворення гумусу (коефіцієнт гуміфікації) найвищий у чорноземах. Обабіч зони чорноземних ґрунтів (північ-південь) посилюються процеси перетворення рослинних залишків до простіших і мобільніших сполук, які не затримуються в профілі. В напрямку на південь (аридні райони) низький коефіцієнт гуміфікації пояснюється інтенсивною мінералізацією рослинних залишків. У напрямку на північ (зона підзолистих ґрунтів) низький коефіцієнт гуміфікації обумовлений не стільки мінералізацією, скільки утворенням водорозчинних органічних сполук (фульвокислот) і їх швидким вимиванням з ґрунтового покриву в гідрографічну мережу.

Умови розвитку підзолистого процесу. Важливе місце для розвитку підзолистого процесу мають гідротермічні умови. Вони впливають на ґрунтоутворення найперше безпосередньо через режим зволоження (промивний режим) і температурні умови (помірно-холодний клімат). Опосередкований вплив проявляється через характер рослинності (лісовий тип) і бактеріально-грибний процес перетворення рослинних залишків в умовах помірно-холодного і вологого клімату, на породах, глибоко вилугуваних від карбонатів. Отже, підзолистий процес

можливий тільки в умовах дерев'янистої рослинної формації, що поширена північніше зони формування чорноземів. Гумусовий горизонт чорноземів може формуватися тільки в середовищі, сильно насиченому $Ca(HCO_3)_2$. Таке середовище утворюється при глибокій мінералізації рослинних залишків збагачених основами. Таким чином, суть чорноземоутворення полягає в одночасній і рівноважній дії двох паралельних процесів перетворення органічних залишків, дуже збагачених Кальцієм і Нітрогеном: 1) *гуміфікація*, тобто утворення складних високомолекулярних гумусових речовин, які зв'язують відносно невелику кількість Кальцію в обмінній формі, і 2) повна *мінералізація*, тобто утворення $Ca(HCO_3)_2$, який мігрує вниз і накопичується безпосередньо під гумусовим горизонтом у формі кальциту $CaCO_3$. В чорноземах майже не відбувається утворення і винесення водорозчинних органічних продуктів, які за складністю будови займають проміжне положення між складною формою гуматів Кальцію і дуже простою формою Кальцій карбонату $CaCO_3$.

Притаманна чорноземам біохімічна рівновага між процесами гуміфікації і мінералізації рослинних залишків порушується на північ від зони Лісостепу. В межах тайгово-лісової зони суттєво збільшується коефіцієнт зволоження (КЗ) території, змінюється тип рослинності і характер потрапляння опаду на поверхню ґрунту (лісова підстилка типу "мор"). При просуванні на північ, ґрунтоутворення починає відбуватися при все ширшому співвідношенні між атмосферною вологою і органічним Карбоном як джерелом кислот, з одного боку, і мобілізованими в процесі біологічного кругообігу основами і Нітрогеном – з іншого. Як наслідок, процеси повної мінералізації рослинних залишків з утворенням $Ca(HCO_3)_2$ сповільнюються, а разом з ними і процеси гуміфікації. Продукти перетворення рослинних залишків у таких умовах стають більш дисперсними і мобільними, більш кислими, агресивними і не здатними осаджуватися Кальцій карбонатом. Біологічно мобілізованих основ з лісової підстилки не вистачає для нейтралізації всієї суми органічних кислот. Їхня нейтралізація більше відбувається завдяки сескві-

оксидам, які мобілізовані при гідролізі силікатів та алюмосилікатів ґрунтотворних порід (кислі моренні суглинки, покривні лесовидні суглинки, флювіогляціальні піски і супіски, лімногляціальні глини тощо).

Так починається розвиток підзолистого процесу. Початкові ознаки цього процесу (опідзолення) спостерігаються в зоні сірих лісових ґрунтів. Процеси гумусоутворення набувають тут подвійного, перехідного до підзолистого, характеру. Якщо при формуванні гумусового горизонту чорноземів утворюється і скидається в карбонатний ілювіальний горизонт певна кількість органічного Карбону у формі вторинного ґрунтового мінералу $CaCO_3$ (і CO_2), то при формуванні горизонту *НЕ* сірого лісового ґрунту у складі продуктів "скидання" з'являються якісно нові форми органічного Карбону – мобільні перегнійні гумусові кислоти (фульфокислоти). Кількість утвореного і "скинутого" $CaCO_3$ у формі $Ca(HCO_3)_2$ зменшується. Наслідком цього є зменшення вмісту і якісного складу гумусу в горизонті *НЕ*, а також зменшення його потужності. Разом з тим, загальна потужність профілю ґрунту може навіть збільшуватися через те, що рухомі гумусові кислоти впливають на формування значної товщу ґрунту за межами горизонту *НЕ*. Промитий кислими розчинами елювіальний (вилугуваний і опідзолений) горизонт *Е* розриває безпосередній контакт між гумусовим і карбонатним горизонтами, як в чорноземах.

Механізм підзолистого процесу. У результаті бактеріально-грибного процесу розкладу в постійно вологій лісовій підстилці підзолистого ґрунту завжди утворюється переважно фульватний гумус, з найагресивнішими у його складі фракціями ФК-1 і ФК-1а. Процеси мінералізації і гуміфікації кислої біомаси підстилки в умовах промивного водного режиму і помірно-холодного клімату ґрунту відбуваються не до кінця. Кислі продукти розкладу не в змозі нейтралізуватися малою кількістю біогенно-мобілізованих основ, вимиваються за межі шару підстилки в мінеральні горизонти ґрунту. При контакті з мінералами відбувається взаємодія агресивних гумусових кислот з мінералами ґрунту. В результаті нестачі основ, нейтралізація

органічних кислот відбувається за рахунок мобілізації сесквіоксидів Феруму і Алюмінію з кристалічної ґратки мінералів, з утворенням органо-мінеральних похідних гумусових кислот. Такими органо-мінеральними сполуками в умовах підзолистого ґрунту є перш за все високо мобільні комплексно-гетерополярні солі (*хелати*). Фульвокислоти залежать у своєму накопиченні головним чином від вмісту Алюмінію, менше – Ферему. У певних співвідношеннях гумусових речовин із золями Fe і Al, вони випадають в осад. Причому, Алюміній осаджується значно більшою кількістю гумусу, ніж Ферум. Випадання органо-мінеральних осадів відбувається за таких співвідношень:

$$Fe_2O_3 : \text{гумус} = 0{,}2–3{,}0$$
$$Al_2O_3 : \text{гумус} = 1{,}0–30{,}0$$

За межами цих співвідношень сполуки Феруму і Алюмінію залишаються у розчині. В ґрунтових умовах мобільність сполук Феруму значно вища, ніж Алюмінію. Осадження компонентів обмежується не надлишком Феруму, а тільки надлишком фульвокислот. За будь-якого надлишку Феруму фульвокислоти випадають в осад разом з певною кількістю Феруму. Надлишок останнього залишається у стані електропозитивних золів.

Золі Алюмінію дуже нестійкі до осаджуючого впливу фульвокислот. При надлишку Al_2O_3 (понад 1,0–30,0) відбувається повне осадження фульвокислот, а надлишок Алюмінію залишається у стані електропозитивних золів. Навпаки, при надлишку фульвокислот, відбувається повне осадження Алюмінію, а надлишок фульвокислот залишається в розчині. Нестійкість золів Алюмінію узгоджується з його поведінкою в ґрунті. Сполуки Алюмінію слабше виносяться з профілю підзолистого ґрунту, ніж сполуки Феруму. Отже, між сесквіоксидами і фульвокислотами сильно виражена схильність до взаємного осадження.

Міграційна здатність сесквіоксидів залежить не тільки від їхнього співвідношення з фульвокислотами, але й від ступеня розбавлення розчинів. Мобільність комплексних сполук фульво-

кислот із сесквіоксидами підвищується зі збільшенням відносного вмісту фульвокислот і розбавленням розчинів, і навпаки. Після утворення осадів, ніяке розбавлення вже не переводить осад у розчин. Отже, запорукою високої міграційної здатності сесквіоксидів при опідзолені є висока здатність фульвокислот до утворення внутрішньо-комплексних сполук (хелатів). Такою здатністю володіють не тільки фульвокислоти, але й інші продукти бактеріально-грибного процесу розкладу лісової підстилки в умовах досить вологого і прохолодного клімату: лимонна, молочна, винна кислоти.

Процеси хелатоутворення відіграють надзвичайно важливу роль у розкладі (гідролізі) порід і мінералів. Здатність ґрунтового гумусу до утворення комплексно-гетерополярних солей із полівалентними металами (хелатами) є запорукою існування підзолистого процесу. Адже карбонатна кислота розчиняє (мобілізує) з мінералів головним чином Na^{+}, Ca^{2+}, Mg^{2+} і Mn^{4+}, слабше Fe^{3+} і зовсім мало Al^{3+}. Основною специфікою підзолистого процесу як процесу розкладу мінералів і розчинення складових їх елементів, є перехід у розчин значних кількостей Fe^{3+} і Al^{3+} (десятки відсотків від загальної кількості у породі).

Отже, карбонатна кислота не є основним агентом і запорукою підзолистого процесу. До того ж, при опідзоленні не утворюється велика кількість карбонатної кислоти через сповільнення процесів мінералізації рослинних залишків лісової підстилки. Для забезпечення підзолистого процесу характерні специфічні агенти – розчинники мінералів, які забезпечують безперешкодне винесення продуктів руйнування силікатних мінералів униз по профілю. Цими агентами є органічні кислоти, головним чином, фульвокислоти. Саме вони є енергійним природним “розчинником” мінералів. Розчинність магматичних мінералів у хлоридній, лимонній і фульвокислоті характеризується величинами одного порядку. Розчинність глинистих мінералів, особливо монтморилоніту, в 3–4 рази вища у фульвокислотах, ніж у хлоридній кислоті. В результаті руйнування мінералів і винесення продуктів руйнування, в

підзолистому горизонті відносно накопичується найстійкіший до руйнування кварц і мінерали групи кремнезему.

Морфологія підзолистого процесу. Генетичним продуктом підзолистого процесу є формування специфічного підзолистого (*E_1*, *E*), або опідзоленого (*HE*, *He*) горизонтів. У результаті підзолоутворення формується елювіально-ілювіальний текстурно-диференційований ґрунтовий профіль [6].

2.2.4. Осолодіння

Осолодіння (за К. Гедройцем) – це процес пептизації ґрунтово-вбирного комплексу натрієвих солонців і солонцюватих ґрунтів атмосферною водою, легке і швидке колоїдне розчинення органічного вбирного комплексу (який містить Na^+), лужний гідроліз (руйнування) алюмосилікатного ядра мінеральної частини вбирного комплексу і винесення продуктів розчинення і руйнування у формі колоїдних та істинних розчинів низхідними токами атмосферної вологи.

Передумови процесу осолодіння. Солонцюватість ґрунту є тією необхідною умовою, завдяки якій можливий процес осолодіння в областях із сухим і засушливим кліматом. Солонцюватість ґрунту – це природний фактор його майбутнього руйнування, який компенсує нестачу атмосферного зволоження території, адже після осолодіння формуються гідроморфні солоді як акумулятори вологи в степах і напівпустелях.

З еволюційного погляду, процес осолодіння є закономірною стадією деградації солонців з утворенням солодей і осолоділих ґрунтів, які за своїми морфологічними параметрами дуже схожі з підзолистими ґрунтами. Через таку морфологічну подібність К. Гедройц називає їх “південними підзолистими ґрунтами”. Дослідження процесу осолодіння має важливе ґрунтово-генетичне і еволюційне значення, оскільки вказує на історію розвитку ґрунтового покриву, його подальшу долю.

Механізм процесу осолодіння. Увібраний Na^+ є першопричиною процесу осолодіння. Він однаково сприяє розчинній і руйнівній дії води на весь ҐВК, тому що за присутності Na^+ ґрунтові гумати і мінеральні колоїди не здатні до мікроагрегації,

отже вони перебувають у ґрунті в “роздільному” стані. Через це ґрунтові частки з часом розпилюються водою до окремих часточок колоїдного і передколоїдного розміру. За насичення ҐВК Кальцієм і Магнієм формується міцна водостійка мікроструктура, а за наявності у ҐВК увібраного Na^+ – неводостійка, сильно розпилена.

При зволоженні ґрунту, насиченого Ca^{2+} і Mg^{2+}, у розчині завжди є іони Ca^{2+} і Mg^{2+}, які сильно стабілізують ґрунтову матрицю. Крім того, коагулюючій силі цих іонів не можуть протидіяти слабші за них стабілізатори стану золів – негативно заряджені іони OH^-. До того ж, у розчині іонів OH^- дуже мало, оскільки іони Ca^{2+} і Mg^{2+} зв’язуються з гідрогенкарбонат-іоном HCO_3^-. Унаслідок цього, карбонатів у розчині майже немає.

По-іншому відбувається з увібраним Na^+. У ґрунтовому розчині солонців є Натрій карбонати і гідрогенкарбонати (сода). Концентрація їх може бути значно вищою, ніж карбонатних солей лужноземельних металів (карбонатів). Але що важливо, коагулююча дія іону Na^+ значно слабша від сили гідроксил-іону OH^-, який стабілізує золі. За наявності соди ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$) в розчині (вона є завжди у солонцюватих ґрунтах), ґрунт завжди містить стабілізатор колоїдного стану золів ґрунтових часток. Завдяки цьому, за відсутності в розчині помітної кількості електролітів, ґрунтова вода розпилює мікроструктуру.

Природним і прямим наслідком розпиленості ҐВК солонців у присутності води є посилення міграційної здатності гуматів Натрію. Високодисперсні гумати Натрію (на межі молекулярної дисперсності) легко просочуються крізь ґрунтову товщу вниз по профілю. Виникають розчини з настільки дрібними колоїдними часточками органічної речовини, насиченої Na^+, що вони не затримуючись, фільтруються крізь ґрунтову товщу і виносяться вниз по профілю. На стінках ґрунтових педів і тріщин залишаються сліди у формі гумусових кутан (коричнево-бурий глянець). Ґрунт швидко втрачає ту частину гумусу, яка насичена Na^+. Цей процес триває доти, доки вся високодисперсна частина органічного ҐВК, яка насичена Натрієм, не буде вимита з ґрунту.

Після втрати гуматів Натрію, значно більші площі поверхонь алюмосилікатної частини вбирного комплексу взаємодіють із водою. Мінеральна частина ҐВК, навіть насичена Na^+, не утворює з водою настільки дрібних часточок, щоб вони не затримувалися ґрунтом. Очевидно, втрати тієї частини ҐВК безпосередньо через її фільтрацію будуть мізерними, або й відсутні зовсім. Однак, мінеральна частина ґрунту за наявності вбирного Na^+ все ж таки характеризується високою роздробленістю її часток. Тому, вона сильно розкладається водою. Результатом такої активної взаємодії є енергійне руйнування, через механізм лужного гідролізу, алюмосилікатного ядра цього комплексу на його складові: оксиди Силіцію (SiO_2), Алюмінію (Al_2O_3) і Феруму (Fe_2O_3). Вже прості оксиди утворюють із водою набагато дисперсніші системи, ніж складні золі, завдяки чому вони можуть безперешкодно фільтруватися через ґрунтову товщу, і в такий спосіб вимиватися з неї.

При цьому, колоїдна кремнекислота в умовах солонцюватого ґрунту менш рухома, ніж оксиди Fe^{3+} і Al^{3+}. У той час, як оксиди Феруму й Алюмінію повністю виносяться з місць їхнього вивільнення з кристалічної ґратки, кремнекислота може затримуватися (в горизонтах, що піддаються осолодінню) у вигляді аморфного осаду – кремнезему. Ця затримка додатково зумовлена зростанням у результаті осолодіння концентрації колоїдно-розчинної кремнекислоти, через що вона є менш стійкою. Нестійкість золів кремнекислоти посилюється інстабілізуючим впливом соди, яка завжди є в солонцях. Процес руйнування мінеральної частини ҐВК буде відбуватися посиленими темпами, доки з цієї частини не зникне весь увібраний Na^+, тобто доки солонець не розсолонцюється. Чим солонцюватіший ґрунт, тим інтенсивніше і швидше відбувається розсолонцювання. Процес осолодіння є одночасно процесом розсолонцювання і деградації солонцевого ґрунту.

Варіанти процесу осолодіння. Процес осолодіння некарбонатних і карбонатних солонців відбувається неоднаково. Причини, що викликають різний вплив води на карбонатні і некарбонатні солонці – різні. В ґрунтах, насичених вбирним Na^+,

наявність Кальцій і Магній карбонатів сильно знижує кількість водорозчинної кремнекислоти і сесквіоксидів у розчині. Отже, карбонати чинять сильний спротив руйнівній дії води на алюмосилікатне ядро мінерального ґрунтово-вбирного комплексу (ҐВК). Розчинна ж дія води на органічний ҐВК не залежить від наявності чи відсутності карбонатів у ґрунті.

Особлива піддатливість ҐВК солонців руйнівному впливу атмосферної вологи зумовлена присутністю в цьому комплексі увібраного Na^+. Але увібраний Na^+ є не тільки в солонцях, але й у солончаках і карбонатних солонцях, проте дія води на ці ґрунти зовсім інша, ніж у некарбонатних солонцях. Причина такого різного впливу увібраного Натрію на ці ґрунти полягає в тому, що в солончаках і карбонатних солонцях наявні прихідні умови (близьке залягання горизонту мінералізованих ґрунтових вод), які не дають увібраному Na^+ знижувати опір ҐВК руйнівній дії води. Такими прихідними умовами є наявність у солончаках і карбонатних солонцях простих солей. У випадку солончаків – легкорозчинні солі (хлориди і сульфати Натрію), у випадку карбонатних солонців – важкорозчинні (Кальцій і Магній карбонати). Ці прості солі мають захисний вплив на ҐВК по відношенню до атмосферної води. Якщо кількість мінералів-солей у ґрунті достатня, тоді вони настільки сильно згортають колоїдні частки ҐВК, що цілком паралізують розпилюючу дію Na^+ і знижують руйнівний вплив води (сильніше, ніж цей вплив проявляється в несолонцюватих ґрунтах).

У карбонатних солонцях цей механізм значно складніший. Якщо солонець містить солі Кальцій карбонати, тоді процес осолодіння відбувається менш енергійно і довше. Особливо це стосується мінеральної частини ҐВК, оскільки наявний у розчині Кальцій (за дисоціації Кальцій гідрогенкарбонату) поступово витісняє увібраний Na^+ і переводить колоїдний комплекс солонця зі стану часткового або неповного насичення Натрієм Na^+, в стан насиченості Кальцієм Ca^{2+}. Але через надзвичайно низьку розчинність Кальцій карбонату процес заміни Натрію на Кальцій, у природних умовах відбувається дуже повільно. Тому, в карбонатних солонцях ґрунтова волога діє на ҐВК двояко: з

одного боку руйнує, з іншого – поступово зменшує ту його частину, яка здатна руйнуватись.

Солонці і солонцюваті ґрунти відзначаються значною тріщинуватістю і пористістю у сухому стані. В тріщинах і грубих порах переміщаються, переважно, невідфільтровані суспензії. У середині агрегатів і педів циркулюють відфільтровані водні витяжки. Тому, механізм впливу $CaCO_3$ на гуматну частину ҐВК у цих середовищах буде дещо різний.

Морфологія процесу осолодіння. Закономірним генетичним продуктом процесу осолодіння є формування специфічного *осолоділого* горизонту (*E_3*, *Egl*). У результаті осолодіння і деградації солонців формується елювіально-ілювіальний текстурно-диференційований профіль напівгідроморфних *глеє-солодей* [6].

2.2.5. Фероліз ***Фероліз (елювіально-глейовий процес)*** – це процес вивільнення, руйнування і переміщення сполук Феруму і глинистих мінералів в умовах кислого середовища. Результатом феролізу є деградація ілювіально-текстурно-метаморфічного горизонту *Itm* підзолистих і опідзолених ґрунтів. Морфологічним наслідком такої деградації є утворенням “язиків” з білуватого кремнеземного матеріалу. В язикуватих морфонах відбувається винесення Феруму, вони втрачають глину у результаті міграції і/або вивітрювання її компонентів. Фероліз є супутнім процесом оглеєння і псевдооглеєння.

Механізм процесу: поштовхом до феролізу є тимчасове поверхневе перезволоження. В кислому середовищі за наявності органічної речовини відбувається процес відновлення Феруму й утворення внутрішньокомплексних сполук (хелати), які під час вивільнення надлишку вологи, переміщуються вниз по профілю. На своєму шляху вони потрапляють у зону підвищеної аерації і знову окиснюються. В результаті поєднання процесів відбілювання і сегрегації в профілі утворюються позбавлені Феруму білуваті плями і озалізнені іржаві примазки чи мікроконкреції. Винесення сполук Феруму стимулює процеси диспергації глини і деградацію структури.

Морфологія процесу. Закономірним генетичним продуктом феролізу є формування специфічного горизонту (властивості) затікання *albeluvic* (альбелювікові язики) (*EIgl*). Поза межами заклинків силікатного матеріалу фонове забарвлення при феролізі сизувато-білувате з рівномірно розташованими іржавими плямами, структура переважно брилувата [6].

Біокосні продукти процесу. Типовим прикладом поєднання інтенсивного феролізу на фоні підзолистого процесу (опідзолення) є формування Al-Fe-гумусових підзолів, дерново-підзолистих і ясно-сірих лісових ґрунтів з властивістю затікання *albeluvic*. За класифікацією *WRB* такі ґрунти належать до реферативної групи *Retisols* [5].

2.3. Ілювіально-акумулятивні ЕҐП

Ілювіювання – це процеси акумуляції і накопичення в середній частині профілю ґрунтів різних рухомих речовин, вимитих з верхніх елювійованих горизонтів (простих солей при вилуговуванні; мулистих і колоїдно-дисперсних часток при лесиважі; складного комплексу органічних, органо-мінеральних і мінеральних сполук при опідзолені й осолодінні тощо).

Процеси ілювіювання є одними з найважливіших елементарних типодіагностичних ґрунтових макропроцесів, які активно беруть участь у формуванні широкого спектру ґрунтів підзолистого, лесиважного, солонцевого і осолоділого ряду. Ілювійованість ґрунтів є дуже “чутливим” генетичним показником, який дає змогу у зіставленні з іншими даними, встановити найменші трансформації ґрунтової маси і точно діагностувати генетичну приналежність ґрунту.

Ілювіально-акумулятивні процеси чітко проявляються морфологічно. Одночасно, вони обов’язково повинні бути підтверджені лабораторно-аналітичними даними (в системі опорних розрізів), оскільки ознаки, притаманні власне ілювійованій ґрунтовій масі, часто зумовлені іншими, не ілювіальними причинами (наприклад оглиненням профілю).

Суть процесів ілювіювання визначається самою їхньою назвою, яка походить від латинського слова *illuo* – вмиваю. Залежно від складу і особливостей речовини яка вмивається, процес ілювіювання представлений широким спектром елементарних ґрунтотворних макропроцесів: *гумусово-ілювіальний, глинисто-ілювіальний, залізисто-ілювіальний, Al-гумусово-ілювіальний, Fe-гумусово-ілювіальний, Al-Fe-гумусово-ілювіальний, підзолисто-ілювіальний, карбонатно-ілювіальний, солонцево-ілювіальний*.

Гумусово-ілювіальний процес – це процес акумуляції і накопичення в середній частині профілю різних мобільних гумусових речовин.

У результаті складних біохімічних процесів трансформації органічних залишків (гуміфікація) у лісовій підстилці (степовій повсті) і зоні ризосфери ґрунту, відбувається постійне утворення складної системи неспецифічних (низькомолекулярні органічні кислоти, амінокислоти, білкові сполуки тощо) і специфічних (гумусові кислоти) органічних речовин. Склад, властивості і подальша поведінка цих органічних речовин досить різні, що залежить від їхньої мобільності і реакційної здатності до утворення органо-мінеральних сполук. Наймобільнішими серед гумусових речовин є фульвокислоти (ФК), менш рухомими є гумінові кислоти (ГК). Крім того, окремі фракції цих гумусових кислот також відзначаються різною мобільністю.

Гумінові кислоти і фульвокислоти, утворившись у верхній гумусовій частині профілю, вступають у реакції взаємодії з мінеральною частиною ґрунту. Певна кількість гумусових речовин у результаті цієї взаємодії утворюють складні гумусово-мінеральні солі і комплексні сполуки, які залишаються на місці свого утворення. Згідно з законом хімічної кінетики першими вступають у взаємодію з мінеральними компонентами ґрунту ті гумусові сполуки, які в результаті такої взаємодії утворюють нейтральні або складні гумусово-мінеральні солі, здатні до осадоутворення. Такими гумусовими сполуками є гумінові кислоти. Саме вони і їхні органо-мінеральні похідні утворюють

перший, найбільш темний і відносно збагачений гумусом ґрунтовий горизонт.

Механізм розвитку процесу. Вниз по профілю виносяться головно гумусові речовини, які не прореагували з мінеральними компонентами, або утворили з ними такі ж мобільні сполуки. Головним чином ними є вільні, наймобільніші і найагресивніші фракції фульвокислот – фракції ФК-1 і ФК-1а. Їхній відносний вміст у складі гумусу, після осадження гумінових кислот, як правило, зростає вниз по профілю. Отже, через досить енергійну сепарацію (диференціацію) гумусових речовин в міру їхнього проникнення у ґрунтовому профілі, найбільших глибин досягають найдисперсніші, а значить і найрухоміші, стійкі у стані розчину фульвокислоти, фракцій 1 і 1а. У такий спосіб відбувається ілювіювання, переважно, фульвокислот.

Шляхи проникнення цього “агресора” добре проглядаються у середній, ілювійованій частині профілю у формі “заклинків”, “язиків” і “кишень” кремнеземистої присипки SiO_2, а також “з’їденості”, “виязвленості” самої ґрунтової маси таких ділянок (морфонів) ілювіального горизонту. Мінеральні зерна силікатної маси в морфонах цих заклинків повністю відмиті від високодисперсних глинисто-колоїдних фракцій, мають губчасті грані. Насичуючись кремнеземною присипкою, цей горизонт стає пухкішим, сильно пористим, часто губчастої структури. Особливо показові у цьому випадку залишки ілювіального горизонту солонців, які зазнають осолодіння. Стовпчаста структура цих ґрунтів зберігає частково свою форму, але губить при цьому свої колишні якості сильно ілювійованої маси – щільність, зв’язність, пластичність. У кінцевому результаті солонцевий горизонт руйнується повністю. Правда, причина такого руйнування солонцевих горизонтів при осолодінні інша. Це, перш за все, інтенсивне оглеєння, яке поєднується з енергійним вилуговуванням.

Транзитом проходять крізь весь ілювіальний горизонт також і прості солі, у тому числі карбонати. Вимиваються частково і ввібрані основи, хоча насиченість ними ґрунтово-вбирного комплексу помітно збільшується, порівняно з елюві-

альним горизонтом. Зростає ємність вбирання, оскільки збільшується вміст головного фактору вбирання – колоїдної частини ґрунтів, вторинних мінералів. Зате зменшується кислотність ґрунту внаслідок поступової нейтралізації кислих продуктів, що вмиваються зверху, зменшується вміст увібраних H^+ і Al^{3+}.

Згадані вище властивості багато у чому визначають поведінку і долю значного числа продуктів, які вимиваються зверху. У тому числі солей гумусових кислот – гуматів і фульватів, простих колоїдно-дисперсних систем – негативно заряджених золів гумусу. В дрібноземистих ґрунтах (суглинкові і глинисті) відповідні горизонти ілювіюються, як правило, суцільно, але все ж нерівномірно. Це добре видно за плямами і натіками сесквіоксидів, гумусу тощо, частина яких утворюється, імовірно, шляхом лесиважу (осадженням суспензій, що проникли по тріщинах і червоточинах тощо).

Головна ж маса гумусових речовин у певних ґрунтах (підзолисті ілювіально-гумусові ґрунти) осаджується з тонкодисперсних розчинів, які проникають зверху і майже наскрізь просочують ґрунтову масу ілювіально-гумусових горизонтів.

Осадження гумусових речовин з розчинів зумовлене багатьма причинами: простою коагуляцією при висиханні чи промерзанні ґрунту, при впливі електролітів і ввібраних основ (яких тут більше ніж в елювіальній частині профілю), усередненням реакції ґрунтового розчину (при підвищенні pH до так званої ізоелектричної точки), також взаємною коагуляцією комплексних золів внаслідок зміни їхньої концентрації, окиснення, усереднення pH тощо.

Отже, при ілювіюванні з верхніх горизонтів низхідними токами вологи більш чи менш постійно вмивається в середню частину профілю велика кількість розчинених у ній різноманітних продуктів гідролізу ґрунтової маси. Вони представлені різними групами і формами речовин:

1) солями гумусових кислот – гуматами і фульватами металів;

2) простими колоїдно-дисперсними системами (негативно зарядженими золями гумусу і кремнезему, позитивно зарядже-

ними золями сесквіоксидів (Fe_2O_3, Al_2O_3, точніше гідрооксидів Fe і Al);

3) складними комплексними органо-мінеральними золями (гумус-R_2O_3, SiO_2-R_2O_3, гумус-SiO_2-R_2O_3);

4) високомобільними закисними сполуками Fe^{2+} і Al^{2+};

5) внутрішньо-комплексними органо-мінеральними сполуками (хелатами);

6) лесивованими мулисто-колоїдними комплексами.

Переміщення в профілі ґрунту багатьох хімічних елементів-металів відбувається під “захистом” органічної речовини. Найдисперсніші з них частково промиваються наскрізними токами вологи аж до ґрунтових вод. Це насамперед комплексні золі гумусових речовин із закисним Ферумом і Манганом. У піщаних ґрунтах, і навіть у власне ґрунтових ілювіальних горизонтах, вони окиснюються і відкладаються у формі ортзандів або псевдофібрів (мають вигляд вузьких, дуже хвилястих слабозцементованих залізистих іржаво-бурих прошарків різної товщини). Псевдофібри і ортзанди також утворюються і в інший спосіб – шляхом гідрогенної акумуляції сполук закисного Феруму у зовнішній зоні капілярної бахроми, яка контактує з атмосферним Оксигеном. Таких прошарків може бути декілька і розташовані вони на різних рівнях, маркуючи тим самим палеорівні ґрунтових вод.

У суглинкових і глинистих ґрунтах спостерігається інша картина. Відповідні їхні горизонти ілювіюються, як правило, суцільно, але все ж, нерівномірно. Це добре помітно за плямами і натіками сесквіоксидів, гумусу тощо. Проте, частина цих плям і натіків утворюється шляхом лесиважу (осадження суспензій, що проникли по тріщинах і червоточинах). Головна ж маса речовин осаджується в ілювіальному горизонті з тонкодисперсних (іонно-молекулярних і колоїдно-дисперсних) розчинів, які майже суцільно просочують ґрунтову масу. Ці речовини надходять із низхідними токами вологи.

Осадження речовин із розчинів зумовлене різними причинами:

1) простим осадженням при висиханні чи промерзанні ґрунту;

2) при взаємодії електролітів і ввібраних основ, кількість яких з глибиною зростає;

3) нейтралізацією реакції ґрунтового розчину (за підвищення pH до “ізоелектиричної” точки);

4) взаємною коагуляцією комплексних золів унаслідок зміни їхньої концентрації, окиснення, нейтралізації pH або з інших причин.

При цьому, у результаті такої взаємодії силікатних компонентів (SiO_2, R_2O_3, основ) відбувається ресинтез, тобто вторинний синтез, новоутворення глинистих мінералів – монтморилоніту, бейделіту, нонтроніту, хлориту тощо. Головна маса матеріалу, який при цьому осаджується, представлена складними і простими гелями гумусу, кремнезему, сесквіоксидів тощо.

Відповідно до цього змінюється гранулометричний і валовий хімічний склад ілювіальних горизонтів. Вони збагачуються мулистою фракцією, сесквіоксидами та іншими речовинами. Накопичуються також інші сполуки – гумус, деякі солі (фосфати). Збільшується ємність вбирання і насиченість ґрунтово-вбирного комплексу основами, знижується кислотність, усереднюється реакція ґрунтового розчину. Все це разом дуже яскраво і достовірно демонструє генетичну природу ілювіального горизонту. Ця внутрішня специфіка складу і властивостей ілювіального горизонту чітко відображається на зовнішньому вигляді ґрунтів. Ілювіальні горизонти набувають досить характерного іржаво-червоного або червонувато-бурого забарвлення у ґрунтах підзолистого ряду, і глянцево-чорного або глянцево-бурого забарвлення у солонцюватих ґрунтах, дуже щільного майже злитого складення, високої зв’язності, пластичності, характерної структури. Всі ці ознаки, особливо при порівнянні їх з аналітичними даними, дають змогу безпомилково діагностувати ілювійованість ґрунтової маси.

Залізисто-ілювіальний процес притаманний переважно хімічно малоактивним ґрунтам легкого гранулометричного складу (піщані і супіщані). Результатом цього процесу є один із способів утворення псевдофібрів і ортзандів. У разі грудкуватої чи призматичної структури ґрунту акумуляція сполук Феруму відбувається на їхніх гранях у формі вохристої плівки оксидів Феруму. Цей процес дуже поширений у дернових приховано-підзолистих, дерново-слабопідзолистих і дернових опідзолених піщаних ґрунтах Полісся.

Глинисто-ілювіальний процес є закономірним завершенням процесу лесиважу в середній частині ґрунтового профілю. Його результатом є акумуляція глинистих мінералів в ілювіальному горизонті ґрунтів. Морфологічно він проявляється у формуванні текстурно-диференційованих ґрунтів зі щільним, часто метаморфізованим горизонтом *Itm* горіхувато-призматичної структури. Найбільш характерний для групи лесивованих ґрунтів, серед яких – буроземи, сірі лісові ґрунти з виразними морфологічними ознаками ілювіювання глини [6].

Залізисто-гумусово-ілювіальний процес призводить до акумуляції і накопичення в серединному ілювіальному горизонті аморфних оксидів Феруму в комплексі з гумусовими речовинами, які винесені з верхніх елювійованих горизонтів. Частково цей процес бере участь у формуванні вохристо-бурих ортзандів і псевдофібрів, а також темно-бурих плівок на горіхувато-призматичних поверхнях структурних агрегатів ілювіального горизонту ясно-сірих легко- і середньосуглинкових ґрунтів.

Підзолисто-ілювіальний процес супроводжує ілювіальне накопичення комплексу різних мінеральних сполук, від аморфних сесквіоксидів Феруму й Алюмінію до глинистих мінералів, у середній частині профілю у формі щільного і важкого за гранулометричним складом, добре вираженою горіхуватою і призматичною структурою горизонту *Itm* з червоно-бурими аржиланами на гранях.

2.4. Метаморфічні ЕҐП

Метаморфічні ЕҐП – це група процесів трансформації породотвірних мінералів *in situ* без елювіально-ілювіального перерозподілу компонентів у ґрунтовому профілі.

По суті, ця генетична група належить до процесів кори вивітрювання. Вони охоплюють всю зону гіпергенезу континентальних відкладів і є явищем трансформації первинних мінералів у вторинні. Функцією метаморфічних процесів є поступове перетворення гірських порід і мінералів у процесі ґрунтоутворення. Належать до ґрунтових тому, що наявні у межах ґрунтового профілю. Для відокремлення метаморфічних процесів у товщі ґрунту від аналогічних процесів кори вивітрювання, їх позначають терміном "внутрішньо-ґрунтове вивітрювання". Насправді важко визначити, чи та або інша властивість, наприклад мінералогічний склад ґрунту, є результатом внутрішньоґрунтового чи до ґрунтового вивітрювання.

До групи метаморфічних ЕҐП належать: *глейовий процес (оглеєння), процеси оглинення (сіалітизація, монтморилонітизація, ілітизація), ферсіалітизація, фералітизація, рубефікація (феритизація), озалізнення, олівізація, гумусоалітизація, злитизація, оструктурення, процеси затвердіння (петрифікація, панцероутворення, кіркоутворення, кірасоутворення), мармуризація.*

2.4.1. Глейовий процес (оглеєння)

Глейовий процес – це складний біогеохімічний процес метаморфічного перетворення органічної і мінеральної речовини у результаті постійного чи тривалого періодичного перезволоження ґрунту, що призводить до інтенсивного розвитку відновних процесів, інтенсивного кислотного впливу на мінеральний субстрат, відновлення елементів з перемінною валентністю (в першу чергу Феруму), руйнування первинних і вторинних мінералів, елювіювання Феруму, синтез специфічних вторинних мінералів з іонами низької валентності у кристалічній ґратці.

Докучаєв В. і його учні ніколи не використовували поняття “глей”, “глейовий процес” чи “глеєутворення”. Вперше така термінологія була запропонована ґрунтознавцем-гідрологом Г. Висоцьким у статті “Глей” в журналі “Почвоведение” за 1905 рік [1]. У тій публікації Г. Висоцький вперше відкрив глей і невідомий до цього глейовий процес. Він не тільки описав глей, глейові горизонти, але й дав свою концепцію глеєутворення як самостійного ґрунтотворного процесу, який пізніше був визнаний науковим відкриттям. Після робіт Г. Висоцького основна увага приділялася вивченню хімічних аспектів цього процесу, його впливу на міграційну активність Fe, Al та інших металів.

Глейовий процес є одним із найбільш поширених на земній суші ґрунтотворних процесів. Пізнання природи цього процесу є ключем до розуміння загальних закономірностей ґрунтоутворення в ландшафтах, де є перезволоження ґрунту. В зонах надлишкового зволоження (тундра, лісотундра, північна, середня і південна тайга, вологі тропіки і субтропіки) глейовий процес є абсолютно домінуючим ґрунтовим процесом. Він часто визначає напрям ґрунтоутворення, будову і властивості ґрунтового профілю. В засушливих зонах (степ, сухий степ, напівпустелі і пустелі) основною причиною появи глейового процесу є близьке залягання, переважно немінералізованих, ґрунтових вод. Важливу роль тут відіграє перезволоження, яке зумовлене гідротехнічним будівництвом і зрошуваним землеробством.

Рушійна сила розвитку процесу. Головною причиною прояву глейового процесу є нестача, або навіть повна відсутність вільного молекулярного кисню у ґрунтовому повітрі і ґрунтовій волозі, а також ґрунтових водах, які зволожують ґрунт. Отже, створення анаеробних умов у ґрунті є рушійною силою розвитку цього процесу. Такі умови виникають у ґрунті при вмісті в ґрунтовому повітрі 2,5–5,0 % і менше вільного молекулярного кисню.

Важливим для встановлення глейового режиму є газообмін між ґрунтом і атмосферою. При добрій аерації вміст O_2 у ґрунтовому повітрі аналогічний вмісту в атмосфері – 21,0 %. В ущільнених, особливо безструктурних і щільних ілювіальних

горизонтах, аерація дуже погіршується. Тим самим знижується вміст кисню в ґрунтовому повітрі та розчині, часто до вказаного критично низького (анаеробного) рівня.

Чинники розвитку процесу. Для виникнення глейового процесу необхідно і достатньо одночасної дії на мінеральний субстрат трьох важливих чинників: 1) перезволоження; 2) органічної речовини, яка здатна до ферментативного бродіння і генерації різних низькомолекулярних активних органічних сполук (одно-, дво- і триосновних кислот, фенолів, поліфенолів тощо); 3) гетеротрофної анаеробної мікрофлори.

Ці чинники є визначальними в умовах виникнення глейового процесу в кислих, нейтральних і вилугуваних ґрунтах, незалежно від їхньої приуроченості до природних зон і елементів рельєфу. Синтезовані в анаеробних умовах органічні сполуки мають триєдиний вплив на мінеральний субстрат. Вони здатні не тільки відновлювати полівалентні метали, утворювати з ними комплексні металоорганічні високомобільні сполуки, але й діяти як кислоти що розчиняють оксиди, мобілізуючи елементи з кристалітів мінералів.

Глейовий процес – це одночасно й елювіальний процес, який діє через *фероліз.* Ступінь вираження глейового процесу може суттєво варіювати залежно від характеру гідрологічного режиму ґрунту. Він максимально повно проявляється в умовах застійно-промивного водного режиму, коли у результаті глеєутворення відбувається максимальне винесення не тільки Fe і Mn, але й Al, Ca, Mg, а також мулистої фракції дрібнозему. При цьому, втрати несилікатного Феруму не збалансовані одночасним привнесенням його у результаті будь-яких інших вторинних процесів (біогенна акумуляція).

Єдиною важливою передумовою розвитку глейового процесу, за вище названих умов і факторів, є відсутність у ґрунтах сульфатів, а в ґрунтових водах і ґрунтовому повітрі – сірководню H_2S. Ці передумови є дуже важливими, адже відновні умови не завжди викликають розвиток глейового процесу, через відсутність феролізу. Тому поняття “анаеробіоз” чи “відновні умови” не є синонімами глейового процесу.

Відсутність чи блокування глеєутворення зумовлене тим, що сульфати порід або вод в анаеробному середовищі за наявності органічної речовини і анаеробної мікрофлори (в даному разі під дією сульфатредукційних бактерій) піддаються відновленню. Це явище називається *сульфатредукцією*. При цьому утворюється газ сірководень H_2S. Якщо у відновному середовищі є іони двохвалентного Fe^{2+}, тоді при взаємодії з сірководнем утворюється Ферум сульфід FeS, який випадає в осад. У такому випадку, втрата Феруму через блокування процесу феролізу не відбувається, а глейовий процес не реалізується у повному обсязі.

Є дві групи сульфатовмісних порід: сульфати Ca і Mg, а також сульфати Na. В результаті сульфатредукції сполуки Феруму випадають в осад, а в ґрунті з'являються нейтральні (кальцит $CaCO_3$) (*формула 1*) або токсичні (сода Na_2CO_3) (*формула 2*) солі.

Реакції сульфатредукції різних солей:

$$C_6H_{12}O_6 + 3CaSO_4 \rightarrow 3CO_2 + 3CaCO_3 + 3H_2S + 3H_2O + Q \qquad (1)$$
$$H_2S + Fe(OH)^{+}{}_2 \rightarrow FeS\downarrow + 2H_2O$$

$$C_6H_{12}O_6 + 3Na_2SO_4 \rightarrow 3CO_2 + 3Na_2CO_3 + 3H_2S + 3H_2O + Q \qquad (2)$$
$$H_2S + Fe(OH)^{+}{}_2 \rightarrow FeS\downarrow + 2H_2O$$

У першому випадку, в результаті сульфатредукції поряд із Ферум сульфідом виникає нейтральна сіль – Кальцій карбонат, яка не впливає негативно на властивості ґрунту і рослини.

У другому випадку, побічним продуктом сульфатредукції є поява соди $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$, яка є найбільш токсичною для рослин і негативно відображається на властивостях ґрунту: сильно підлужнює середовище (pH >9), стимулюючи при цьому його осолонцювання, деградацію структури, ущільнення, злитизацію, зниження водопроникності через закупорку пор Ферум сульфідом. Ферум міцно фіксується *in situ* до тих пір, поки в ґрунті зберігаються анаеробні умови. Змінюються тільки форми несилікатного Феруму – оксиди і сесквіоксиди Феруму перехо-

дять у Ферум сульфід. При цьому, незважаючи на відновлення Феруму, не виникає сизий глей або інше холодне забарвлення ґрунтової маси, притаманне глею. У цьому випадку, Ферум, взаємодіючи із сірководнем, утворює чорний колоїдний мінерал *гідротроіліт* – $Fe(HS)_2 \cdot nH_2O$, який дуже мажеться і надає горизонту чорного забарвлення.

Перезволоження ґрунту (природне чи антропогенне) настає за вологості понад загальну (польову) вологоємність (ЗВ). Ґрунт набуває пластичного або текучого стану. Змінюються його реологічні, текстурні та інші параметри. Перезволоження проявляється за двох умов: відсутності в ґрунті органічної речовини здатної до бродіння, та її наявності. За першої умови перезволоження супроводжується гідратацією мінеральних колоїдів і набуханням. В суху фазу відбувається просідання, латеральний розрив і утворення (в суглинкових і глинистих ґрунтах) вертикальних тріщин і структури. В таких умовах ґрунт може тривалий час перебувати у стані перезволоження, яке не призводить до розвитку анаеробних умов: при цьому не знижується окисно-відновний потенціал (ОВП), не утворюються продукти зброджування, не виникають редуковані органічні і мінеральні сполуки, а тверда фаза не зазнає суттєвих змін хімічних властивостей. Такий варіант перезволоження буває рідко.

У ґрунтовому покриві абсолютно переважають умови, за яких перезволоження відбувається в присутності органічної речовини, яка здатна до зброджування. Тут можуть виникнути два варіанти розвитку ґрунтових процесів, що залежить від хімічного складу ґрунтового субстрату. Якщо субстрат містить різну кількість органічної речовини, але тверда фаза без сульфатів, тоді ґрунтоутворення відбувається в напрямку посиленої акумуляції гумусу, торфоутворення або глеєутворення (можливі глибокі зміни фізичних і хімічних властивостей). Якщо ж тверда фаза містить сульфати, тоді відбувається сульфатредукція ґрунту (можливі зміни фізичних, особливо різко – хімічних властивостей).

Глейовий процес спричиняється життєдіяльністю анаеробних гетеротрофних бактерій масляно-кислого бродіння: вуглево-

дів (*Bac. amylobacter*, *Clostridium pasterianum*); целюлози (*Bac. cellulosae hydrogenicus, Bac. cellulosae methanicus*) – перші з яких виділяють при розкладі водень, а другі – метан; білків (*Bac. putrificus*, *Bac. sporogenes*); бактерій, що відновлюють Ферум (*Bac. polymixa*, *Bac. circulans*); бактерій денітрифікації (*Bac. denitrificans*, *Bac. fluorescens*, *Bac. punctatum*); бактерій сульфофікації, які відновлюють сульфати у сульфіди.

Оглеєння на початку завжди супроводжується незбалансованим вилуговуванням основ, а в застійних умовах – акумуляцією сполук Феруму, Сульфуру, Фосфору і Силіцію.

Механізм глейового процесу. Навіть порівняно неглибокі зміни водного режиму ґрунтів спричиняють глибоку трансформацію органічної речовини, здатної до ферментативного бродіння. У результаті цієї трансформації в анаеробних умовах різко збільшується вміст найагресивніших фракцій органічної речовини. Їхнє походження пов’язане з ферментативним перетворенням органіки в анаеробних умовах. Тому глейовий процес – це процес, при якому можливий найпотужніший кислотний вплив на мінеральний субстрат ґрунту.

Більшість синтезованих при оглеєнні сполук кислотної природи мають потужний триєдиний вплив на мінеральну масу: по-перше, вони діють як органічні кислоти, по-друге, як речовини, котрі здатні до утворення комплексних і внутрішньокомплексних сполук, і по-третє, як відновлювачі. Відновний (редукційний) вплив на мінеральний субстрат при глеєутворенні посилюється й тим, що за анаеробного бродіння в газовій і водній фазах ґрунту накопичується значна маса неорганічних і низькомолекулярних органічних відновлювачів – аміак, метан, сірководень і водень.

Підвищення зволоження ґрунту і зсув ОВП у бік посилення відновних процесів можуть мати двоякий вплив на якість гумусу. Помірне зволоження і зсув ОВП до межі не нижче 300–400 mV прямо або опосередковано сприяє накопиченню органічної речовини і посиленню її гуматності. При затопленні ґрунту і глибокому анаеробіозі, коли ОВП падає до 100–200 mV і нижче, можна очікувати розпаду гумінових кислот і збіднення

ними гумусу, тобто абсолютне нагромадження фульвокислот і зниження показників Сгк:Сфк. Найагресивніший гумус формується в ґрунтах і горизонтах із короткочасним застійно-промивним режимом. Із наростанням ступеня гігроморфізму відбувається закономірне збільшення абсолютного вмісту найагресивніших фракцій гумусових речовин (ФК-1 і ФК-1а).

Підзолистий і глейовий горизонти в ґрунтах гідроморфного і напівгідроморфного ряду формуються під впливом близького за складом гумусу. Тобто, глейові горизонти, як і підзолисті зазнають впливу агресивних і найбільш рухомих фракцій гумусу (кислотний гідроліз). Тому ці горизонти, як і ґрунти, за своїми морфологічними і хімічними властивостями дуже подібні між собою.

При посиленні гідроморфізму змінюється вміст і склад неспецифічних органічних сполук з високою хімічною активністю – це амінокислоти, низькомолекулярні органічні кислоти тощо. В більшості автоморфних ґрунтів відбувається селективне збагачення ґрунту більш стійкими формами амінокислот – нейтральними (*гліцин*, *аланін*, *валін*, *лейцин*, *ізолейцин*). Короткочасне надлишкове зволоження не впливає на зміну співвідношення у складі амінокислот, зокрема між нейтральними та дикарбоновими (*глютамінова*, *аспарагінова*) формами. Зростання ж гігроморфізму призводить до різкого збільшення загальної суми амінокислот (у глейових ґрунтах у 2,5–3,0 рази), зокрема частки вільних дикарбонових амінокислот, оксиамінокислот (*теонін*, *серин*), хлорофілу, зеленого пігменту (Pg-фракція), вуглеводів (утричі). Отже, оглеєння супроводжується кількісними і якісними змінами складу активної частини органічної речовини ґрунтів, збільшенням концентрації низькомолекулярних кислот і посиленням факторів кислотного впливу на мінеральний субстрат.

Кислотний гідроліз мінеральної речовини. Всі рухомі й активні органічні сполуки зумовлюють, визначають мобілізацію і рухомість дво- і тривалентних металів. Під впливом анаеробного зброджування вуглеводів відбувається відновлення і послідовна мобілізація елементів з кристалічної ґратки первинних і вторинних мінералів (закон Я. Сюта, 1962): *по-перше*, відбува-

ється швидкий перехід у розчин Ca (Mg), Fe і Al; *по-друге*, пік виносу Феруму настає після найактивнішого елювіювання лужноземельних металів, а достовірне збільшення вмісту Алюмінію в розчині настає тільки після спаду піку концентрації у ньому Феруму (перехід у розчин Алюмінію у максимальних кількостях починається після винесення основної маси несилікатного Феруму); *по-третє*, у відносно невеликих кількостях винесення Феруму й Алюмінію спостерігається відразу після взаємодії ґрунту з продуктами анаеробного розпаду вуглеводів, тобто ще при відносно високому вмісті Кальцій і Магній карбонатів.

В анаеробних умовах глейового процесу розчинність Феруму збільшується в 400 разів, а розчинність Алюмінію – в 3–4 рази.

В умовах застійного водного режиму тривале оглеєння зумовлює незначне підкиснення ґрунтів на флювіогляціальних пісках, не змінює pH розчину карбонатної морени і досить слабо підлужнює ґрунт на лесоподібному суглинку. Останнє зумовлено ізоморфним заміщенням і витісненням у розчин лужноземельних металів з кристалічної ґратки алюмосилікатів.

В умовах застійно-промивного режиму в некарбонатних ґрунтах і в ґрунтах на неосновних породах, різко збільшується актуальна і обмінна кислотності. Незалежно від хімічного складу порід, на яких сформувалися ґрунти, оглеєння на фоні застійно-промивного режиму супроводжується зниженням вмісту ввібраного Ca^{2+}, досить незначним зменшенням вмісту Mg^{2+} і звуженням співвідношення Ca^{2+}:Mg^{2+} до 1. Одночасно, різко (в 60 разів) збільшується вміст рухомого Алюмінію в кислих оглеєних ґрунтах. При оглеєнні в умовах застійного режиму в 1,5–2,0 раза збільшується вміст аморфного неокристалізованого Феруму і органо-мінерального Феруму, і помітно зменшується кількість загального несилікатного Феруму. Мобілізація рухомих форм Феруму при застійно-промивному режимі призводить до неперервного винесення цього металу з кислого лесоподібного суглинку. Одночасно, при оглеєнні ніяких трансформацій не зазнає тільки кварц SiO_2, завжди спостерігається різке збільшення високодисперсного кремнезему у витяжці Тамма. Отже, при оглеєнні в умовах застійно-

промивного режиму всі ґрунти і породи піддаються максимальному знезалізненню через фероліз. Чим інтенсивніше знезалізнення, тим більший вміст Fe^{2+} у мінеральній масі.

Інтенсивному знезалізненню піддається не тільки ґрунт, але й мулиста фракція. При цьому, виноситься переважно гідроокисний Ферум (несилікатний), а силікатний залишається стабільним. Алюміній з мулу не виноситься. Проте відносно накопичується аморфний кремнезем. Втрата несилікатного Феруму, який формує тепле (палеве, буре, світло-коричневе) забарвлення кутан на поверхні мінеральних зерен і мікроагрегатів, призводить до зміни забарвлення і водостійкості агрегатів. Видалення несилікатного Феруму на 30–40 % знижує їхню стабільність. При цьому з оглеєних кислих горизонтів виноситься більше 50 % мулистої фракції.

Наслідком глейового процесу може бути *хлоритизація* і *нонтронітизація* ґрунту, ослаблення структурних зв'язків та ізоморфне витіснення Алюмінію з кристалічної ґратки мінералів. На фоні високого вмісту в розчині полівалентних металів виникають умови для розвитку процесу *сіалітизації* ґрунту.

Механізм відновлення полівалентних металів. Це основна умова для елювіювання Феруму у процесі феролізу. Традиційно глейовий процес трактують як відновлення оксидних сполук ґрунту в закисні шляхом втрати Оксисену сполукою, що відновлюється. Наприклад, при денітрифікації:

$$2KNO_3 – O_2 \rightarrow 2KNO_2$$

Відновлення може відбуватися також шляхом приєднання Гідрогену:

$$2CHCOOH + H_2 \rightarrow 2CH_2COOH$$

Проте в ширшому значенні, механізм відновлення відбувається через набуття речовиною, що відновлюється, електронів без участі O_2 та H_2. Таке приєднання електронів супроводжується зниженням валентності. Такі перетворення в ґрунті є зворотними, оскільки відновлені речовини за відповідних умов

окиснюються і, віддаючи електрон, підвищують свою валентність. Процеси окиснення і відновлення в ґрунті перебувають у постійній динамічній рівновазі. Наприклад:

$$Fe^{3+} - e \leftrightarrow Fe^{2+} \text{ або } Mn^{4+} - 2e \leftrightarrow Mn^{2+}$$

Морфологія процесу. В результаті глейового процесу майже повсюдно виникають ґрунти зі світлими, кислими елювіальними горизонтами, що збагачені кремнеземом. Є чотири причини виникнення характерного забарвлення при глейовому процесі (див. табл. 2.2). Морфохроматичні ознаки глейового процесу визначаються насамперед особливостями мінералогічного складу й окисно-відновного режиму.

Основною причиною появи забарвлення холодних тонів (білуватий, сірий, сизувато-сірий, голубий тощо) оглеєних і глейових горизонтів є звільнення мінеральних зерен від оксидних залізистих кутан. У легких ґрунтах або горизонтах оглеєння зумовлює появу білуватого або сірого забарвлення. Оглеєні суглинкові або глинисті кислі чи нейтральні шари відзначаються сизуватим, сірим або сизо-сірим забарвленням, голубуватим, голубувато- або зеленкувато-сизими його відтінками.

Супровідною причиною, що зумовлює появу характерного холодного забарвлення оглеєних горизонтів, є утворення в ґрунтовому розчині сполук двовалентного Феруму:

$$\underset{\text{бурий колір}}{2Fe(OH)_3} + Fe^{2+} + 2OH^- \rightarrow \underset{\text{синьо-сірий колір}}{Fe_3(OH)_8}$$

Сполука $Fe_3(OH)_8$ існує у відновному середовищі і має голубувато-зелене, дуже нестійке забарвлення. При контакті з киснем ця сполука швидко окиснюється і набуває червоно-бурого кольору (окисна форма Феруму). Основна кількість Феруму (II) утворюється у результаті відновлення і переходу в розчин несилікатного Феруму кутан мінеральних зерен – це основна причина характерного забарвлення глею.

Таблиця 2.2

Причини і характеристика особливостей забарвлення перезволожених горизонтів у відновних і окисних умовах

Морфологічні особливості кольору	Горизонти збагачені			Горизонти не містять включень фосфорнокислого і сульфідного Феруму; карбонатів немає або не >15–20%
	вівіанітом $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$	сульфідом FeS; піритом FeS_2	карбонатами $CaCO_3$, $MgCO_3$	
Колір постійно перезволоженого горизонту у відновних умовах	На сіро-сизому фоні оглеєного горизонту включення яскраво-білих скупчень вівіаніту	Темнозабарвлений (від темно-сірого до чорного) горизонт, який мажеться	За високого вмісту розпиленої маси карбонатів у первинному стані зберігає природний колір породи, або близький до неї. При вторинному закарбоначенні можливе сизувато-сіре забарвлення	Унаслідок пептизації і винесення окисного Феруму на поверхні зерен мінералів проявляється природний колір первинних і вторинних мінералів алюмосилікатів: від білого до сизо-сірого і яскраво-сизого
Колір горизонтів в умовах тривалого окиснення	Переважно на брудно-сірому фоні включення яскраво-синіх плям керченіту $FePO_4$: α – керченіт темно-зелений; β – керченіт голубий. При подальшому окисненні – бурі (до червоного) включення берауніту $FePO_4 \cdot Fe(OH)_3 \cdot 3H_2O$	У зонах скупчення ярозиту – золотисто-жовтий; у зонах інтенсивного окиснення ярозиту – сизувато-сірий з вохристими плямами аморфного Ферум гідроксиду	Колір не зазнає суттєвих змін	Колір від білуватого і сірого до брудно-вохристого і сірувато-вохристого

2.4.2. Процеси оглинення (метаморфізація)

Результатом ґрунтоутворення є формування ґрунту, тоді як кінцевим продуктом вивітрювання (метаморфізації) гірських порід і мінералів є формування кори вивітрювання. Співвідношення між силікатною речовиною і сесквіоксидами у результаті вивітрювання і ґрунтоутворення добре ілюструється розрахунками молярних відношень SiO_2 : R_2O_3, де R_2O_3 = Fe_2O_3 + Al_2O_3. За цими показниками всі кори вивітрювання поділяють на:

1. *Алітні* (SiO_2 : R_2O_3 < 2,5), з поділом на власне алітні (Al_2O_3 різко домінує над Fe_2O_3), фералітні (Fe_2O_3 > Al_2O_3) і феритні (Fe_2O_3 > SiO_2 і Al_2O_3 не тільки в мулі, але й корі, у цілому).

2. *Сіалітні* (SiO_2 : R_2O_3 > 2,5) з поділом на власне сіалітні і ферсіалітні (характерне звуження співвідношення SiO_2 : Fe_2O_3).

На відповідних корах вивітрювання формуються різні за хімічним складом і властивостями ґрунти.

Оглинення – це група процесів метаморфічного перетворення первинних силікатів і алюмосилікатів з утворенням і відносним накопиченням *in situ* вторинних глинистих мінералів різного складу і властивостей. До цієї групи процесів належать: *сіалітизація*, *ілітизація і монтморилонітизація*, *фералітизація*.

Сіалітизація – це процес внутрішньоґрунтового вивітрювання первинних і вторинних мінералів з утворенням і відносним накопиченням *in situ* вторинних глинистих мінералів сіалітного складу.

Умови розвитку процесу. Просте погоризонтне зівставлення даних валового хімічного вмісту SiO_2 і R_2O_3, а також мулу, цілком достовірно вказує на незаперечну елювійованість верхніх горизонтів ґрунтів, які формуються в лісових ландшафтах бореального і суббореального клімату з промивним і періодично-промивним типами водного режиму, а також у засушливих районах степової зони з непромивним водним режимом.

Якщо генетична природа елювіальних горизонтів ґрунтів у цьому випадку є зрозумілою, то про ґенезу горизонтів, які

класифікують як ілювіальні, не така вже однозначна думка. Генетична природа ілювіальних горизонтів розкривається більш повно після зівставлення елювіального та ілювіального горизонтів не тільки між собою, але й з ґрунтотворною породою.

Зівставлення валового вмісту мулу, SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 і основ у кожному з цих генетичних горизонтів з їхнім вмістом у первинному субстраті (ґрунтотворній породі), з якої вони утворилися, засвідчує втрати або збільшення цих речовин. Останні зумовлені специфікою ґрунтотворного процесу в тому чи іншому конкретному горизонті.

Втрата ґрунтової речовини – це завжди її елювіювання, а збільшення різних груп речовин може мати різну ґенезу. За співвідношеннями між винесенням і накопиченням мінеральної речовини в ґрунті розрізняють три основних типи будови профілю ґрунтів бореального і суббореального поясу (підзолисті, дерново-підзолисті, сірі лісові, буроземи): елювіальний, елювіально-метаморфічний і елювіально-ілювіальний. Перших два типи є основними, а третій трапляється дуже рідко.

Щоб зрозуміти природу процесу сіалітизації, потрібно окремо розглядати поведінку двох складових цього процесу – сесквіоксидів і мулистої фракції.

У підзолистих і дерново-підзолистих ґрунтах спостерігається суттєва втрата Fe_2O_3 і Al_2O_3 в усіх горизонтах, порівняно з породою. В горизонті, який повинен би ілювіюватись, майже нічого не акумулюється. Більше того, порівняно з породою, з нього також вимиваються сесквіоксиди Феруму й Алюмінію, хоч і в невеликих кількостях. Валовий склад ілювіального горизонту майже аналогічний, як і в породі. Цей приклад ілюструє класичний прояв елювіального типу профілю підзолистих і дерново-підзолистих ґрунтів.

Аналогічна картина спостерігається в ясно-сірих лісових ґрунтах. Але в них виразно елювіюються з усього профілю, в тому числі з ілювіального горизонту (порівняно з породою) тільки сесквіоксиди Феруму й Алюмінію. Отже, профіль сесквіоксидів в ясно-сірих лісових ґрунтах також виразно елювіальний. Але, по-іншому поводить себе мулиста фракція,

яка накопичується в усьому профілі. Навіть в елювіальному горизонті вміст мулу на 22 % вищий, ніж у породі, а в ілювіальному ця перевага збільшуєтся до 90 %. Цей випадок з контрастною поведінкою сесквіоксидів і мулу ілюструє приклад елювіально-оглиненого або елювіально-метаморфічного типу профілю з текстурно-ілювіально-метаморфічним типодіагностичним горизонтом *Itm*. Цей горизонт традиційно називають ілювіальним, хоча в дійсності він є просто оглинений. На підтвердження цього висновку, в ілювіальних горизонтах ґрунтів підзолистого типу ґрунтоутворення накопичилося мулу більше, ніж його було винесено з усієї колонки елювіальних горизонтів. Єдино можливе джерело приросту мулистої фракції виникло у результаті вираженого процесу метаморфізації – оглинення ґрунтової маси ілювіальних горизонтів *in situ*, без привнесення мулу з верхніх елювіальних горизонтів. За валовим хімічним складом мулистої фракції ґрунтів підзолистого і опідзоленого типів, цей процес класифікується як сіалітизація.

Механізм процесу сіалітизації. Цей процес дуже складний, оскільки в різних природних зонах, де він поширений, він зумовлений різними причинами і агентами метаморфізації ґрунтової маси. В ґрунтах підзолистого і солонцевого типів вирішальна роль у процесах оглинення належить різним агентам: агресивним фульвокислотам (ФК-1 і ФК-1а) і їхнім солям, низькомолекулярним органічним кислотам, а також солям Натрію (сода) ґрунтового розчину і ввібраному Na^+. Диспергують і пептизують ґрунтову масу також досить активні тонкодисперсні негативно заряджені золі гумусу і кремнезему. Весь цей комплекс агентів руйнування, диспергації і пептизації мінеральної маси постійно надходить зверху в ілювіальну частину профілю, захищаючи позитивно заряджені золі сесквіоксидів від осадження. В ілювіальних горизонтах ґрунтова маса також інтенсивно гідролізується, диспергується і пептизується. Але на відміну від елювіальної частини профілю, всі ці тонкодисперсні продукти не вимиваються, а накопичуються там, тим самим оглинюючи її. Диспергація ґрунтової маси складає найхарактернішу рису ілювіальних горизонтів, які в дійсності є

переважно метаморфізованими – оглиненими на місці. Саме цією диспергацією і зумовлені чітко виражені морфологічні особливості, за якими так легко і безпомилково діагностуються у полі так звані ілювіальні горизонти.

Механізм оглинення ґрунтів солонцевого ряду однотипний, але дещо специфічний. Модель цього явища складає ядро теорії солонцевого процесу К. Гедройца. Він полягає в досягненні ґрунтом, ґрунтовий розчин якого збагачений NaOH, сульфатами натрію (сода), а ґрунтово-вбирний комплекс – ввібраним Na^+, – стану *супердисперсності*.

У ґрунтах підзолистого типу ґрунтоутворення під впливом агресивних агентів розкладу і гуміфікації біомаси відбувається внутрішньоґрунтове вивітрювання первинних силікатів і алюмосилікатів. Вони руйнуються фізично і хімічно. Частина продуктів руйнування вимивається. Найбільше з елювіальних горизонтів. Значно менше (особливо у ясно-сірих лісових ґрунтах) вони вимиваються з ілювіальних горизонтів. Найбільш стійкою до вимивання є колоїдно-дисперсна частина продуктів руйнування. Вона залишається на місці, збагачуючи ґрунт глиною.

Найінтенсивніше процеси внутрішньоґрунтового оглинення відбуваються в сучасних грубоскелетних ґрунтах (буроземи). У звичайних дрібноземистих ґрунтах на лесових породах вони відбуваються менш інтенсивно. Чим важчий гранулометричний склад ґрунту, тим менша інтенсивність процесів оглинення. Основну частину метаморфізованої маси (60–70 %) цих ґрунтів складає залишковий незвірений кварц, решту – залишкові зерна незвірених силікатів, алюмосилікатів, оксидів тощо, а також передколоїдно- і колоїдно-дисперсні продукти розкладу (гідролізу) цих мінералів і повторно синтезовані тонкодисперсні вторинні глинисті мінерали сіалітного складу (гідрослюди, монтморилоніт, змішаношаруваті мінерали, залишковий каолініт).

Усі ці групи речовин зазнають постійного впливу агентів розкладу, постійно змінюючись. Насамкінець, увесь цей складний комплекс перетворень направлений у сторону прогресуючої диспергації (подрібнення) ґрунтової маси. За рахунок руйнування грубих гранулометричних елементів (кам’янистого,

піщаного і пилуватого розміру) в ґрунті прогресивно зростає кількість мулистих часток. Таким способом оглинюються всі дрібноземисті і грубоскелетні ґрунти й окремі горизонти. Додатковим джерелом оглинення, яке не пов'язане генетично з процесами метаморфізації ґрунтової маси, є процеси лесивування глинистого матеріалу з верхніх горизонтів.

Інтенсивність процесів сіалітизації ґрунтової маси за рахунок її метаморфізації *in situ* дуже різна в різних ґрунтах і горизонтах. Вона залежить передусім від агресивності агентів оглинення і характеру гідротермічного режиму ґрунту.

Отже, головна причина оглинення ґрунтової маси – це фізичне подрібнення елементарних ґрунтових часток і гідроліз мінералів. Проте збагачуватись глиною ґрунти можуть тільки у тому випадку, коли продукти такого подрібнення будуть залишатися на місці свого утворення, а не вимиватися вниз по профілю.

Поєднання інтенсивної диспергації ґрунтової маси з переважаючою її акумуляцією на місці утворення (оглинення), забезпечуються в умовах теплого і помірно-теплого клімату, періодично-промивного і непромивного водного режимів, на багатих основами і мінералами ґрунтотворних породах, які легко звітрюються.

Ілітизація – це процес новоутворення (неосинтез) вторинних слюдоподібних глинистих мінералів – іліту або ілітоподібних структур, – у результаті необмінної сорбції (фіксації) Калію лабільними глинистими мінералами (вермикулітами, найбільш високозарядними монтморилонітами), або лабільними пакетами змішаношаруватих структур.

Незважаючи на досить детальний перелік відомих на сьогодні ЕҐП, збільшення точності діагностики (рентгендифрактометрія) вторинних глинистих мінералів дає змогу виділити серед процесів сіалітного оглинення ґрунтів, специфічного процесу – ілітизації (В. Алексєєв, 1990). Вперше термін *ілітизація* для пояснення явища збільшення вмісту гідрослюд у степових чорноземах, застосувала професорка Н. Чижикова (1968).

Умови виникнення процесу. Ілітизація відбувається в чорноземах, сірих лісових ґрунтах, алювіальних, солонцевих ґрунтах і рендзинах суббореального поясу. Вона посилюється при зрошенні чорноземів нейтральними і, особливо, лужними водами. Також сприятливі умови для ілітизації з'являються при внесенні підвищених доз калійних добрив, коли концентрація калійних розчинів збільшується. Ілітизація проявляється навіть за багатократного зволоження ґрунту дистильованою водою, з наступним його висушуванням. Все це різноманіття умов виникнення ілітизації вказує на неоднозначність механізмів розвитку цього процесу.

Механізми розвитку процесу. Вони ще до кінця не вивчені. Насправді процес ілітизації є значно складніший, ніж просто необмінна фіксація K^+ мінералами що набухають. В. Алексєєв пропонує поняття "ілітизація" поширити на всю сукупність генетичних процесів, у результаті яких у верхній частині профілю відбувається накопичення глинистих утворень, які діагностуються рентгеноструктурним методом як педогенний іліт. Природа такого накопичення різна, тому виділяють три види ілітизації:

1) *елювіальна* (або *відносна*), коли накопичення первинного іліту є відносним і відбувається в результаті лесиважу або руйнування глинистих мінералів з лабільною кристалічною решіткою (смектити), що набухає;

2) *рекристалізаційна*, коли іліт утворюється після мінералів, які набухають (розглядається як процес відтворення педогенної слюди);

3) *гідроксерогенна*, якщо новоутворення ілітоподібних структур у ґрунтах відбувається під впливом поперемінного зволоження і висушування, за явного дефіциту Калію в ґрунті.

Отже, неоднозначність механізмів ілітизації визначає її як складний процес накопичення в складі глинистої частини ґрунту іліту чи ілітоподібних структур у результаті елювіальних, калій-сорбційних, рекристалізаційних процесів і явищ поперемінного зволоження і висушування ґрунтової маси верхніх горизонтів.

Закріпленню Калію в міжпакетних проміжках лабільних мінералів сприяє близькість іонного радіусу K^+ до розміру гексагональних пустот тетраедричних сіток. Трансформація лабільних мінералів в іліти здійснюється через стадію змішаношаруватих структур, у яких пакети слюди (*А*) і лабільних мінералів (*В*) чергуються впорядковано або з тенденцією до упорядкованості за законами *АБАБ*…, *ААБААБ*…, або *ААААБААААБ*… – залежно від кількості фіксованого K^+. Причому, найміцніший зв'язок між іонами K^+ і силікатними шарами виникає при упорядкованому чергуванні пакетів за законом *АБАБ*… .

Аби відбувся процес ілітизації потрібно, щоб не тільки закріпився Калій, але й підвищився заряд неосинтезованого іліту. Механізм збільшення заряду виникає за рахунок втрати кристалічною ґраткою Si, тобто за рахунок часткового руйнування тетраедричної сітки.

Процес ілітизації залежить також від концентрації K^+ в розчині, особливо у верхніх горизонтах. Джерела Калію в ґрунтовому розчині різні: процеси розкладу рослинних залишків (особливо калійфільних видів); латеральний підтік підповерхневих ґрунтових вод з сусідніх підвищень рельєфу, які несуть із собою сполуки Калію в іонній формі; калійні мінеральні добрива тощо. Тому, процеси ілітизації в автоморфних ґрунтах локалізуються зазвичай у гумусовому горизонті, а в гідроморфних ґрунтах знижень рельєфу (солоді) – в усьому профілі.

Процес ілітизації є аградаційною трансформацією, за якої кристалічна решітка з лабільною структурою доповнюється матеріалом (іонами K^+), які надійшли в ґрунтовий розчин з інших ґрунтових компонентів, зазвичай з органічної речовини, звітрених каліємісних мінералів (польові шпати, мусковіт), або з калійними добривами.

Процес ілітизації супроводжується зменшенням зовнішньої і внутрішньої питомої поверхні, зниженням ємності катіонного обміну. З огляду на це його потрібно розглядати як явище деградаційного характеру, що вказує на деградацію високодисперсної мінеральної плазми ґрунту. При зрошуванні ґрунтів або застосуванні калійних добрив, тобто в умовах, коли

ілітизація має особливо помітний розвиток, вона повинна стати одним із ґрунтових показників, які підлягають екологічному контролю і моніторингу.

Монтморилонітизація – це процес внутрішньоґрунтового вивітрювання первинних силікатів і алюмосилікатів з утворенням і відносним накопиченням *in situ* вторинної глини переважно монтморилонітового складу (монтморилоніт, бейделіт, нонтроніт, сапоніт).

Цей процес може відбуватися також шляхом десилікації ненабухаючих сіалітних глин при обробці їх лужними водами, що містять крім основ, ще й кремнезем. Його ще називають "монтморилонітовим оглиненням". На відміну від сіалітизації, обумовлює накопичення в складі глин переважно монтморилоніту – так званої "бентонітової глини".

Умови розвитку процесу. Активно розвивається в умовах суббореального клімату з послабленим дренажем території і тимчасовим перезволоженням ґрунтової товщі. Монтморилонітизація може бути попередницею стадіям каолінітизації й алітизації, при фералітному вивітрюванні.

Механізм процесу. Загальна схема трансформації мінеральної маси при монтморилонітизації така:

Слюда → Іліт → Вермикуліт → Монтморилоніт

Усі трансформаційні зміни не відбуваються безпосередньо, а здійснюються через стадію змішаношаруватих мінералів, наприклад: хлорит-вермикулітових утворень:

Хлорит → Ґрунтовий хлорит → Вермикуліт → Монтморилоніт

Трансформація слюди у лабільні структури здійснюється через стадію змішаношаруватих мінералів у два послідовні мікропроцеси: а) заміщення міжпакетного K^+ гідратованими катіонами (Ca^{2+}, Mg^{2+}); б) механізм, що забезпечує зниження заряду тришарових пакетів.

Механізм заміщення міжпакетного Калію найчастіше зводиться до реакції катіонного обміну, коли відношення активності K^+ до активності інших катіонів у розчині буде нижчим за відповідний рівень, який контролюється термодинамічною константою реакції обміну (коефіцієнт селективності).

Механізм зниження заряду у процесі перетворення слюди у лабільні структури може реалізуватися різними шляхами:

а) в умовах нейтральної реакції він зводиться до окиснення октаедричного Fe (коли трансформуються триоктаедричні залізисто-магнезіальні слюди). Цей механізм є гіпотетичний, оскільки окиснення силікатного Fe такої слюди, зазвичай супроводжується депротонуванням гідроксильних груп октаедрів, тому в цілому заряд може і не знижуватися. До того ж, зниження заряду при утворенні лабільних мінералів є і в процесі трансформації флогопіту і мусковіту, які не містять у своїй ґратці Феруму;

б) в умовах кислої реакції він зводиться до протонування Оксигену кристалічної ґратки. Це підтверджується появою в процесі ґрунтоутворення більш низькозарядних лабільних мінералів у кислому середовищі – типу бейделіту; і більш високо зарядних структур в умовах менш кислої реакції. Цей механізм включає протонування Оксигену найперше тих “дефектних” тетраедрів, у яких є Алюміній, у результаті чого він стає більш рухомий і переходить у міжпакетний простір, змінюючи четвертну координацію на шестерну.

Фералітизація – це процес внутрішньоґрунтового вивітрювання первинних і вторинних силікатів і алюмосилікатів, з утворенням і відносним накопиченням *in situ* вторинної глини фералітного складу.

Супроводжується цей процес інтенсивною десилікацією, без утворення вторинного кварцу, з винесенням основ і надлишку кремнезему. У складі фералітизованого матеріалу переважають кварц, каолініт і мінерали групи сесквіоксидів Феруму (гетит – $Fe_2O_3 \cdot H_2O$) і Алюмінію (гібсит – $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$).

Окремими видами фералітизації є *каолінізація* (при переважанні каолініту в продуктах звітрювання), і *алітизація* (*бокситизація*) (при переважанні гібситу).

Умови розвитку процесу. Для розвитку інтенсивної фералітизації і формування фералітних ґрунтів на потужних (десятки – сотні метрів) корах вивітрювання необхідні: жаркий і вологий тропічний чи субтропічний клімат, елювіальний окисний режим ґрунтоутворення і суттєве відставання темпів ерозії від вивітрювання.

Потужний вплив біокліматичних умов призводить до того, що мінералогічний склад різних фералітних кір вивітрювання і ґрунтів досить одноманітний. Він представлений вузькою гамою мінералів, серед яких переважають вторинні мінерали фералітного складу.

Ґрунти, які формуються на різних за складом материнських породах, будуть мати близький, але дещо різний мінералогічний склад:

1. Червоноземи, які утворилися на елювії андезито-базальтів та інших основних і середніх порід складені переважно мінералами каолінітової групи (каолініт, галуазит), є багато гетиту, гібситу. Первинні мінерали сильно зруйновані або відсутні. До супутніх мінералів належать аморфні речовини, сесквіоксиди.

2. Червоноземи, які сформувалися на елювії гранітів та інших кислих порід, складені мінералами каолінітової групи, гідрослюдами, наявна невелика кількість домішок гетиту і гібситу. Частина первинних мінералів зруйнована. Серед супутніх мінералів наявні аморфні речовини, невелика кількість мінералів монтморилонітової групи і кварц.

3. Червоноземи на четвертинних відкладах, складені мінералами каолінітової групи, є велика кількість гідрослюд і монтморилоніту, невелика кількість гетиту і гібситу. Серед супутніх мінералів наявний кварц і аморфні речовини.

Важлива причина подібності мінералогічного складу різних ґрунтів при фералітизації пояснюється генетичним зв’язком мінералів. Під впливом комплексу факторів ґрунто- і мінералоутворення – породи, клімат, вік, рельєф, організми, – первинні

мінерали заміщаються вторинними, проходячи приблизно через такі стадії:

польові шпати, слюди → гідрослюди → монтморилоніт, бейделіт → каолініт, галуазат → гетит, гібсит

Важливою причиною накопичення каолініту в ґрунтах є промивний водний режим, при якому відбувається видалення кремнезему і основ без їх вторинної кристалізації. Чим більше розчинів проходить через ґрунт, тим імовірніша можливість утворення каолініту.

Механізм процесу. Руйнування і перетворення первинних мінералів відбувається шляхом гідролізу. Гідроліз силікатів передбачає розклад розчиненої частини силікату в результаті наявності в розчині сильної основи і слабкої кислоти. Процеси гідролізу стають помітними вже при температурі 2ºС і разом з посиленням дисоціації води вони зростають (через кожні 10ºС – удвічі). Неперервний притік іонів H^+ – це основна умова процесу гідролізу.

Іон Гідрогену H^+ в розчині фактично представлений гідроксонієм H_3O^+ з більшим іонним радіусом R_i (1,27), ніж у Na^+ (1,0), і більшим енергетичним коефіцієнтом (H^+ – 282 ккал, Na^+ – 115 ккал). Він, по суті, витісняє Na^+ з альбіту. Калій K^+, незважаючи на дещо більший R_i (1,33), але менший енергетичний коефіцієнт (92 ккал), також, хоч і важче, витісняється іоном Гідрогену.

Витісненням гідроксонієм H_3O^+ іонів K^+ і Na^+ порушуються зв’язки в кремнекисневих тетраедрах польових шпатів, а також знижується цементуюча роль K^+ у слюдах. Унаслідок цього решітки цих мінералів перебудовуються: перші – в слюди, другі – в каолініти. При цій перебудові у польових шпатах частина Алюмінію (від 2/3 до 1/2) перетворюється із тетраедричної координації в октаедричну. В слюдах цей же процес через стадію гідрослюд закінчується повним перетворенням в октаедричну координацію залишкової частини Алюмінію. Одночасно, виносяться частина SiO_2 і K та Na. Малі іонні радіуси Mg^{2+},

Fe^{2+} і Ca^{2+} у порівнянні з H_3O^+ і менші енергетичні коефіцієнти, ніж у Гідрогену, мають вплив на слабшу стійкість багатьох силікатів Ca^{2+}, Mg^{2+} і Fe^{2+}.

Важливою умовою фералітизації є винесення SiO_2 при вивітрюванні і ґрунтоутворенні. З підвищенням лужності, навіть у межах кислої частини кривої, розчинність SiO_2 збільшується. Більше вона зростає в лужному діапазоні pH. Алюміній здатний осаджувати з розчину SiO_2. Так, 1 мг Al_2O_3 в 1 літрі розчину здатний осаджувати SiO_2, якщо його концентрація в розчині 43 мг/л. Отже, концентрація SiO_2 в порових водах повинна бути гранично низькою (Al_2O_3 в порових водах тропіків буде досить багато). Це може бути лише в тих випадках, коли ґрунтовий профіль інтенсивно промивається (велика кількість опадів і добрий дренаж). Це так званий процес *десилікації*. Цьому процесу особливо сприяє pH >6,0. Якщо ж SiO_2 з певних причин виноситься не весь, тоді вивільнені при вивітрюванні і ґрунтоутворенні Al_2O_3 і SiO_2 можуть утворювати каолініт і галуазит.

Продукти розпаду мінералів виносяться водою. Трансформація польових шпатів у каолініт здійснюється шляхом ізоморфних заміщень у ґратці і відбувається в декілька стадій через утворення проміжних мінералів. При руйнуванні первинних і вторинних мінералів вивільняється частина сесквіоксидів Алюмінію, які, кристалізуючись, утворюють гібсит. Цей мінерал є найстійкіший у ґрунтових умовах. Оскільки він складається з простого оксиду Al, то його подальше руйнування неможливе, хіба що він може розчинитись у кислому середовищі. Аналогічну стійкість мають інші мінерали-оксиди – гетит, кварц, аморфні оксиди Силіцію, Феруму й Алюмінію тощо. Із глинистих мінералів найстійкішим є каолініт. Тому, в давніх ґрунтах і корах вивітрювання гумідної зони завжди поряд з гетитом і гібситом є каолініт або галуазит. Монтморилоніт і гідрослюди в таких ґрунтах часто відсутні. В умовах тропіків і субтропіків з великою кількістю опадів при значному водообміні, існування монтморилонітової стадії можливе тільки в глибоких горизонтах кори вивітрювання (зона початкового вивітрювання).

Процеси каолінізації (галуазитизації) є або завершальними, або перехідними стадіями до процесу алітизації. Всі ці процеси здійснюються в однакових кліматичних умовах, але в середовищі з різною кислотністю. На основних породах процеси алітизації (феритизації) проникають глибоко, поширюючись до нижніх горизонтів кори вивітрювання. В кислих ґрунтах ці процеси поширені лише у верхніх горизонтах і доходять часто лише до каолінізації зі слідами гібситу у верхніх горизонтах.

2.4.3. Процес злитизації

Злитизація – це процес зворотної цементації (при висиханні) монтморилонітово-глинистих ґрунтів в умовах періодичного чергування інтенсивного зволоження і висихання.

Увага до злитих ґрунтів прикута через: 1) їхні специфічні агровиробничі властивості (фізичні і фізико-хімічні); 2) значне поширення в основних землеробських районах світу (від екваторіального до помірного поясу); 3) частий розвиток вторинного злитоутворення при зрошуванні незлитих ґрунтів; 4) роль, яку злиті горизонти відіграють у формуванні ґрунтово-гідрологічної ситуації на зрошуваних землях.

За Е. Корнблюмом, до “злитих” належать ґрунти, які мають у своєму профілі щонайменше один злитий генетичний горизонт. Злитими прийнято називати дуже щільні (макропори відсутні) горизонти, які в сухому стані дуже тверді, а у вологому мають низьку твердість, зате високу пластичність. При висиханні злиті ґрунти схильні до розтріскування.

Потужність злитих горизонтів становить від кількох сантиметрів до 8–10 м. Найчастіше вони залягають на певній глибині від поверхні ґрунту. Проте бувають також поверхневі злиті горизонти, або вони виходять на поверхню у результаті ерозії.

Причини злитизації ґрунтів: 1) зміни клімату, збільшення зволоження території; 2) тривале затоплення; 3) поперемінне зволоження – висушування.

Зовнішні чинники розвитку процесу. Злиті ґрунти формуються на різноманітних породах, але тяжіють до щільних, погано водопроникних порід (майкопські глини, сиртові глини).

Порода впливає на злитизацію, найперше через їхні фізичні властивості. Для клімату характерне чергування виразного вологого і сухого періодів. Під впливом великої кількості опадів (700–1000 мм) і низької водопроникності породи ґрунт перенасичується вологою. Утворюються анаеробні умови і розвиваються анаеробні процеси. Це призводить до того, що частина сполук стає дуже мобільною (закисні сполуки Феруму, хелати). Інша частина – переходить у нерозчинні форми (сполуки Фосфору і Калію). Відбувається трансформація мінералів, зазвичай у напрямі монтморилонітизації.

У ґрунті формується верховодка і створюється боковий внутрішньо-ґрунтовий стік. Сухий період забезпечує висихання ґрунту, зникають верховодка і боковий стік. Унаслідок розвитку просідання ґрунту він розтріскується на призмоподібні блоки. Аеробні умови створюються в щілинах і поверхневих зонах блоків. У середину блоків повітря не проникає через різке звуження пор, які навіть за малої вологості зайняті водою. Тому, навіть у сухий період у середині блоків діють анаеробні процеси, але, на відміну від вологого періоду, вони протікають за високих температур. Розчинені речовини, колоїди і мулисті часки коагулюють на місці, де їх застало висушування. Закисні сполуки, особливо у водовідвідних і пухких горизонтах, переходять в окисні, рухомі – у нерухомі. Відбувається сегрегація речовин і утворення конкрецій. Як наслідок, змінюється характер мінералоутворення.

Для процесів злитизації важливо, щоб під час періоду висихання ґрунту не відбувалося підживлення ґрунту глибинними і боковими латеральними водами. Тому, процес злитизації завжди локалізується в місцях з глибоким заляганням дзеркала ґрунтових вод. Також важливо, щоб процес злитизації відбувався постійно, тобто влітку і взимку мають бути додатні температури ґрунту.

Гідрологічний режим, який найбільш оптимальний для злитизації, найчастіше спостерігається під лісами. Ліс не тільки сприяє накопиченню вологи і створенню верховодки з боковим током вологи, він постачає в ґрунт багато органічної речовини, яка необхідна для активізації оглеєння.

Процес злитизації має виразну геоморфологічну локацію. Він приурочений до похилих поверхонь (схили, міжгірські улоговини, депресії, заплави рік). Цей процес географічно розвивається найдальше в ряду схилових ґрунтів (нижня третина схилу, шлейфи схилів). Нахилені поверхні сприяють перерозподілу вологи опадів по схилу, утворенню бокового латерального стоку і переносу з ним розчинених речовин (халатів, колоїдів і мулу). Таке транспортування речовин досягає інколи 10 км.

На сьогодні існує багато версій щодо механізму процесів злитизації (гіпотези В. Уварова і Е. Корнблюма). Всі вони часто гіпотетичні і потребують детального аналізу методами інструментальної діагностики в польових умовах.

Механізм процесу злитизації (за В. Уваровим). Початковою точкою для старту процесу злитизації є наявність на певній глибині ґрунтово-підгрунтової товщі погано водопроникних глинистих порід. Якщо денні ґрунти, що підстеляються водотривкими породами ще й приурочені до нахилених поверхонь і є в кліматичних умовах, які характеризуються чергуванням двох періодів – вологого і жаркого, та формуються під лісовими біоценозами (не обов’язково), тоді починається процес злитизації ґрунту. У цих умовах вода опадів насичує і перенасичує ґрунт. Під впливом створених анаеробних умов за наявності достатньої кількості органіки, у ґрунті відуваються процеси оглеєння. Вони супроводжуються диспергацією ґрунту, відновленням деяких речовин і переведенням їх у мобільний стан через утворення органо-мінеральних комплексних сполук (хелатів).

У ґрунті одночасно активізуються прямо протилежні процеси – сегрегація деяких речовин і переведення їх у нерухомий стан (Калій, Фосфор). Отже, при злитизації процес трансформації ґрунтової речовини має вибірковий характер. Вода опадів, досягнувши водонепроникного горизонту, накопичується над ним. За наявності нахилу місцевості утворюється боковий латеральний стік. При проходженні крізь ґрунтову товщу вода захоплює з собою розчинені речовини, хелати, колоїдні і мулисті частки. З боковим стоком вони переносяться по схилу. Найбільше переміщаються органо-мінеральні

комплекси, які через наявність негативного заряду на тривалий час не сегрегуються. При настанні сухого сезону вода з ґрунту швидко випаровується. Принесені боковим стоком речовини відкладаються там, де їх застало осушення. Отже, на поверхні материнської породи, у зоні її контакту з верховодкою, утворюється тонкий замулений прошарок. Він ще більше знижує її водопроникність.

У наступних циклах (період перезволоження – період осушення) на первинний замулений прошарок нашаровуються нові. І так триває доти, доки існують умови злитизації. Злитий горизонт, який виник з тонкого прошарку, наростає доверху, має шарувату будову.

За умови дегідратації в сухий період, тільки частина відкладених водою речовин осідає незворотно. Друга частина продовжує свій шлях до кінцевих акумулятивних полів. Отже, саме на контакті злитого чи оглеєного і водовідвідного горизонтів відбуваються усі хімічні і біохімічні процеси трансформації речовин, які призводять до злитизації.

Якщо процес злитизації досягає поверхні ґрунту, то при сильному його висушуванні напруги стискування перевищують міцність міжагрегатних зв'язків. Як наслідок великі агломерати структурних окремостей розпадаються на дрібні їх складові частини зернистого розміру. Цей процес називається *самомульчуванням ґрунту*.

Процес злитизації часто асоційований із процесами осолодіння, підзолоутворення, фералітизації, солонцевим і глейовим процесами тощо.

2.4.4. Процеси оструктурення

Процеси оструктурення – це розподіл ґрунтової маси на агрегати або педи різного розміру і форми, з наступним їхнім зміцненням, формуванням водостійкості і внутрішньої ієрархічної будови.

Структуроутворення ґрунту відбувається під впливом різних явищ, процесів і механізмів: 1) капілярні явища; 2) процеси склеювання і цементації; 3) об'ємні зміни ґрунту при

зволоженні–висушуванні, замерзанні–розмерзанні; 4) механічне кришіння ґрунту; 4) біологічні процеси оструктурення.

Ґрунтові агрегати і педи складені гранулометричними частками, які взаємно утримуються різними силами і речовинами. Найпростіший спосіб такого взаємного утримування – це зволоження ґрунту і виникнення при цьому капілярних сил зчеплення між частками. Величина цих сил обернено пропорційна діаметру часток:

$$h = 75 : d,$$

де h – висота капілярного підняття вологи, в мм;
d – діаметр ґрунтових часток, у мм.

З теорії капілярного змочування випливає, що сухий розпилений ґрунт при змочуванні його водою згруповується і зміцнюється, тобто цілісність і механічна міцність його збільшується до певної межі при змочуванні. Найбільша міцність на розрив спостерігається за вологості, яка близька до повного заповнення капілярів ґрунту водою. За надлишкової вологості капілярні сили зникають, оскільки ввігнуті меніски вже не утворюються, а між частками ґрунту виникають товсті плівки води, що послаблюють сили зчеплення і ґрунт набуває текучості.

Чим менший розмір ґрунтових часток, тим тонші капіляри вони створюють і тим вища кривизна менісків у цих порах. У таких ґрунтах механічна міцність при зволоженні вища. Глинисті ґрунти здатні за однакової вологості створювати механічно міцніші агрегати, ніж суглинкові, супіщані чи піщані. Капілярні явища призводять до злипання ґрунтових часток тільки на початковій стадії оструктурення. Дія капілярних сил припиняється при висиханні ґрунту, але агрегати при цьому не розпадаються. Навпаки, спостерігається зміцнення зв’язку між частками ґрунту при висиханні. Отже, одними капілярними силами не можна пояснити механізм оструктурення.

До складу мінеральної частини ґрунту входять первинні і вторинні мінерали. В колоїдну частину ґрунту входять алюмосилікатні частки монтморилоніту, галуазиту, бейделіту,

каолініту, сесквіоксиди Феруму, Алюмінію, Мангану, а також високодисперсний кремнезем. Ці частки протягом геологічного часу під впливом фізичних, хімічних і біологічних факторів змінюють свою зовнішню поверхню, яка втратила чисто кристалічну будову, помутніла, набула пелітового характеру. Катіони алюмосилікатів кристалічних ґраток, які є на поверхні, гідратувалися, вступили в обмінні реакції з розчином, вилугувались і перейшли у розчин. Унаслідок цього поверхня ґрунтових часток набуває ультрапористої, желеподібної будови, здатної до сильного набухання. Чим дрібніші частки, тим відносно більшу частину їхньої поверхні займає ця драглиста плівка.

У цьому випадку існують два взаємно протилежні механізми агрегації ґрунту. У зволоженому ґрунті частки розсунуті молекулами води і шарами гідратованих катіонів. Якщо води в ґрунті багато, і ґрунтові частки ніби плавають в ній, то перебуваючи у броунівському русі, ці частки стикаються між собою, долаючи електростатичні сили подвійних іонних шарів і злипаються при зіштовхуванні. Злипаючись, частки утворюють пластівці або луски, різко віддаляючись від дисперсного середовища (коагулюють).

В іншому випадку, із висиханням ґрунту, спочатку випаровується вільна вода, а потім вода гідратних плівок іонів. Частки ґрунту зближуються між собою і потрапляють у суміжні поля когезійних сил взаємного притягання. Але зближенню часток будуть протидіяти, в міру видалення гідратних оболонок, самі іони. Чим менший діаметр іонів, тим ближче вони можуть наблизитись між собою, тим більші сили взаємодії між ними виникнуть, тобто вони міцніше злипнуться. Одновалентні катіони мають більшу міцність злипання, ніж дво- і тривалентні. Отже, для злипання часток ґрунту необхідно, щоб вони потрапили в силові поля міжмолекулярних сил, які діють поблизу поверхні тонкодисперсних часток. Оскільки ці сили зменшуються із віддаленням від поверхні часток, злипання відбувається тільки після наближення їх на молекулярну відстань. У цьому випадку, відбувається безпосереднє фізичне злипання між самими частками, що зближуються.

У випадку склеювання, злипання між частками відбувається за допомогою прошарку іншої дисперсної речовини, яка розташована між частками і називається така речовина “клеєм”. Хімічний склад клею може відрізнятися від хімічного складу самих часток, які склеюються. При цьому важливо, що хімічний склад самого клею не змінюється у процесі склеювання, а змінюється тільки його фізичний стан. Цим самим клей відрізняється від цементу, хімічна природа якого змінюється у процесі цементації. Отже, процес склеювання відрізняється від цементації. Сили злипання між частками прямо пропорційні їхній дисперсності. Злипатися можуть тільки частки розміром <0,1 мм, а грубші частки не можуть злипатись, оскільки їхня власна вага буде перевищувати сили злипання.

Ґрунтові частки мають не тільки різний розмір і різну форму, але й нерівну поверхню, яка нагадує чергування “піків” і “долин”. Злипання часток при зближенні одна з одною може відбуватись або в окремих точках (піках), або в площинах, коли стикаються грані. Перехід від точкових контактів до площинних приводить до збільшення сил зчеплення між ґрунтовими частками.

У ґрунті між великими частками практично завжди розташовані дрібніші, мулисті і колоїдні частки (ґрунтова плазма), які часто виконують функцію клею. Тоді процес злипання часток протікає за типом склеювання. При значному обводненні ґрунтові колоїди і колоїдні плівки на поверхні грубших часток набухають. У цьому стані вони зближуються, утворюючи єдину колоїдну систему. Втрачаючи вологу при дегідратації, між частками виникають явища взаємодії. Цей процес нагадує повільну коагуляцію, яка відбувається при желатинуванні гідрофільних колоїдів. При цьому, частки ніби вибирають оптимальне положення в просторі, в якому зв’язують одна одну. Утворюється гель, колоїдні частки якого формують ніби скелет або просторову форму, що надає гелю властивостей “твердого тіла”.

За подальшого випаровування води з ґрунту у процесі желатинування колоїдів, між частками ґрунту виникають “колоїдні містки”, які утримуються силами зчеплення (вандерваальсо-

ві сили). Природне самоущільнення ґрунту сприяє цим явищам. Міцність склеювання плоских відшліфованих поверхонь зменшується зі збільшенням товщини клейкого прошарку, що зумовлено утворенням тріщин при висиханні клею. Чим тонший клейкий прошарок, тим менше в ньому дефектів через виникнення тріщинуватості. До часу, поки клей заповнить усі нерівності між частками, міцність склеювання буде зростати. Подальше збільшення клею призводить до наростання клейкого прошарку, що знижує міцність склеювання. Насичення клейкої речовини ввібраними катіонами збільшує міцність склеювання ґрунту, навіть за потужного прошарку клею, в ряді Na >K >Ca >H.

Отже, в результаті висихання обводненого ґрунту його частки злипаються між собою або безпосередньо (при малих розмірах) або шляхом склеювання колоїдами, які розташовуються між великими частками. Колоїдні плівки на поверхні грубших часток і справжні колоїди ґрунту, при його висиханні зв'язуються у спільну гелеподібну систему, яка зміцнюється при висиханні. Формування гелів відбувається через три послідовні етапи: періодична колоїдна структура, ажурні гелеві структури і щільний гель[1]. При повільному висиханні ґрунту гелеві структури трансформуються в армований драглистий студінь. Це щільні плівки гелів, у яких колоїдні частки органічної і неорганічної природи з адсорбованими на них органічними молекулами контактують між собою, щільно заповнюючи простір. Будучи розчином високомолекулярних сполук у низькомолекулярних рідинах, драглиста речовина має деякі ознаки твердих тіл (відсутність текучості за малої напруги до зсуву; помітна міцність і пружність). Драглиста речовина має вигляд найтонших просторових молекулярних сіток, у яких макромолекули полімерів зв'язані між собою силами міжмолекулярної взаємодії, водневим, іонним і ковалентним зв'язком. Тому вони є гомогенними, однофазними системами.

---

[1] Teorii i metodi fiziki pochv : Kollektivnaya monografiya / Pod red. Ye.V. Sheina i L. O. Karpachevskogo. Moskva : "Grif i K", 2007. 616 s.

Саме тому з ґрунтової маси, яка злиплась, або з окремих грудок, що утворилися з неї, жодна часточка ґрунту не випадає, а всі вони зв'язані клейким матеріалом (окрім піщаних і супіщаних ґрунтів). Не треба плутати цей матеріал з цементом. Початковою стадією злипання є виникнення в ґрунті капілярних сил. При висиханні вологого ґрунту капілярні сили змінюються міжмолекулярними силами зчеплення. Так відбувається один зі способів мікроагрегування ґрунтової маси.

Найновіші дослідження в галузі фізики і хімії ґрунту вказують на існування більш складного механізму агрегації ґрунту шляхом склеювання ґрунтових часток різної природи між собою. Важливу роль при цьому надають органічній речовині, передусім гуміновим кислотам. Саме вони переважно відповідальні за формування агрегатної (зернистої) структури ґрунту та визначають її водостійкість. Зернисті агрегати та горіхуваті педи утворюються тільки в багатогумусних ґрунтах (чорноземи і сірі лісові ґрунти). Органічна речовина ґрунту має властивість амфіфільності, коли різні її компоненти проявляють одночасно гідрофільні та гідрофобні якості. Оскільки мінеральні компоненти ґрунту є гідрофільними, то за формування більш гідрофобних поверхонь у ґрунті відповідає органічна речовина. Від ступеня гідрофобності поверхонь органо-мінеральних часток залежить їхня здатність до взаємодії між собою за рахунок гідрофобного зв'язку й утворення водостійких агрегатів. Гідрофобна поверхня в мікропорах ґрунту сприяє сповільненню руху води і знижує небезпеку виникнення високого тиску розклинення в агрегаті.

На рівні ґрунтового агрегату чи педу здатність суглинкових ґрунтів зберігати водостійку структуру зумовлена найперше гумусовими речовинами з амфіфільно-гідрофобними властивостями. Внаслідок такої взаємодії й утворюється водостійкий ґрунтовий агрегат, який складається з глинистих часток, з'єднаних між собою силами гідрофобного зв'язування завдяки амфіфільним гумусовим сполукам.

Формування структурних зв'язків при оструктуренні і водостійкість самої структури розвиваються через такий механізм: амфіфільна органічна речовина ґрунту своїми гідрофільними

частинами міцно прикріплюється до такої ж гідрофільної частини глинистих мінералів. У такому разі гідрофобні частини органічної молекули займають протилежне розташування і будуть направлені в простір між частками. Вже самі органо-мінеральні частки з'єднуються між собою в агрегати через свої амфіфільно-гідрофобні поверхні (див. рис. 11, 12).

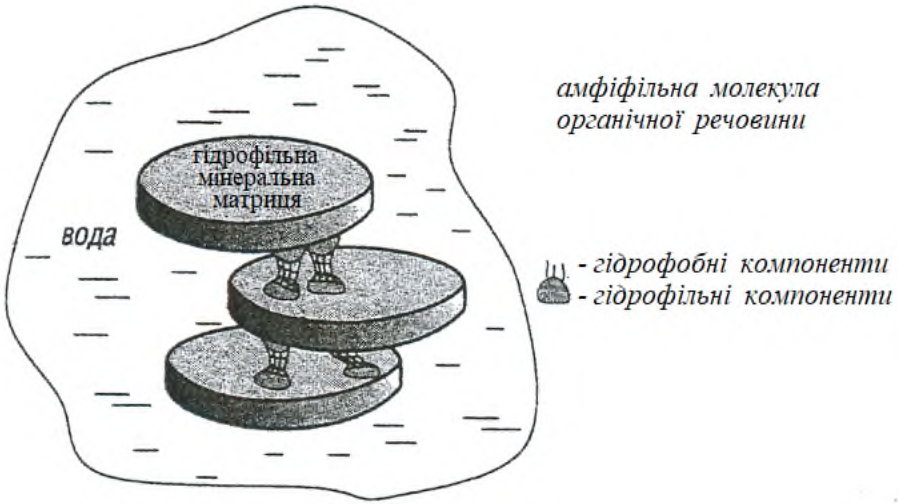


Рис. 11. **Схема утворення органо-мінерального первинного агрегата за участю амфіфільних молекул органічної речовини ґрунту**[1]

Гумусові речовини з переважно гідрофобними компонентами формуються всередині первинних агрегатів, у близьких до анаеробних умовах. Тому "свіжий" гумус – це органічна речовина з переважно гідрофобними властивостями.

[1] Teorii i metodi fiziki pochv : Kollektivnaya monografiya / Pod red. Ye. V. Sheina i L. O. Karpachevskogo. Moskva : "Grif i K", 2007. P. 118.

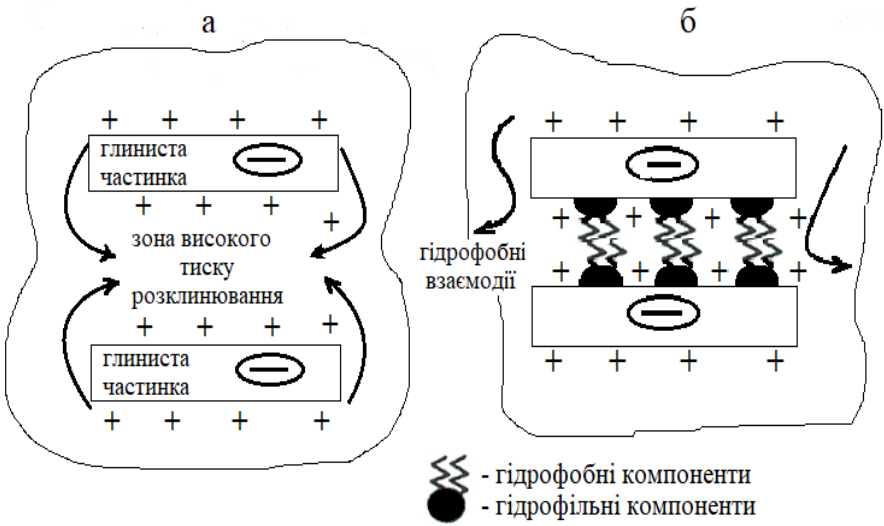


Рис. 12. **Схема розпаду ґрунтового агрегата у воді під впливом тиску розклинювання (а) і водостійкого агрегата, за рахунок формування сил гідрофобної взаємодії між частками (б)**[1]

Суцільна ґрунтова маса, яка утворилася після зволоження і наступного висихання ґрунту, розділяється на агрегати під впливом багатьох фізичних явищ, які діють як у самому ґрунті, так і в зовнішньому середовищі. Найперше капілярні сили викликають у ґрунті об'ємні зміни, що призводить до перерозподілу щільності у ґрунтовій масі. В одних місцях ґрунтові частки зближуються, в інших – розходяться. З'являються площини, по яких сили зчеплення між частками слабшають і по яких ґрунт розбивається на агрегати при впливі на нього ззовні. Цей процес називається *кришінням ґрунту*, який відбувається або самовільно під впливом тільки фізичних явищ, що відбуваються у

[1] Teorii i metodi fiziki pochv : Kollektivnaya monografiya / Pod red. Ye. V. Sheina i L. O. Karpachevskogo. Moskva : "Grif i K", 2007. P. 118.

твердій фазі ґрунту, або “примусово”, за участю ґрунтової фауни, флори чи людини.

До самовільних явищ оструктурення належать зміни, зумовлені висиханням і промерзанням ґрунту. Безструктурний ґрунт при значному зволоженні перетворюється в суцільну, більш-менш в’язку масу. Сили зчеплення між частками цієї маси зі збільшенням зволоження спочатку зростають, а потім знижуються. При переході ґрунту із перезволоженого двофазного стану (вода+тверда фаза) до трифазного (вода+тверда фаза+ повітря) в масі ґрунту виникають капілярні сили, які стискають у певному напрямі ґрунтову масу і ущільнюють її. Чим більше зволожений ґрунт, тим більше він ущільнюється при висиханні. Порівняно з повітряно-сухим станом ґрунт ущільнюється у 1,5 раза. Завдяки анізотропності (неоднорідності) ґрунту, напрям цих сил і спричинені ними об’ємні зміни будуть різними. З цієї причини в ґрунті виникають різноманітні об’ємні і лінійні перенапруження, у результаті яких з’являються тріщини. Повторення зволоження і висихання ґрунту збільшує його тріщинуватість, яка є початком утворення агрегатів.

Характер об’ємних змін не однаковий для всіх ґрунтів. Ефект кришіння ґрунтів залежить від їхнього гранулометричного складу, ступеня скелетності і складу ввібраних основ. Є ґрунти, об’ємні деформації яких при висиханні відбуваються до певної межі і дальші не збільшуються, незважаючи на подальшу втрату вологи. Це пов’язано з наявністю у ґрунті “жорсткого” скелету з грубих елементарних часток. Власне об’єм цього скелета і є межею для об’ємних деформацій ґрунту. Чим більше в ґрунті часок фізичної глини, особливо мулистої фракції, і чим однорідніший його гранулометричний склад, тим більша здатність такого ґрунту до утворення тріщини. Збільшення кількості органічної речовини в ґрунті також сприяє виникненню тріщинуватості. На тріщинуватість впливає склад увібраних катіонів. Катіони Ca^{2+} і H^{+} спричиняють вищу тріщинуватість, ніж K^{+} і Na^{+}. Але тріщини, що стимульовані присутністю катіонів Калію і Натрію в ґрунтовій масі, будуть ширшими і глибшими.

У гумусовому горизонті ґрунтів полярного, бореального і суббореального поясів важливу роль у формуванні ґрунтової структури мають процеси замерзання і відтаювання. В різних природних зонах і фаціях, під різними біоценозами, вони охоплюють неоднакову товщу ґрунту. При замерзанні лід утворюється зазвичай у тих ділянках, до яких стягується вода з інших частин ґрунту. В тонкокапілярних порах за звичайних умов волога не замерзає. Унаслідок цього в грубих порах і порожнинах з вільною гравітаційною водою утворюються гнізда льоду, а в інших частинах ґрунту кількість води зменшується. Отже, в цих частинах ґрунт ущільнюється, як під час висихання. При утворенні льоду останній збільшується в об'ємі на 10 %, "розпихаючи" дотичну до нього масу ґрунту в різні сторони. В місцях утворення льоду, після його танення залишаються великі порожнини, по яких ґрунт розпадається на агрегати.

Основним чинником агрегації ґрунтової маси є коренева система рослин. Проникаючи в ґрунт, вона пронизує його в усіх напрямах, при цьому розсуваючи ґрунтові частки на своєму шляху. При просуванні коренів крізь ґрунт, ґрунтова маса між ходами коренів ущільнюється. Корені, відмираючи і перегниваючи в ґрунті, залишають після себе розгалужену систему пор і порожнин (дендрити, корневини), а також створюють у ньому перемінну щільність. По ходах згнилих коренів спротив ґрунту на здавлювання буде найменший. За вологості структуроутворення (фізична стиглість ґрунту), саме вздовж цих площин відбувається кришіння ґрунту на агрегати в результаті зоо- й агротурбаційних процесів. Немає суттєвої різниці між діяльністю риючих і копитних тварин на кришіння ґрунту і впливом ґрунтообробних механізмів. При здавлюванні ґрунту землериями, плугом чи дискобороною, навпроти сили тиску ґрунт стискується, а ґрунтова маса передислоковується. В зоні тиску і передислокації виникають напруження відколювання. В місцях найменших зв'язків ґрунт тріскає і кришиться на дрібні окремості. Якщо в ґрунті немає місць з найменшими зв'язками або їх дуже мало, то під впливом сколюючих напружень ґрунт буде кришитися на брили.

Зовсім по-іншому діє механізм оструктурення ґрунту під впливом дощових черв'яків. На їхню роль при оструктуренні звернув увагу ще Чарльз Дарвін, кажучи що "60-ти сантиметровий шар чорнозему повністю пройшов через шлуночок дощових черв'яків". У цьому вислові відображається механізм формування водостійкої копролітової структури чорноземів. Структура, створена дощовими черв'яками, помітно відрізняється від інших типів структури. Округла поверхня агрегатів після викидання їх черв'яками має типовий "сплавлений" характер. Дощові черв'яки пересуваються в ґрунті не в риючий спосіб, а заковтуючи ґрунтові частки і пропускаючи їх через свій кишечник. Викидання ґрунтових часток з тіла черв'яка зв'язане з перистальтикою його кишково-травного тракту, тобто скороченням і розслабленням його м'язів. Черв'як викидає ґрунтові частки у вигляді агрегатів-копролітів. Вони ущільнені внаслідок скорочення м'язів у момент викидання. Часточки ґрунту при цьому склеюються слизистими виділеннями, набуваючи при цьому водостійкості і високої біологічної активності.

2.4.5. Буроземний процес

Найцікавішою проблемою при формуванні буроземів під покровом букових і буково-грабових лісових формацій є відсутність у них підзолистого процесу. Буроземи – це слабо диференційовані на генетичні горизонти ґрунти, які за будовою профілю і деякими фізико-хімічними характеристиками досить подібні до чорноземів. Прикладом майже повної відсутності явищ розщеплення гетерокислотних гумусових комплексів у процесі ґрунтоутворення є чорноземи типові. В них компоненти цих комплексів ніби врівноважені і стійкі. Якщо ж явища розщеплення і відбуваються в певній мірі, на що вказує підвищений вміст фульвокислот у нижній частині профілю чорноземів, особливо у підгумусовому горизонті *Hp(e)*, то відбуваються вони у середовищі, сильно насиченому Кальцій карбонатами і гідрогенкарбонатами, тобто за надлишку основ.

Ця обставина є запорукою відсутності опідзолення в чорноземах. Подібні явища відбуваються з буроземами [38, с. 50–56].

Підзолистий процес і підзолоутворення завжди пов'язані з такими причинами: 1) недостатнім надходженням Кальцію з верхніх органогенних горизонтів у горизонт, що залягає нижче; 2) внаслідок дуже низького вмісту Кальцію в самих рослинних залишках (поверхнево-підзолисті ґрунти); 3) внаслідок біогенного утримування Кальцію у лісовій підстилці (підзоли); 4) внаслідок вбирання Кальцію гумусовим горизонтом, що утворюється у верхній частині профілю (дерново-підзолисті та сірі лісові ґрунти).

Підкислюючий вплив гумусово-елювіального горизонту *НЕ* дерново-підзолистих і сірих лісових ґрунтів на підгумусовий горизонт наростає від центру лісової і лісостепової зон на схід; послаблюється його вплив у напрямку на захід, де ґрунти набувають рис буроземного типу.

Буроземний процес – це поєднання інтенсивного внутрішньоґрунтового вивітрювання алюмосилікатних мінералів на фоні глибокої мінералізації збагаченої основами біомаси з утворенням майже однотипного за хімічними властивостями гумусу, внаслідок чого в рідкій фазі ґрунту циркулюють близькі до нейтральних кальцієві розчини, натомість тверда фаза збагачена внутрішньо-комплексними сполуками гумусових речовин з R_2O_3.

На відсутність процесу опідзолення в буроземах впливають поєднання багатої на мінерали що звітрюються материнської породи, неконтрастний помірно-теплий і вологий клімат, збагачена зольними елементами рослинність букових і буково-грабових лісів. У буроземах, на відміну від сірих лісових ґрунтів на лесах, ввібрані Ca^{2+} і Mg^{2+} зв'язані не з гумусом, а виключно з глинистою фракцією мінералів. На думку В. Фрідланда, в буроземах роль агента, який блокує опідзолення, виконує не так Кальцій, як сесквіоксиди, які вивільняються у процесі інтенсивного внутрішньоґрунтового вивітрювання з утворенням стійких комплексних сполук з фульвокислотами.

Механізм розвитку процесу. Буре забарвлення буроземів викликане різким переважанням у складі гумусу фульвокислот над гуміновими кислотами. Крім того, останні представлені майже виключно бурою фракцією, яка розчинна в 0,1 М розчині NaOH без попередньої декальцинації (ульмінові кислоти). Отже, гумінові кислоти біокліматичного типу буроземів за своїми властивостями дуже близькі до фульвокислот щодо сильно заниженої здатності осаджуватись Ca^{2+}, і навпаки – відзначаються підвищеною здатністю до комплексоутворення з полівалентними металами. Гумус буроземів є відносно однорідний за своїми властивостями, тому поводить себе у ґрунтовому профілі як єдине ціле. Через це він слабо диференціюється у вертикальному розрізі, з чим пов'язана монотонність морфологічного і хімічного профілю буроземів (подібно чорноземам).

Незважаючи на відмінність буроземів і чорноземів, у них є і багато схожих рис: 1) вони неопідзолені; 2) вміст гумусу поступово зменшується з глибиною; 3) склад гумусу практично "однотипний". За однокомпонентним хімічним складом гумусу буроземи можна порівняти з північними підзолами. Але останні сильно опідзолені з поверхні, а буроземи за аналогічного складу гумусу переважно неопідзолені. Є дві взаємодоповнюючі причини такої поведінки ґрунтової екосистеми буроземів.

По-перше, при взаємодії гетерогенної системи гумусових речовин із сумішшю полівалентних металів Al і Fe, осадження цих компонентів відбувається залежно від співвідношення у розчині гумусових речовин і сесквіоксидів R_2O_3. Це визначає не тільки можливість міграції чи їх осадження, але й склад органомінеральних осадів за вмістом Феруму й Алюмінію. При широкому співвідношенні гумусових речовин до R_2O_3 органомінеральна система перебуває у стані золю, або осаджуються з розчину тільки комплекси з високим вмістом Алюмінію і низьким вмістом Феруму. Останній залишається головно у розчині. Такі умови, загалом, відповідають умовам формування підзолів.

При вужчому співвідношенні гумусових речовин до R_2O_3 та особливо Fe_2O_3, в осад випадають, переважно, залізисті органомінеральні комплекси, а Алюміній залишається в розчині. Це

вже умови формування буроземів, які виникають унаслідок: 1) інтенсивної мінералізації органічної речовини в умовах теплого і вологого клімату; 2) ґрунтоутворення на породах, збагачених Ферумом і Алюмінієм; 3) інтенсивного біохімічного вивітрювання. Все це зумовлює осадження органо-мінеральних комплексів безпосередньо з поверхні ґрунту, переважно залізистого складу, тоді як сполуки Алюмінію стають мобільнішими.

По-друге, буроземи формуються під буковими і буково-грабовими лісами, листяний опад яких дуже збагачений зольними елементами. У складі золи є велика кількість Ca, Mg і R_2O_3. Внаслідок цього буроземи промиваються майже нейтральними розчинами солей фульвокислот і, ймовірно, Кальцій гідрогенкарбонатами $Ca(HCO_3)_2$. Тобто, для буроземів характерний близький до нейтрального проточний фульватно-кальцієвий і, ймовірно, гідрогенкарбонатно-кальцієвий режим.

Ці обставини не узгоджуються з кислою реакцією твердої фази буроземів, що пояснюється особливостями біохімії буроземного процесу. Завдяки біокліматичним умовам в буроземах утворюється характерний “однокомпонентний” склад гумусу. В бурих гумінових кислотах (ульмінові кислоти) дуже слабо виражена здатність осаджуватися Кальцієм, але сильно виражена здатність до комплексоутворення з Fe і Al. Фульвокислоти зовсім не осаджуються Кальцієм, а їхня здатність до комплексоутворення з полівалентними металами Феруму й Алюмінію ще більша, ніж в ульмінових кислот.

Унаслідок високої дисперсності і хімічної активності гумусові речовини енергійно розкладають силікатні мінерали. У результаті цього вони відщеплюють від кристалітів мінералів Ферум і Алюміній і зв’язуються з ними у комплексні сполуки. За високого вмісту Ca^{2+} в рослинному опаді широколистих лісів, у верхньому горизонті буроземів комплексні сполуки гумусових речовин з R_2O_3 (метало-гумусові кислоти) додатково зв’язують в обмінній формі (через функціональні групи) невелику кількість біогенного Кальцію (комплексно-гетерополярні солі).

Реактивні групи гумусових кислот зв’язуються найперше з R_2O_3 і утворюють з ними більш стійкі внутрішньо-комплексні

сполуки. Тому, здатність цих комплексів зв'язувати Ca^{2+} вільними реактивними групами буде невелика. Цим пояснюється низький вміст обмінного Ca^{2+} на одиницю маси гумусу у верхньому горизонті буроземів. Оскільки при мінералізації мертвої біомаси поступає багато біогенного Кальцію, але він мало зв'язується з гумусом і не утворює при цьому стійких сполук, то створюються можливості для постійної міграції у профілі значних (можливо величезних) кількостей біогенного Ca^{2+}.

Fe-гумусові і Al-гумусові комплекси, які додатково насичені Ca^{2+}, можуть утворюватися тільки за участі у їхньому складі гумінових, зокрема ульмінових кислот. Що стосується фульвокислотних комплексних сполук з R_2O_3, то вони не здатні утримувати Кальцій в обмінному стані. Тому, зі зменшенням вниз по профілю буроземів вмісту ульмінових кислот (за участі яких утворюються стійкіші до вимивання органо-мінеральні комплекси з R_2O_3 і Ca^{2+}), вміст гумусу зменшується, є невисоким і майже постійним. Така стабільність невисокого вмісту гумусу починається з глибини, де у складі гумусу залишаються майже виключно фульвокислоти, які мігрують вниз. Фульвокислоти буроземів не здатні до ілювіального накопичування з R_2O_3.

Гумусові речовини представляють собою складні багатоосновні кислоти. У їхніх молекулах є як порівняно сильні, так і слабкі кислотні групи. Сесквіоксиди, як слабкі основи, здатні реагувати з найсильнішими кислотними групами гумусових речовин. Слабші кислотні групи залишаються вільними (pH комплексних сполук гумусу з R_2O_3 приблизно 4–5). Вільні і менш дисоційовані кислотні групи гумусових речовин повинні зв'язувати Кальцій не міцно. Тому, обмінний Ca^{2+} верхніх горизонтів буроземів є лабільним, здатним легко відщеплюватись і знову приєднуватися при його надходженні з рослинних залишків, які розкладаються.

Горизонти, що залягають нижче по профілю, які сформовані виключно фульвокислотними комплексами з R_2O_3, цілковито нездатні утримувати Ca^{2+}, тому він зв'язаний там з глинистими мінералами. Саме з цієї причини, а також унаслідок високої

зольності рослинного опаду й енергійного розкладу біомаси, в профілі буроземів формується своєрідний кальцієвий режим, якого немає в інших типах ґрунтів, крім вологих субтропіків і тропіків. У формуванні профілю буроземів біогенний Кальцій відіграє роль не акумулятора, а мігранта. Він не накопичується у великих кількостях у верхньому горизонті через названі вище причини. Але залишаючись здебільшого мобільним і мігруючи вниз з ґрунтовими розчинами, біогенний Кальцій охороняє профіль буроземів від опідзолення. При цьому, Кальцій сприяє формуванню і збереженню їх характерної "піскуватої" мікроструктури. Міграція Кальцію в буроземах є двосторонньою. Він інтенсивно мігрує вверх фітогенним шляхом через біологічний кругообіг і глибоко розгалужену кореневу систему широколистих лісів, і вниз – разом із ґрунтовими розчинами.

Оскільки основним компонентом рідкої фази буроземів є кальцієві розчини (фульвати і гідрокарбонати), а твердої – внутрішньо-комплексні сполуки гумусових речовин із R_2O_3, то рідка фаза буроземів є більш нейтральною, ніж тверда. У цьому полягає головна відмінність типових буроземів від підзолистих ґрунтів тайгово-лісової зони.

Тільки тоді, коли майже неперервна міграція Кальцію в профілі буроземів послаблюється, відбувається їх опідзолення. Такі умови настають, коли: 1) знижується інтенсивність біологічного кругообігу через затримку Кальцію в грубій підстилці типу мор; 2) збільшується континентальність клімату і буроземи еволюціонують у сірі лісові ґрунти (Кальцій зв'язується у великих кількостях з гуматним гумусом горизонту *HE*, а роль мобільних сесквіоксидів Феруму й Алюмінію в закріпленні гумусу знижується).

Отже, в напрямку на південний схід від тайгово-лісової зони, з її загалом грубими формами гумусу, ступінь біохімічної трансформації рослинних залишків збільшується в сторону утворення чорних (ліофобних) гумінових кислот, які енергійно зв'язують біогенний Кальцій. У напрямку на південний захід ступінь біохімічної трансформації рослинних залишків також збільшується, але в сторону утворення бурих і жовтих

(ліофільних) гумусових речовин, протилежних за властивостями до чорних гумінових кислот. Вони поступово втрачають здатність осаджуватися Кальцієм, але все більше набувають здатності до комплексоутворення з R_2O_3. Кінцевим результатом цього процесу є утворення майже однорідної за властивостями, високодисперсної, слабо забарвленої або майже безколірної, хімічно дуже активної органічної речовини червоноземів, жовтоземів і латеритних ґрунтів. Проміжним "пунктом" на цьому шляху є буроземи.

2.4.6. Інші метаморфічні процеси

До великої групи метаморфічних процесів також належать: *ферсіалітизація*, *рубифікація*, *озалізнення*, *олівізація*, *гумусоалітизація*, *мармуризація*, *затвердіння*, *остепніння*, *кіркоутворення*, *псевдооглеєння (псевдоопідзолення)*.

Ферсіалітизація – це процес накопичення рухомих сполук Феруму у формі $Fe(OH)_3$ і Fe_2O_3 на фоні сіалітизації (оглинення), зумовлених процесом декарбонатизації ґрунту. При акумуляції $Fe(OH)_3$ ґрунт набуває жовтого забарвлення, а при акумуляції Fe_2O_3 – яскраво-червоного. Найактивніше процес проявляється на вапняках з добрим дренажем. При глинистому складі і поганому дренажі території відбувається інтенсивне пожовтіння ґрунту з появою сизих плям.

Рубифікація – це процес незворотної коагуляції і наступної кристалізації колоїдних Ферум гідроксидів $Fe(OH)_3$ у ґрунтовому профілі. Спостерігається при інтенсивному періодичному висиханні ґрунту в сухий і жаркий період року, після привнесення і акумуляції сполук Феруму під час вологого сезону.

Озалізнення – це процес вивільнення іонів Ферему кристалічних ґраток мінералів при вивітрюванні та їх осадження *in situ* по шпарах і тріщинах ґрунту. Залізистий осад є у вигляді автохтонних кутан, зерен і мікроагрегатів, або згустків гідроксидів. Процес супроводжується побурінням або почервонінням ґрунтотворної породи і ґрунту.

Олівізація – це особливий процес, у результаті якого маса ґрунту набуває оливкового або зеленкуватого забарвлення, стійкого в окиснювальному середовищі. Така морфохроматична стійкість зумовлена утворенням в умовах періодичного чергування перезволоження та інтенсивного висихання глинистих мінералів, які містять тривалентний Ферум у шестерній координації (нонтроніт, глауконіт, хлорит). Процес олівізації супроводжується злитизацією і безструктурністю ґрунту.

Гумусоалітизація – це процес перетворення мінеральної маси ґрунту під впливом нейтральних і слабокислих гумусових речовин. Сприяє частковому винесенню основ при доброму дренажі (гірські ґрунти).

Мармуризація – це процес специфічного перетворення морфології ґрунту у результаті спільної дії різних елементарних ґрунтових процесів: оглеєння і сегрегація (іржаві прожилки і плями на голубувато- або зеленкувато-сизому фоні), псевдооглеєння, псевдоопідзолення і осолодіння (білуваті прожилки і плями на червонувато-бурому фоні), плінтифікація (мозаїка червоних і білувато-жовтих плям), засолення (білі прожилки і крапинки на темному фоні), закарбоначення або загіпсування (білі прожилки, крапинки, плями на жовтому, буро-жовтому чи палевому фоні).

Затвердіння (петрифікація, панцероутворення, кірко-утворення, кірасоутворення) – це процес незворотної зміни озалізнених, окремнілих, карбонатних або загіпсованих поверхневих горизонтів у результаті дегідратації і кристалізації мінералів.

Остепніння – це процес втрати ґрунтом солончакуватості і солонцюватості у результаті припинення висхідних токів засолених ґрунтових розчинів, заміни обмінного Na^+ на біогенний Ca^{2+}, Mg^{2+} і K^+, а також посилене гумусонакопичення після поселення різнотравно-злакової і злакової рослинності на місці галофітів.

Цей процес призводить до остепніння такирів і солонців з перетворенням їх у зональні ґрунти аридних областей.

Важливу роль у процесах остепніння виконують сукцесійні зміни рослинних асоціацій. На солончаках розвиваються асоціації високозольних (40–50 %) м'ясистих солянок (курай, *Climacoptera*), які залучають у біологічний кругообіг велику кількість розчинних солей. У складі цих солей є порівняно низький вміст біогенних елементів. Основна частина золи представлена хлоридами, в меншій мірі – сульфатами Натрію. Тому м'ясисті солянки підтримують процес засолення, хоча вони і не є основним чинником накопичення солей.

Передумовою процесу остепніння є розсолення ґрунтів. При зниженні рівня ґрунтових вод у результаті тектонічного підняття і посилення дренажу території, м'ясисті солянки змінюються напівсухими з зольністю майже удвічі нижчою (20–30 %), ніж у м'ясистих. Крім того, у складі золи сульфати домінують над хлоридами, а вміст Ca^{2+}, Mg^{2+} і K^{+} збільшується. Навіть незважаючи на те, що кількість солей, які щорічно залучаються в кругообіг угрупуваннями напівсухих солянок менша, порівняно з кількістю солей, які залучають м'ясисті галофіти, їхня роль у підтриманні засолення ґрунтів вища. За відсутності впливу ґрунтових вод вони стають основним фактором, що підтримує засолення (біогенне засолення).

Тільки після більш глибокого опускання рівня ґрунтових вод (на глибину 10–20 м) гідрогенне засолення повністю припиняється, принаймні воно не зачіпає зону ризосфери. Це пов'язано з тим, що в першу фазу розсолення (фаза напівсухих солянок) ґрунтові води все ще відіграють певну роль у засоленні ґрунтового профілю. В другу фазу розсолення (осолонцювання, солонцевий процес) ґрунтові води опускаються глибше (6–7 м). Під солонцевим горизонтом є область максимальної концентрації солей. Ця залишкова засоленість у солонцях зберігається дуже довго. Навіть за глибини ґрунтових вод 6–7 м у профілі солонців зони напівпустель існує градієнт тиску всмоктування розчинів розчинних солей. Цей градієнт наростає від середини третього до середини першого метрового шару. Ця обставина зумовлює постійний висхідний рух вологи, який починається в капілярній бахромі і несе з собою солі. Тільки після припинення

поставок засолених розчинів у зону ризосфери внаслідок опускання рівня ґрунтових вод і останньої фази розвитку розсолення (сформовані солонці), починається власне процес остепніння.

Механізм розвитку процесу остепніння. У рослинному покриві з'являються суттєві сукцесійні зміни. Солестійка рослинність замінюється злаками, бобовими, складноцвітними та іншими степовими рослинами. Вони починають домінувати у рослинному покриві. У цих групах рослин вміст мінеральних речовин становить всього 6–7 %, з них на частку хлоридів і сульфатів припадає до 0,5 %. Сума Ca^{2+}, Mg^{2+} і K^{+} у 5–20 разів перевищує вміст Na^{+}. При цьому, у сольовому складі різко зростає (порівняно з солянками, кермеком і полином) вміст кремнезему, сесквіоксидів і Фосфору.

Біологічний кругообіг під покровом різнотравно-злакової рослинності не сприяє процесам засолення й осолонцювання. Навпаки, високий вміст Ca^{2+}, Mg^{2+} і K^{+} у складі злакової рослинності сприяє поступовому витісненню обмінного Na^{+} з ґрунтово-вбирного комплексу і зникненню ознак солонцюватості.

Крім того, потужна і розгалужена поверхнева коренева система злаків є значно більшим чинником накопичення гумусу, порівняно з кореневими системами попередників. Під впливом цієї рослинності напівгідроморфні солонці і такири еволюціонують у розвинуті неоавтоморфні бурі напівпустельні і сіро-бурі пустельні ґрунти.

Кіркоутворення – це процес утворення пористої щільної кірки на поверхні ґрунтів.

Найчастіше такі процеси розвиваються при пустельному і напівпустельному ґрунтоутворенні, особливо часто в аридних ґрунтах помірного клімату, рідше в ґрунтах субтропіків і тропіків. Процес кіркоутворення також буває в ґрунтах важкого гранулометричного складу під культурними агроценозами семиарідних і семигумідних областей.

Найпотужніша кірка (до 8 см) формується у пустельних ґрунтах, у ґрунтах напівпустель вона менша. Характерною особливістю кіркоутворення є наявність під кіркою мікрогоризонту шаруватого складення. З посиленням аридизації території

шаруватий мікрогоризонт менш розвинений. Яскравий приклад кіркоутворення характерний для процесу такироутворення. Для кірок автоморфних аридних ґрунтів характерна підвищена піскуватість, яка зумовлена привнесенням піску з навколишніх дефльованих територій і розвіюванням дрібнозему з поверхні.

Процес утворення поверхневої кірки в автоморфних ґрунтах не до кінця вивчений. Найімовірніше, він визначається такими причинами: 1) слабким розвитком кореневої маси в поверхневому горизонті; 2) високою карбонатністю ґрунтів; 3) контрастністю сезонного гідротермічного режиму. Аналогічні причини зумовлюють, імовірно, кіркоутворення в рендзинах під посівами буряка цукрового.

Механізм розвитку процесу. Після промочування ґрунтова маса швидко прогрівається і підсихає. Відбувається бурхливе осадження Кальцій карбонатів з виділенням CO_2, який був зв'язаний у формі гідрогенкарбонатів ґрунтового розчину. Особливістю мікронаселення аридних ґрунтів є те, що максимальна кількість бактерій зосереджена в шарі 5–20 см. Тоді як у шарі 0–3 см абсолютно домінують водорості і лишайники. Синхронне виділення CO_2 у результаті осадження Кальцій гідрогенкарбонатів і продукування O_2 і CO_2 мікробіоценозами 0–3 см шару сприяють утворенню численних пор, тоді як карбонати цементують ґрунтову масу і надають міцності стінкам пор.

Шарувата структура підкіркового горизонту, можливо, зв'язана з процесами зимового промерзання. Чим глибше і на довший час промерзає ґрунт, ти краще виражений шаруватий мікрогоризонт. Імовірно, схильність до шаруватості зобов'язана неосинтезу гідрослюдистих мінералів.

Псевдооглеєння (псевдоопідзолення) – це складний процес формування двочленного профілю поверхнево перезволожених ґрунтів важкого гранулометричного складу в умовах контрастного рецентного гідрологічного режиму, з відокремленням пухкого світлого (псевдоопідзоленого) поверхневого горизонту і оглиненого мозаїчного бурувато-сизого щільного нижнього горизонту.

Перезволожені ґрунти диференціюються на дві великі групи, залежно від джерела перезволоження: 1) легкі, власне *глейові ґрунти*, які виникають в умовах перезволоження ґрунтовими водами; 2) *псевдоглеї*, важкого гранулометричного складу ґрунти, які формуються в умовах надлишкового зволоження поверхневими водами. До останньої групи належать так звані *псевдопідзоли*.

За часів М. Сибірцева ґрунти, що сформувалися під впливом процесу псевдооглеєння називали "захлесті", "сині глини", "іловки". Німецькі ж ґрунтознавці називали такі ґрунти *Molkenboden*. Професор Краус називає їх "глеєподібними ґрунтами". Псевдооглеєні ґрунти дуже поширені в Європі. У 1953 році Кубієна пропонує називати всі мінеральні поверхнево оглеєні грунти – *псевдоглей*, а ґрунти ґрунтового перезволоження пропонує називати – *глей*. В українському ґрунтознавстві синонімом терміну "псевдоглей" є термін "псевдопідзол", який був введений у науковий вжиток ще І. Герасимовим і С. Зонном.

Псевдоглей (псевдопідзол) характеризується: 1) двочленним профілем, який поділяється на освітлену водоносну і мозаїчну водотривку зони; 2) сегрегацією сполук Феруму; 3) мармуроподібним забарвленням ілювіального горизонту; 4) лесиважем. Насправді, терміни *псевдоглей* і *псевдопідзол* є синонімами і представляють собою тільки форму прояву поверхневого глеєутворення.

Усі поверхнево оглеєні ґрунти характеризуються двочленною будовою ґрунтового профілю – пухким і дещо освітленим верхнім і бурувато-сизим мозаїчним щільним нижнім горизонтами. Характерною особливістю їхньої ґенези є контрастний водний режим, тобто чергування процесів надлишкового поверхневого зволоження і повного висихання. Суха і сира фази водного режиму змінюються відповідно до ступеня оглеєння. Оскільки лесиваж максимально проявляється лише на ранніх стадіях поверхневого оглеєння, то пусковим механізмом псевдооглеєння (псевдоопідзолення) є не лесиваж, а рецентний гідрологічний режим. Хімічний склад мулу при псевдооглеєнні залишається стабільним.

Псевдоглейові чи псевдопідзолисті ґрунти формуються за участі лесиважу, а не опідзолення.

2.5. Гідрогенно-акумулятивні ЕҐП

Гідрогенно-акумулятивні ЕҐП – це група процесів гідрогенної акумуляції різноманітних речовин, які пов'язані з сучасним і давнім (палеоакумулятивні) впливом ґрунтових вод на ґрунтоутворення.

Ці процеси належать головно до геохімічних міграційних процесів земної кори. Лише у тій частині, в якій ці процеси охоплюють акумуляцію речовин у ґрунтовому профілі, вони можуть бути віднесені до ґрунтових. Такі процеси виникають на різних стадіях чи фазах розвитку, функціонування і еволюції ґрунтового покриву. Особливо різко гідрогенно-акумулятивні процеси проявляються в аридних та екстрааридних областях, у ґрунтах з випітним типом водного режиму. Хоча вони можуть проявлятись і за інших типів водного режиму (промивний, періодично-промивний). Наприклад, у місцях геохімічних бар'єрів на шляху руху мінералізованого внутрішньо-ґрунтового водного потоку (притерасні зниження, перегини схилів, поблизу дамб і твердих дорожніх шляхів сполучення тощо), при близькому рівні залягання сильно мінералізованих ґрунтових вод або засолених горизонтів порід чи пластових вод (область поширення сольової тектоніки в умовах Дніпровсько-Донецької западини).

Осадження речовин у результаті проявів гідрогенної акумуляції може бути поверхневим, або внутрішньоґрунтовим. Останнє зачіпає будь-яку частину ґрунтового профілю і горизонт, який вже утворився, або тільки утворюється.

До групи гідрогенно-акумулятивних ґрунтових процесів належать: *засолення* (*солончаковий процес*), *загіпсування*, *закарбоначення*, *зруденіння*, *окремніння*, *латеритизація*, *тирсифікація*, *олуговіння*, *такироутворення*, *кольматаж*, *відкладання намулу*. Частина з них більше приурочена до ксероморфних фаз педогенезу, інша – до плювіальних епох ґрунтоутворення.

2.5.1. Процеси ксероморфних фаз педогенезу

До них належать процеси, які особливо активно розвиваються на етапах ксероморфного ґрунтоутворення в аридних і семиаридних областях земної суші: *закарбоначення*, *загіпсування*, *засолення*, *тирсифікація*, *такироутворення*.

Закарбоначення – це процес вторинної акумуляції Кальцій карбонату $CaCO_3$ (кальциту) і Магній карбонату $MgCO_3$ (магнезиту) в ґрунтовій товщі, при відкладанні його з мінералізованих ґрунтових вод, що досягли насичення відносно Кальцій гідрогенкарбонату, або при обробітку гіпсового шару лужними содовими водами.

У процесі випаровування зростає мінералізація і змінюється склад ґрунтових вод. Зі ступенем збільшення концентрації розчинів найменш розчинні солі випадають в осад першими і найглибше. Вміст найбільш розчинних солей, відповідно, зростає.

Механізм розвитку процесу закарбоначення. Серед немінералів-солей, першими насичують розчини сесквіоксиди і кремнезем. Вони формують перший, несольовий горизонт акумуляції речовин. Їхні сполуки акумулюються при випаровуванні ґрунтово-підґрунтових вод в ґрунтах і підґрунті всіх кліматичних зон, особливо в аридних областях.

Потім ґрунтові води і ґрунтові розчини насичуються вуглекислими солями Кальцію і Магнію. Вони можуть переходити в осад ще у водовмісній товщі і капілярній бахромі над дзеркалом ґрунтових вод. Через підвищення температури ґрунту різко знижується розчинність CO_2 і вміст у розчинах карбонатної кислоти H_2CO_3. Осадженню вуглекислих солей Кальцію і Магнію сприяє підвищення температури ґрунту із наближенням розчинів до поверхні ґрунту, тобто при наближенні до термічного бар’єру для Кальцій і Магній гідрогенкарбонату. Внаслідок цього, мінерали-солі переходять із розчинної форми гідрогенкарбонату, у нерозчинну – карбонати лужноземельних металів (*кальцит* або *вапно*, *магнезит*). У деяких ґрунтах результатом цієї реакції є утворення зцементованого вапном щільного горизонту (*hardpan*) або кори.

Морфологія процесу закарбоначення: морфологічно процес проявляється в утворенні карбонатного горизонту або карбонатної кори. Всі сольові кори, в тому числі карбонатні, є гідрогенного походження. Морфологічними ознаками карбонатної кори є сильне ущільнення та наявність карбонатних новоутворень. Сформований таким процесом горизонт подібний до карбонатних ілювіальних горизонтів, із подібними за формою новоутвореннями. Відрізнити їх можна лише у разі детального аналізу лабораторних визначень вмісту Кальцій карбонатів у межах карбонатних горизонтів [6].

Загіпсування – це процес вторинної акумуляції солей гіпсу $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ у товщі ґрунту при відкладанні його з мінералізованих ґрунтових вод, які досягли насичення відносно Кальцій сульфату, або при обробітку ґрунтових горизонтів, які містять вапно, сульфатно-натрієвими водами.

Механізм розвитку процесу: продовження випаровування призводить до того, що вище зони акумуляції карбонатів, мінералізовані розчини насичуються вже середньорозчинною сіллю – гіпсом $CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Термічний бар'єр для гіпсу знаходиться вище зони осадження Кальцій карбонату. Тому гіпс випадає в осад вище зони карбонатів, утворюючи наступний горизонт сольових акумуляцій *gypsic* у формі гіпсових горизонтів, кристалів і друз гіпсу, або навіть гіпсових кір кристалічної будови.

Засолення (солончаковий процес) – це процес гідрогенного накопичення водорозчинних солей на поверхні ґрунту або у його товщі при піднятті мінералізованих ґрунтових вод в умовах випітного чи десукційного водного режиму. Засолюватися можуть будь-які ґрунти: чорноземи, каштаноземи, сіроземи, лучні чорноземи чи каштаноземи, лучні чи болотні ґрунти, навіть ґрунти підзолистого ряду.

Засолення відбувається тоді, коли: 1) ґрунт вступає у безпосередній контакт із тим чи іншим джерелом солей, яким зазвичай є соленосні материнські, або корінні підстильні породи, що залягають близько до поверхні; 2) капілярна бахрома мінералізованих ґрунтових вод, які контактують із соленосними відклада-

ми, або засоленими пластовими водами, досягає рівня ґрунтового профілю.

Крім того, засолення ґрунтів часто зумовлене нераціональним господарюванням: неправильними обробітком ґрунту, режимом зрошування, несправностями у зрошувальній системі, недостатністю природного або штучного дренажу, підтопленням, зрошенням ґрунту промислово-стоковими, часто мінералізованими водами.

Засолення є дуже поширеним процесом не тільки в аридних і семиаридних областях, але й у степах. Його наслідки легко діагностуються в польових умовах морфологічно, а згодом у лабораторії – хімічними методами аналізування ґрунту.

Процес засолення є головним чинником формування *галогенних ґрунтів* (від грец. *hals* – сіль). Це велика група досить різних за будовою, складом, властивостями і агрономічними якостями ґрунтів, у формуванні яких беруть або брали участь мінералізовані водорозчинні, переважно натрієві, солі у підвищених концентраціях. Прості мінеральні солі, у тому числі й натрієві, зустрічаються в усіх ґрунтах, у тому числі і в негалогенних. Проте концентрації солей у цих ґрунтах настільки малі, що помітно не відображаються ні на самих ґрунтах, ні на рослинах, які на них ростуть. Отже, засоленими називаються тільки ті ґрунти, які містять у своєму профілі легкорозчинні солі у токсичних для сільськогосподарських рослин кількостях.

Лише засолені підвищеними концентраціями водорозчинних солей ґрунти можуть називатися галогенними. І тільки інтенсивно засолені серед них ґрунти називаються просто *солончаками*. Найінтенсивніше прояв процесів засолення спостерігається в гідроморфних ландшафтах аридних областей. Там на ґрунт впливають ґрунтово-підґрунтові або поверхневі води, які за інтенсивного випаровування щорічно виносять у ґрунт все нові і нові порції солей. Концентрація солей у таких водах досягає значних величин (100–250–300 мг/л). У складі солей беруть участь найбільш розчинні галіт $NaCl$, Na_2SO_4, $MgCl_2$, мірабіліт $MgSO_4 \cdot 10H_2O$, гіпс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$.

В умовах сухого клімату, де випаровування перевищує кількість опадів, ґрунтова товща не промивається. У такому разі легкорозчинні солі, які насичують ґрунтові води, не видаляються. Вони накопичуються на певній глибині від поверхні і починають брати участь у ґрунтоутворенні. Процеси сучасного соленакопичення в ґрунтах і сольовий баланс території визначаються балансом ґрунтових вод. Найпростішими різновидами балансу ґрунтових вод є: 1) прихід компенсується їхньою витратою; 2) прихід перевищує витрати; 3) витрати перевищують прихід.

У першому випадку дзеркало ґрунтових вод перебуває приблизно на однаковій глибині. В другому – їхній рівень піднімається, в третьому – опускається.

У природних ландшафтах сольовий баланс ґрунтів контролюється складовими елементами приходу і витрат. Визначальне значення має співвідношення у витратах ґрунтових вод величин відтоку, транспірації та випаровування. Відтік ґрунтових вод завжди супроводжується виносом солей і зниженням соленакопичення.

Пусковий механізм засолення і соленакопичення – це витрати ґрунтових вод на випаровування.

Якщо прихідні статті балансу ґрунтових вод компенсуються випаровуванням, відбувається різко виражене наростаюче засолення ґрунтів, водоносного горизонту і збільшення мінералізації самих ґрунтових вод. Якщо при цьому капілярна бахрома доходить до самої поверхні ґрунту, соленакопичення відбувається з проявами найрізкішої форми засолення – *солончакового процесу*.

В екстрааридних областях витрати води на випаровування при глибині їх залягання 0,5–1,0 м сягають 1,5–2,0 тис мм/рік. При глибині ґрунтових вод 2 м ця величина зменшується до 100 мм/рік, а при глибині 3–4 м, випаровування ґрунтових вод на поверхні ґрунту практично припиняється. В останньому випадку можливе тільки внутрішньоґрунтове випаровування, за якого інтенсивність витрат ґрунтових вод незрівнянно нижча,

ніж випаровування з поверхні. В цьому випадку процес засолення ґрунтової товщі відбувається дуже повільно.

Транспірація при малому гравітаційному відтоку ґрунтових вод (послаблений дренаж) посилює загальний процес концентрування вод і засолення. Але це відбувається не на поверхні, а в усій зоні ризосфери, головним чином у капілярній бахромі.

Отже, найпоширенішим і безпосереднім чинником сучасного засолення ґрунтів в аридних областях є процес випаровування і транспірація ґрунтових вод. Важливим чинником при цьому є безстічність території або сповільнений відтік ґрунтово-підгрунтових вод.

Мінерали-солі при контакті з водою відзначаються різною розчинністю і мобільністю в профілі ґрунту, у такій наростаючій послідовності:

1) карбонати – кальцит $CaCO_3$, магнезит $MgCO_3$, сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$;

2) сульфати – гіпс $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, мірабіліт $MgSO_4 \cdot 10H_2O$, Na_2SO_4;

3) хлориди – $CaCl_2$, $MgCl_2$, галіт $NaCl$;

4) нітрати – $NaNO_3$.

У першому ряді карбонатів добре розчинними є тільки сода, в другому – мірабіліт і натрій сульфат, у третьому і четвертому – всі солі розчинні.

Механізм процесу засолення. У процесі інтенсивного випаровування зростає мінералізація і змінюється склад ґрунтових вод. У процесі збільшення концентрації розчину, найменш розчинні компоненти випадають в осад, натомість, вміст решти більш розчинних речовин збільшується.

Першими насичують розчин сесквіоксиди і кремнезем. Їхні сполуки акумулюються при випаровуванні ґрунтово-підґрунтових вод у ґрунтах і підґрунті всіх кліматичних зон, особливо в аридних областях.

Потім ґрунтові води і ґрунтові розчини насичуються вуглекислими солями Кальцію і Магнію. Вони можуть переходити в осад ще у водовмісній товщі і капілярній бахромі над дзеркалом

ґрунтових вод. Осадженню карбонатів Кальцію і Магнію сприяє підвищення температури ґрунту по мірі наближення розчинів до поверхні ґрунту. Внаслідок цього вони переходять з форм Кальцій і Магній гідрогенкарбонату в карбонати лужноземельних металів. У деяких ґрунтах результатом цієї реакції є утворення зцементованого вапном щільного горизонту (*hardpan*) або кори.

Подальше випаровування розчинів призводить до насичення їх середньорозчинною сіллю – гіпсом. Гіпс випадає в осад вище зони карбонатів лужноземельних металів, утворивши наступний сольовий горизонт.

Поверхні ґрунту досягають розчини, збагачені найбільш розчинними сполуками – сульфатами Натрію, хлоридами і нітратами. Таким чином при інтенсивному випаровуванні утворюється три поверхи сольових акумуляцій у ґрунті: солі карбонатів, сульфатів і хлоридів. Процес засолення складається з послідовних стадій і повністю реалізується тільки на верхньому рівні сольових акумуляцій: закарбоначення, загіпсування і солончаковий процес.

Перерозподіл солей між елементами мікрорельєфу в аридних областях має протилежний характер. Найбільша акумуляція легкорухомих сполук спостерігається на мікропідвищеннях, з причин швидшого їх прогрівання, висихання і більшого випаровування. Мікропідвищення ніби всмоктують засолені розчини з оточуючих територій.

Чим сухіший клімат, тим більш розчинними і мобільними сполуками збагачуються ґрунти і ґрунтово-підгрунтові води. Зниження температури ґрунту призводить до випадання в осад солей, розчинність яких на холоді знижується (сульфати, карбонати Натрію).

У результаті засолення у твердій фазі ґрунтів накопичуються супутні малорозчинні несольові компоненти (вторинні глинисті мінерали, сполуки Силіцію, сесквіоксиди) і Кальцій карбонати та гіпс. При кристалізації вони утворюють у порах кристали, які розпихають ґрунтові частки і роблять верхній шар ґрунту пухким.

В умовах аридного клімату значні маси вторинних сполук і солей, що накопичилися в ґрунті за певний час, мають тенденцію до тривалого зберігання після відтоку ґрунтових вод і припинення процесів засолення. Цим спричинене значне поширення давніх реліктових кір і реліктових засолених ґрунтів на давніх алювіальних рівнинах аридних областей.

Морфологія процесу: засолення різними солями створює різну морфологічну картину:

1) сульфати Натрію Na_2SO_4 – пухкий горизонт;

2) хлориди Натрію $NaCl$ – корковий горизонт;

3) хлориди Кальцію $CaCl_2$ і Магнію $MgCl_2$ – мокрий горизонт;

4) сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$ – чорний і в'язкий, при висиханні – тріщинуватий, дуже повільно висихає.

Специфічними морфологічними ознаками процесу засолення є поява різних, залежно від стадії та інтенсивності процесу, сольових новоутворень – *прожилки*, *кірки*, *гнізда*, *нальоти*, *кристали*, *друзи* [6].

Легкорозчинні солі акумулюються на верхній межі капілярної бахроми. Менш розчинні солі можуть концентруватися також у межах бахроми, або в ґрунтових водах.

Вертикальний розподіл легкорозчинних солей у профілі ґрунту свідчить про напрям, співвідношення та інтенсивність процесів засолення–розсолення. Якщо легкорозчинні солі концентруються в профілі вище шару важко- і середньорозчинних солей – це свідчить про високу активність процесів сучасного засолення. Навпаки, якщо ж вони залягають глибше важко- і середньорозчинних солей – це вказує на процеси активного розсолення ґрунту. Якщо ж в ґрунтово-підґрунтовій товщі наявні декілька шарів максимальної акумуляції легкорозчинних солей – це вказує на декілька фаз засолення–розсолення.

Тирсифікація – це процес, який розвивається в умовах тимчасового гідроморфізму слабо дренованих депресій, у районах засушливого клімату.

Морфологія процесу: у результаті цього процесу ґрунт чорніє внаслідок утворення чорного гігроморфного гумусу з великими молекулами, комплексуючими Ферум. Структура ґрунту деградує. Утворюється поверхневий темний (чорний, темно-сірий, темно-бурий), злитий, дуже щільний і твердий горизонт, який при висиханні сильно розтріскується, а при зволоженні стає в'язкий і набухає.

У середині великих "тумбоподібних" (блокових) структурних окремостей наявні поверхні "ковзання" (*слікенсайди*). Процес тирсифікації – це своєрідне поєднання слабкого олуговіння і злитизації; поширений у вертисолях.

Такироутворення – це процес гідрогенно-біогенного утворення такирних ґрунтів зі щільним пористо-лункуватим корковим горизонтом на поверхні, потужністю 1–8 см.

Такири – це гола паркетоподібна поверхня глинистих пустель Азії, яка розбита сіткою тріщин на численні полігональні окремості. Утворення, подібні до такирів, – "*claypan*", зустрічаються також в Австралії[1].

Передумовою розвитку процесу такироутворення є різко контрастний водний режим із обов'язковим сезонним затопленням території поверхневими водами, що несуть із собою дисперсний матеріал і солі, при обов'язково низькому рівні ґрунтово-підгрунтових вод. Якщо остання умова не дотримується, тоді утворюються солончаки.

Умови розвитку процесу. Процес такироутворення розвивається у специфічних акумулятивних ландшафтах передгірних рівнин, на давніх дельтах і алювіальних рівнинах (пролювіально-алювіальні рівнини), котловинах посеред пісків і знижень плато.

Механізм розвитку процесу. При випаданні атмосферних опадів не менше 8–9 мм у горах Центральної Азії формується поверхневий стік, який надходить на передгірні рівнини пустель у формі селевих потоків. У передгір'ях Копетдагу формуються

---

[1] Bolshev N. N. Proiskhozhdenie i evolyutsiya pochv takirov. Moskva : Izd-vo MGU, 1955. 96 s.

віялоподібні пролювіальні дельти і рівнини загальною протяжністю вздовж гір на 1 000 км, а в попереку – до 100 км.

Навесні маси води на такирах утворюють тимчасові озера із запасами води в декілька млн км^3. Концентрація вод найчастіше 1–2 г/л. Солі представлені головним чином хлоридами Натрію (галіт) і сульфатами Натрію. Водний режим такирів визначається їхньою низькою фільтраційною здатністю.

Ранньою весною, коли поверхня ґрунту заливається водою, він промочується на глибину 10–40 см. У цей час відбувається сезонне розсолення ґрунту на глибину 10–18 см. Після розсолення у вилугуваному шарі концентрація солей знижується до 0,2–0,4 %. У сольовому складі абсолютно переважає сода, яка різко підвищує лужність ґрунту (pH до 8,5–9,0).

При розсоленні вбирається не більше 30–35 % опадів, решта випаровується. Глибше 40 см опади не проникають. Саме на цій глибині для рослин немає доступної вологи. У верхній частині доступна волога зберігається тільки до квітня–травня.

З початком літа ґрунт постійно висихає аж до осені. У цей час відбувається сезонне засолення поверхневого горизонту. З капілярно-підвішеною вологою солі, які навесні були вимиті на деяку глибину, знову повертаються до поверхні. При цьому вміст солей зростає удвічі-утричі порівняно з весняним рівнем. Серед солей зазвичай переважають найбільш розчинні хлориди. Повторність процесів засолення–розсолення зумовлює поперемінний розвиток солонцевого процесу і осолодіння ґрунтів. Саме пульсаційний водний режим зумовив утворення лускуватого горизонту безпосередньо під пористою кіркою.

У межах кірки відбувається руйнування колоїдів, що призводить до зменшення їхнього вмісту удвічі-тричі, порівняно з нижчими горизонтами. Гумус досягає високого ступеня дисперсності. Більше половини його переходить до колоїдної фракції. Він починає активно вимиватися в підкірковий горизонт.

У колоїдній фракції ілювіального горизонту накопичується Al_2O_3, MgO, SiO_2 у кількості у 2–5 разів більшій, ніж у кірковому горизонті.

При такироутворенні вища рослинність відсутня. Проте з найпростіших організмів особливу участь у такироутворенні беруть здебільшого ціанобактерії та діатомові водорості. Вони утворюють на поверхні такирів біогенну плівку товщиною 2–5 мм. У процесі життєдіяльності ці організми сильно підлужнюють середовище, особливо вдень, аж до pH 9, також підвищують уміст карбонатів більш ніж на 2 ммоль/л. Водорості активно руйнують алюмосилікатну частину ґрунту своїми прижиттєвими виділеннями; впливають на формування пористої кірки такирів. Використовуючи у процесі фотосинтезу CO_2, вони сприяють переведенню Кальцій гідрогенкарбонатів у карбонати, тим самим цементують кірку, а виділяючи кисень, сприяють виникненню пористого складення кірки.

2.5.2. Процеси плювіальних епох ґрунтоутворення

До цієї групи процесів належать: *латеритизація*, *зруденіння*, *окремніння*, *плінтифікація*, *олуговіння*, *відкладання намулу*. Ця група процесів досить активно проявляється в гумідних і субгумідних областях в умовах розчленованого рельєфу, у фази плювіального ґрунтоутворення, а також в антропогенних ландшафтах з інженерно-технічними спорудами.

Латеритизація – це процес латерального переміщення сполук закисного Феруму (у формі хелатів) внутрішньоґрунтовими токами вологи із зони розкладення мінералів (верхні частини схилів) до нижніх частин схилів, у зону формування каолінітової плямистої глини, її наскрізне просочування, з наступним окисненням закисного Феруму, його осадження і кристалізація в акумулятивних частинах латеризованої ґрунтової товщі.

Термін “латерит” уперше введений у наукову літературу Бюкененом (1807) на початку XIX ст. Він називав латеритами збагачені Ферумом горизонти кори вивітрювання, які твердіють при появі на денній поверхні.

Протягом майже двох століть терміну *латерит* надавали різного змісту. Одні автори називають латеритами горизонти

кори вивітрювання, які збагачені сполуками Феруму, інколи Мангану, Алюмінію і деякими іншими елементами. Інші – надають цьому терміну більш широкого змісту, називаючи латеритами продукти вивітрювання у внутрішньо-тропічних областях, що відзначаються підвищеним вмістом Феруму, Алюмінію і Титану та пониженим вмістом кремнезему, лужних і лужноземельних елементів. Усі вони вважають формування латериту нормальним етапом розвитку кори вивітрювання в тропіках.

Найбільше до розуміння істинної природи латеритів наблизилися Кастаньйоль, Д'Хор, Р. Меньєн і І. Денисов. Їхній висновок про алохтонне походження сполук Феруму, які формують латерити, є науково обґрунтованим. Основну роль при цьому відводять ґрунтовим водам, підкреслюючи велике значення бокових внутрішньо-ґрунтових токів ґрунтових вод, які приносять Ферум до нижніх частин схилів. Там Ферум, унаслідок процесів окиснення і висихання ґрунту, осідає з розчину і бере участь в утворенні альвеолярних латеритів і конкрецій.

Умови розвитку процесу. Латерити і латеритизація дуже поширені в тропіках із наявністю різного за тривалістю (від 3 до 6 місяців) сухого періоду (савани) і близьким заляганням рівня ґрунтових вод. Локація їхнього утворення приурочена до нижніх ділянок схилів, або краю депресій.

Механізм розвитку процесу. Всі різновиди латериту проходять у своєму розвитку через стадію плямистої глини, де в темнозабарвлених морфонах відбувається концентрація сесквіоксидів. Латерити утворюються в товщі ґрунту, приблизно на висоті рівня коливання капілярної бахроми ґрунтових вод. При ерозії верхніх горизонтів, латерит швидко твердне.

Суть процесу латеритизації полягає в боковому (латеральному) переміщенні ґрунтових вод, які містять закисні і комплексні сполуки Феруму. Переміщення Феруму відбувається за сприяння органічної речовини ґрунту у формі внутрішньокомплексних сполук (хелати). Таке переміщення супроводжується винесенням Феруму з районів відтоку, і його накопиченням у нижній частині пологих схилів, де вони переходять у рівнину або у долини чи депресії. Тут локалізується найактивні-

ший боковий підтік ґрунтових вод. Причому, ці води, внаслідок виположування схилу, сповільнюють свій рух, і капілярна бахрома підходить ближче до поверхні ґрунту. Все це посилює можливості окиснення розчинених двовалентних форм Феруму, підвищує концентрацію розчину внаслідок його активного випаровування. Процеси окиснення і підвищення концентрації залізистих сполук (хелатів) у розчинах, призводять до руйнування комплексних сполук Феруму з органічними речовинами, а значить, до збільшення імовірності випадання в осад розчинених речовин, у першу чергу Феруму. Нижні частини схилів є найтиповішими елементами ландшафту, де відбувається осадження розчинених речовин. Уверх по схилу інтенсивність процесів осадження зменшується.

Розподіл каркасних елементів по профілю латериту (особливо альвеолярного) характеризує повну їхню сформованість у верхній частині, і наявність лише фрагментів, нескріплених один з другим – у нижній. Утворення латериту відбувається поступово, через стадію формування плямистої глини в зоні коливання рівня ґрунтових вод, далеко від місця розкладення гірських порід, де відбувається процес глиноутворення.

Спочатку відбувається цементація оксидами Феруму (альвеолярні латерити) дрібноземистої маси в окремих точках. Потім, через утворення фрагментів (плоских, неправильної форми конкрецій) виникає суцільний каркас альвеолярного латериту. Ці фрагменти з’єднуються між собою, створюючи ряд замкнених або напівзамкнених порожнин між ними.

Причини шлакоподібної, губчатої, вузлуватої форми альвеолярного латериту полягають в умовах осадження сполук Феруму, які цементують каркас. Дрібноземиста кора вивітрювання протягом вологого сезону просякнута вологою, яка містить легкорозчинні сполуки двовалентного Феруму. Ця волога може підніматися вверх капілярами у товщі капілярної бахроми від дзеркала ґрунтових вод, може надходити з латеральними внутрішньоґрунтовими токами, а може просочуватись із верхніх горизонтів. Часто наявний вплив декількох чинників одночасно, тобто волога збирається звідусіль.

При висиханні ґрунтово-підґрунтова товща розчленовується на структурні окремості, між якими виникають тріщини. В цих тріщинах, завдяки аерації, створюються окисні умови, а утворені агрегати і педи починають підсихати. Внаслідок окиснення і висушування на поверхні структурних агрегатів починає осаджуватися Ферум, який надійшов з ґрунтовими водами, а також той, який підтягується з центральних частин структурних окремостей. Отже, відбувається прогресивне знезалізнення в пустотах альвеолярних латеритів і зруденіння їхніх каркасних частин. Феруму, який міститься в ґрунтово-підгрунтовій товщі, де відбувається латеритизація, не вистачає для формування каркасу. І цей каркас формується за рахунок алохтонного Феруму, принесеного латеральним током вологи, зрідка з верхньої частини ґрунтового профілю, або з-під шару латеритоутворення.

Морфологія процесу. Елементарними морфологічними компонентами латеритів є конкреції, які поділяють на чотири групи: пізолітові, альвеолярні (лункуваті), конкреції цементації і псевдоконкреції.

Пізолітові конкреції мають кулеподібну або неправильну (бобоподібну, еліптичну) форму. Розмір конкрецій від 1–2 до 8–10 мм. Вони відзначаються різною твердістю. Одні легко давляться пальцями, інші – важко рубати ножем. М'які конкреції мають бурий, червонувато-бурий колір, однорідний в усій їхній масі. Міцні – мають із поверхні блискучий буруваточорний колір, який до центру конкреції змінюється на темнобурий. Будова конкрецій здебільшого однорідна, але є і концентрична. Головною складовою частиною пізолітових конкрецій є оксиди Феруму, які становлять 2/3 їхньої маси. Дуже мало лужних і лужноземельних елементів, особливо Магнію, надзвичайно мало Мангану. В конкреціях є також Алюміній, але його помітно менше, ніж у навколишній масі.

Альвеолярні (лункуваті) конкреції мають неправильну форму – плоску, викривлену в різних площинах. З'єднуючись між собою, альвеолярні конкреції можуть утворювати ніби стінки лунок бджолиних сот, створюючи альвеолярний (губчастий) латерит. Колір альвеолярних конкрецій зазвичай бурувато-

іржавий. Їхньою особливістю є те, що в них різко знижується вміст Феруму і підвищується Силіцію. Альвеолярні конкреції (і латерити) головно пов'язані зі строкатими (білими, жовтими, червоними) глинами. Червоні ділянки цих глин, які збагачені Ферумом, при виході на денну поверхню тверднуть, утворюючи або окремі альвеолярні конкреції, або суцільну сітку конкрецій, що створює альвеолярний латерит. У профілі ґрунту немає різкої межі між пізолітовими й альвеолярними конкреціями.

Конкреції цементації за своєю формою можуть бути подібними до пізолітових або альвеолярних конкрецій. Це дрібні уламки первинних незвітрених мінералів, які зцементовані оксидами Феруму. Головна особливість цих конкрецій у їхній будові, яка помітна візуально. Інколи пізолітові, і майже завжди альвеолярні конкреції мають включення незвітрених первинних мінералів (кварц, польові шпати, слюди тощо), але вміст їх значно нижчий, і ці включення візуально непомітні.

Псевдоконкреції також мають різну форму – від пізолітової до альвеолярної. Це обкатані уламки первинних мінералів, найчастіше – незвітрених уламків порід, які з поверхні покриті залізистою плівкою.

Усі форми конкрецій утворюють чіткий ряд спрощення процесу їхнього утворення. Пізолітові майже повністю складені речовинами, які осіли з розчину. Помітну роль в утворенні альвеолярних конкрецій відіграють речовини, включені із навколишньої маси. В конкреціях цементації ці включення домінують. У псевдоконкреціях речовини, які випадають в осад з розчину, утворюють тільки тонкі плівки на поверхні мінеральних зерен.

Аналогічно до конкрецій, латерити поділяють на групи: пізолітові, альвеолярні (губчасті), латерити цементації, псевдолатерити, а також вторинні (перевідкладені) латерити.

Твердофазні продукти латеритизації. Латерити мають вигляд пористої маси, яка з глибиною переходить у так звану "плямисту глину" (не обов'язково глинистого гранулометричного складу) – напівм'яку білувато-жовту масу, по якій рясно розкидані яскраво-червоні або темно-коричневі плями.

Залізиста маса латериту, потужністю від кількох дециметрів до 5–7 м, зустрічається у вигляді суцільного панциру або окремих брил і кусків, або у вигляді горохоподібних конкрецій.

Зруденіння – це процес гідрогенного накопичення у товщі ґрунту оксидів Феруму різного ступеня гідратації, з утворенням "залізистого солончака", або рудякового горизонту (болотної руди).

Умови розвитку процесу. Зазвичай процес зруденіння проявляється в місцях геохімічних бар'єрів для сполук Феруму: притерасні зниження у заплавах, місця виходу залізистих ґрунтових вод у депресіях рельєфу, окраїни боліт (особливо низинних) чи меліоративних канав.

Головною мінералогічною формою залізистих новоутворень у цих умовах є мінерал *лімоніт*.

Механізм процесу зруденіння. Цей локальний процес проявляється у випадку, якщо в ґрунтових водах міститься велика кількість закисного Феруму. Над дзеркалом ґрунтових вод існує малопотужна зона капілярного змочування. В її зовнішній смузі, яка контактує з зоною аерації, що розташована вище, розчинений у воді закисний Ферум окиснюється і випадає в осад у вигляді вохристо-бурого осаду, утворюючи ортзандові прошарки. Пульсаційний режим змочування-висушування ґрунту призводить до утворення кількох ярусів ортзандових прошарків.

Морфологія процесу. Залежно від стадії розвитку процесу, його морфологічний прояв буде різний. На ранніх стадіях (у часі або просторі) формуються озалізнені торф'яні або мінеральні горизонти, які інтенсивно забарвлені вохристо-бурими оксидами Феруму. Ці горизонти містять мікроконкреції концентричної будови. На більш зрілих стадіях формуються виразні конкреційні горизонти, які складаються з окремих або зцементованих між собою конкрецій концентричної будови і неправильної форми великих желваків натічної форми [6].

Найпоширенішим морфологічним оформленням процесу зруденіння є гідрогенне утворення ортзандів або псевдофібрів, найчастіше у піщаних і супіщаних підзолистих і дерново-підзолистих ґрунтах на поліміктових флювіогляціальних пісках і супісках.

Окремніння – це локальний процес гідрогенного накопичення кремнезему і цементація ним ґрунтових шарів. Поширений в областях циркуляції лужних розчинів. З одного боку, ними можуть бути райони тропічного клімату, де на різних стадіях фералітизації відбувається інтенсивне вивільнення кремнезему з силікатів, що вивітрюються, і винесення цього кремнезему у колоїдній формі або формі істинних розчинів з ґрунтовими водами в акумулятивні ландшафти (десилікація). З іншого боку, це райони аридного або семиаридного клімату, в яких здійснювалась інтенсивна (в минулому) циркуляція лужних розчинів із великою часткою участі Na^+ при ґрунтоутворенні.

У будь-якому випадку, в акумулятивних ландшафтах відбувається осадження аморфного (*опал*) або приховано-кристалічного (*халцедон*) кремнезему, який пронизує ті чи інші шари ґрунту і поступово кристалізується у формі вторинного кварцу з видовженою формою кристалів.

Опалово-халцедонові зцементовані горизонти (*дуріпен*) або кори трапляються досить часто. Здебільшого вони є палеоакумулятивними (палеогідроморфними) утвореннями.

Плінтифікація – це гідрогенний процес перетворення фералітизованого матеріалу, шляхом відкладання у товщі капілярної бахроми капілярно-підпертої вологи, оксидів Феруму на фералітну основу.

При цьому утворюється горизонт плінтиту, який характеризується строкатим забарвленням: червоні плями неправильної форми з’єднуються в суцільну лункувату сітку на жовтуватому, оранжевому або білясто-жовтому фоні (каолінова глина). Зазвичай по всьому горизонту поширені залізисті вохристо-бурі або марганцево-бурі червонувато-чорні нечисленні конкреції концентричної або натічної будови.

Горизонт плінтиту ущільнений, але вільно копається лопатою. При дії на нього атмосферного повітря, з часом безповоротно твердне, перетворюючись у лункуватий латерит.

При мікроморфологічному обстеженні побачимо рясні дрібні, від червоних до жовтих, кристалики оксидів Феруму на крупних білуватих або зеленкуватих кристалах каолініту. Кварцові

зерна, які покриті потрісканими буро-жовтими залізистими плівками, значно рідше мають на своїй поверхні кристалики оксидів Феруму, ніж зерна каолініту.

Олуговіння – це акумулятивний процес, який пов'язаний із впливом капілярної бахроми немінералізованих ґрунтових вод на нижню частину ґрунтового профілю, в умовах доброго загального дренажу. Цей процес призводить до посилення загального зволоження ґрунту, без його заболочення.

Морфологія процесу. Процес олуговіння проявляється у збільшенні інтенсивності гумусового забарвлення у профілі; потужності гумусового горизонту; язикуватості нижньої межі гумусового горизонту; переході зернистої структури (в степах) у грудкувату; в наявності нечисленних іржавих і сизих плям та залізистих мікроконкрецій (бобовини) у нижній частині профілю; в розмоканні карбонатних конкрецій.

Процес олуговіння виразно проявляється при формуванні лучно-чорноземних і лучно-каштанових ґрунтів.

Відкладання намулу – це гідрогенний заплавний, підводний або делювіальний процес акумуляції мінеральної речовини на поверхні ґрунту при седиментації часток із водного потоку, який сповільнює свій рух. Цей процес характеризує сингенетичне ґрунтоутворення, коли педогенез і седиментація породного матеріалу діють одночасно.

Рушійною силою седиментації матеріалу є схилові, паводкові, повеневі та делювіальні явища. Основною морфологічною ознакою такого процесу є мікрошаруватість намулу. Потужність шарів намулу залежить від інтенсивності повеней або площинного змиву і може коливатися від часток міліметра до декількох сантиметрів. Часто при замуленні, в товщі намулу зустрічаються мушлі прісноводних молюсків, галька, гравій, а в аридних областях – легкорозчинні солі.

Якщо відкладання намулу відбувається періодично під час сезонних розливів водних потоків, то матеріал, який залишається на поверхні ґрунту, виразно відділяється від його нижньої товщі, має вигляд тонкошаруватої полігонально-тріщинуватої

кірочки, у якій тонкі шари на відстані кількох міліметрів грубшають донизу.

У такий спосіб формуються алювіальні шаруваті ґрунти, намиті ґрунти шлейфів схилів і днищ балок, або великих суфозійних западин.

2.6. Педотурбаційні ЕҐП

Це змішана група процесів механічного перемішування ґрунтової маси під впливом різних зовнішніх і внутрішніх чинників і сил. Ці сили можуть бути природного та антропогенного походження. Тому, педотурбаційні процеси класифікуються відповідно до природи і характеру дії основного агента ґрунтової педотурбації.

До педотурбаційних ґрунтових процесів належать: *самомульчування*, *розтріскування*, *спучування*, *пучіння*, *гаплоїдизація (вертисолізація)*, *зоотурбація*, *фітотурбація*, *кріотурбація*, *вітровальна педотурбація*, *агротурбація.*

2.6.1. Фізична педотурбація

Самомульчування – це процес утворення малопотужного (декілька сантиметрів) пухкого дрібнобрилувато-горіхувато-зернистого поверхневого шару в результаті інтенсивного висихання злитого ґрунту. Цей малопотужний шар різко відділяється від розташованої під ним злитої ґрунтової маси. Самомульчований шар існує тільки в сухому стані. При зволоженні він повністю зливається з нижніми горизонтами.

Морфологія процесу: утворення в сухому стані дрібнобрилувато-горіхувато-зернистого поверхневого шару.

Розтріскування – процес інтенсивного стискання анізотропної ґрунтової маси при її нерівномірному висиханні. В результаті стискання утворюються вертикальні тріщини різної глибини. Цей процес призводить до перемішування ґрунту і його гомогенізації на глибину розтріскування в одних ґрунтах (вертисолі), або навпаки, до утворення гетерогенних профілів із

різним складом і будовою у заповнених тріщинах і в просторі між тріщинами (кріоземи).

Морфологія процесу: утворення тріщин різної глибини і ширини.

Спучування – процес формування грубобрилуватого пухкого поверхневого шару сольових кірок (себкхів) у пустелях унаслідок висихання сульфатних солончаків.

Пучіння – вихід на поверхню тиксотропної ґрунтової маси в умовах кріогенезу чи гільгаїутворення. Наслідком цього процесу є гомогенізація ґрунту на глибину розтріскування у вертисолях, або навпаки, гетерогенізація профілю з різним складом і будовою в заповнених тріщинах і просторі між тріщинами, як в кріоземах.

Кріотурбація – це процес морозного механічного переміщення одних ґрунтових мас стосовно інших у межах будь-якого горизонту або профілю загалом. Результатом цього процесу є утворення специфічного профілю кріотурбаційної будови.

Морфологія процесу: полігонально-блоковий рельєф, морозобійні тріщини, соліфлюкційні мікродислокації, вимерзання каміння.

Вітровальна педотурбація – це процес перемішування маси різних ґрунтових горизонтів у результаті вітровальних лісових вивалів, унаслідок чого формується вітровальний горбкувато-западинний мікрорельєф у лісових екосистемах. Призводить до одночасного біогенного поховання і руйнування цілісності ґрунту, а також суттєвої гетерогенності і гетерохронності ґрунтового профілю і ґрунтового покриву. З особливою силою цей процес розвивається на неглибоких сильно скелетних гірсько-лісових ґрунтах (*буроземи*).

Морфологія процесу: утворення вітровального мікрорельєфу, вітровальні конуси і ями.

2.6.2. Процеси гаплоїдизації (вертисолізація)

Специфічний складний педотурбаційний процес, який розвивається у результаті сезонного висихання (від 10 місяців до декількох тижнів) ґрунтового профілю *вертисолей* в умовах, по-

дібних до мусонного перемінно-вологого клімату. Наслідком вертисолізації є гомогенізація ґрунту на глибину розтріскування і утворення горбкуватого мікрорельєфу типу “*гільгаї*”, “*нори крабів*” або полігонального рельєфу. Процес вертисолізації дуже поширений при поперемінному набуханні і висиханні ґрунтової маси темних глинистих ґрунтів (вертисолі), головним чином між 45° пн. ш. і 45° пд. ш. (Австралія, Індія, Судан, Чад, Гана, Куба, Пуерто-Ріко, Тайвань). Особливо яскраво він розвивається в преріях Великих рівнин США (Техас). Темні глинисті ґрунти, *вертисолі*, поширені на всіх континентах, крім Антарктиди і займають площу близько 2 350 тис. км^2.

У формуванні вертисолей беруть участь декілька процесів, серед яких основний – *гаплоїдизація*, яка виникає внаслідок глинистих педотурбацій. Глинистий ґрунт більш ніж на 35 % складений глинистими мінералами з лабільною кристалічною ґраткою типу 2:1.

Механізм розвитку процесу: протягом сухого сезону на поверхні ґрунту відбувається самомульчування ґрунтової маси. У результаті стискання глинистої маси ґрунт розтріскується на глибину до 1 м. Між широкими і глибокими клиноподібними тріщинами під мульчованим шаром (глибше 20 см) утворюються брили (див. рис. 13).

На початку вологого сезону, коли тріщини ще досить широкі, вони заповнюються матеріалом поверхневих горизонтів, чому сприяє діяльність тварин, вітер чи дощ.

Намокаючи, глини набухають, тріщини стискаються і “зайвий чужорідний матеріал” у зімкнутих тріщинах нижньої частини профілю створює сильний боковий тиск на стінки тріщин. Енергія стискання поширюється в різних напрямках (максимально доверху), але її вихід реалізується тільки через переміщення вверх одних блоків ґрунтової маси відносно інших (*пучіння*) з утворенням площин ковзання (слікенсайдів), сліди яких чітко помітні на гранях педів (агрегатів), унаслідок чого структура стає кутувато-брилистою. Збільшення маси ґрунту відображається на ландшафті, спричиняючи появу мікрорельєфу “гільгай”.

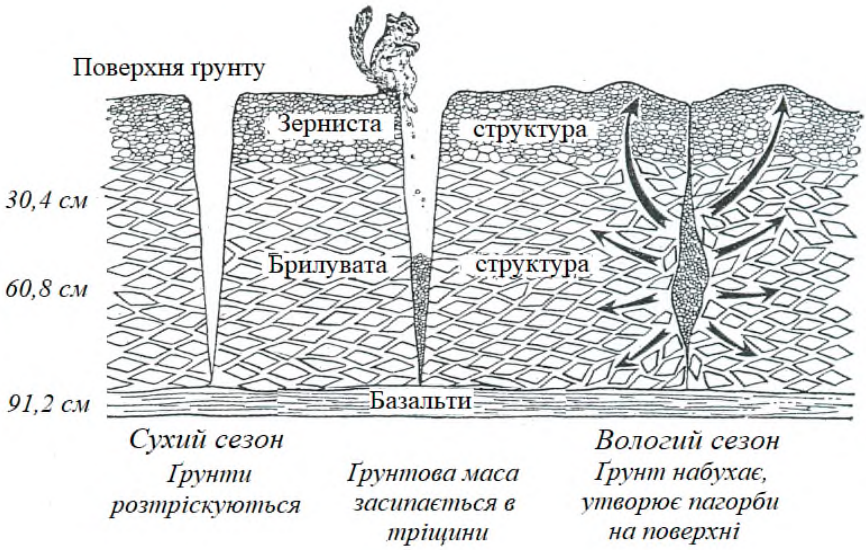


Рис. 13. **Схема циклів зволоження–висихання у вертисолях при гаплоїдизації [16, с. 276]**

Вертисолі є своєрідними ґрунтами, в результаті розвитку яких відбувається ніби “ковтання” гумусового горизонту *Н*.

Морфологія процесу: утворення мікрорельєфу “гільгаї”, слікенсайди, кутувато-брилисті педи, глибокі тріщини.

2.6.3. Біотурбаційні процеси

Зоотурбація. Немає принципової різниці між діяльністю риючих тварин на процес переміщення ґрунту і впливом на нього ґрунтообробних механізмів. Своїм “риючим апаратом” тварини виконують роботу, подібну до впливу на ґрунт рихлячих механізмів. Тому, найкращий педотурбаційний, зокрема структуротворний ефект у цьому випадку залежатиме від вологості ґрунту, за якої виконується ця робота. Якщо це відбувається за вологості структуроутворення, тоді зоотурбація й агрегація будуть високими. За цієї вологості ґрунт легко піддається ущільненню, “роздається” і стає прохідним для землериїв.

Зоотурбація – це процес здавлювання, рихлення, перемішування і передислокація частини ґрунтової маси землериями (хребетні, черв'яки, комахи, членистоногі, молюски тощо). Цей процес найкраще ілюструється на прикладі кротовин різного походження і розмірів, залишених кротами, мишами, байбаками, ховрахами, зайцями, борсуками, лисицями тощо). Роблячи проходи в ґрунті, землериї виносять на поверхню правильно оформлені (зернистої структури) агрегати. Це вказує на те, що механічна робота в ґрунті виконується за вологості структуроутворення.

Механізм впливу на ґрунт найбільш продуктивних землериїв, якими є дощові черв'яки, полягає в такому. Дощові черв'яки пересуваються в ґрунті по-іншому, ніж хребетні землериї. Вони не розпихають ґрунтову масу, утворюючи при цьому "нори", а заковтують ґрунтові частки, пропускаючи їх через свій кишківник. Викидання ґрунтових часток з тіла черв'яка пов'язане з перистальтикою його кишково-травного тракту, тобто скороченням і розславленням його м'язів. Черв'як викидає ґрунтові частки у вигляді агрегатів (копролітів). Ці агрегати ущільнені скороченням м'язів у момент викиду. Поверхня агрегатів після викиду їх черв'яками має типовий "сплавлений" вигляд. Частки ґрунту при цьому склеюються слизистими виділеннями, набуваючи водостійкості. Наявність водостійких клейких речовин залежить від видового складу черв'яків, умов їхнього живлення і фізико-хімічних властивостей ґрунту. Результатом діяльності черв'яків є каналізація ґрунтової товщі у формі рясної сітки *червоточин*.

Морфологія процесу: утворення кротовин, червоточин, камер комах, копролітів, зоогенного нанорельєфу (мікроконуси виносу на поверхні ґрунту).

Фітотурбація. Класики генетичного ґрунтознавства В. Докучаєв і П. Костичев пов'язували горіхувату структуру ґрунту з впливом на нього деревної рослинності, а зернисту структуру – з впливом кореневих систем трав'янистої степової і лучної рослинності. Зауважимо, американський ґрунтознавець Л. Бейвер пише, що "…трав'яниста дернина підвищує грануляцію…".

Фітотурбація – це процес пронизування ґрунтової товщі кореневою системою рослин в усіх напрямах, з одночасним розсуванням ґрунтових часток на своєму шляху, перемінне ущільнення ґрунту між ходами різних коренів, які після відмирання і перегнивання утворюють систему пор і каналів різного розміру і конфігурації (дендрити, корневини), вздовж площин яких спротив ґрунту землериям і ґрунтообробним механізмам знижується. Вплив кореневих залишків на міцність ґрунту тим кращий, чим більш глибоко- і густорозгалужена коренева система рослин (щільнодернинні злаки).

Механізм розвитку процесу фітотурбації такий: спочатку ґрунт під впливом розвитку кореневої системи рослин поступово самоущільнюється. На другий чи третій рік, після формування дернини, ущільнюючий ефект трав переходить в ефект розпушення. При цьому різко покращується пористість ґрунту, а вологість у шарі дернини відповідає вологості оструктурення (ВРК). При формуванні кореневої системи рослин об'єм ґрунту збільшується, що особливо помітно в ділянці переходу коренів у стовбур рослини.

Морфологія процесу: утворення корневин, дендритів, ходи згнилих коренів.

2.6.4. Агротурбаційні процеси

У природних умовах ґрунт завжди прагне перейти з пухкого складення до щільного, внаслідок процесу самоущільнення (гравітація, зволоження). *Агротурбація* – це механічне перемішування, рихлення або навпаки, ущільнення ґрунту (окремих горизонтів) сільськогосподарськими механізмами і машинами. Ці процеси дуже поширені в практиці землеробства, особливо активні за відвальної оранки в умовах ріллі. Наслідком механічного обробітку є переведення ґрунту з щільноструктурного стану (структурний ґрунт) до пухкого за високої культури землеробства. Головну роботу виконує плуг і його форма.

Механізм розвитку процесу: коли плуг відрізає пласт ґрунту, останній, піднімаючись по відвалу плуга, стискається. У

брилі ґрунту виникає напруження відколювання, яке в місцях найменших зв'язків ґрунтової маси спричиняє тріщини. При відвалюванні тріщинуватої брили обабіч плуга, ґрунтова маса кришиться на дрібні структурні окремості, залежно від структурності ґрунту і його польової вологості. Якщо ґрунт безструктурний і в ньому немає місць з найменшими зв'язками або їх мало, тоді під впливом сколюючих напружень ґрунт буде переважно здавлюватись і кришитися на брили.

Дещо інший механізм спостерігається при роботі зубових (борона) або ріжучих (культиватор) механізмів. Вони можуть самостійно кришити ґрунт, який до цього був безструктурним. Важливо тільки правильно вибрати вологість обробітку.

Ущільнення ґрунту відбувається внаслідок розвитку тиску здавлювання за сприятливої для цього вологості ґрунту (понад вологість в'янення). Чим вищий тиск на ґрунт, тим за меншої вологості він здатний до максимального ущільнення. Волога заповнює нерівності між ґрунтовими частками, а також сприяє набуханню колоїдів. Тим самим, вода виконує функцію "природної змазки" між ґрунтовими частками і агрегатами. Внаслідок цього ґрунтові частки й агрегати під навантаженням ковзають, повертаються і вкладаються якнайщільніше, прагнучи до оптимального "упакування" ґрунтової маси. Ущільнення, зумовлені змочуванням ґрунту, зберігаються навіть після його підсихання. Коефіцієнт кришіння зростає при тиску на ґрунт, зволожений до вологості розриву капілярів ВРК (вологість структуроутворення). Коли вологість відповідає вже вологості в'янення (ВВ), тоді ґрунт починає ущільнюватись. Якщо в стані вологості структуроутворення рихлити ґрунт зубовими механізмами, тоді він буде кришитися до зернистої структури. Тим самим ґрунт проявляє властивість всіх дисперсних тіл – прагне набути стану з найменшою поверхневою енергією, яка в цьому випадку визначається водою, котра утворює неперервну сітку плівок і менісків. Робочі механізми розривають на частини плівки води, які разом з частками ґрунту будуть намагатися прийняти, згідно з другим законом термодинаміки, форму з найменшою поверхнею, тобто, кришитися на зерна округлої форми.

Морфологія процесу: утворення колій на поверхні ґрунту, орного шару, опресійного шару плужної підошви, ущільнення ґрунту на різну глибину.

2.7. Деструктивні ґрунтові процеси

Це група процесів, які призводять до руйнування ґрунту як природного тіла і в кінцевому результаті – до його знищення. До її складу входять: *ерозія*, *дефляція*, *стягування і седиментація (поховання)*. Усі ці процеси за своєю суттю є геологічними, але оскільки вони захоплюють певну частину ґрунтового профілю, тому й належать до ґрунтових процесів.

2.7.1. Ерозія

Це процес механічного руйнування ґрунту під впливом крапель дощової води, з наступним формуванням поверхневого стоку атмосферних опадів. Ерозія є площинною, лінійною та іригаційною. За механізмом дії, ерозія ґрунтів проявляється по-різному від зливових дощів і сніготанення [7, с. 39–44]. Під час танення снігу мутність стоку невелика, що зумовлено промерзанням ґрунту. При зливових дощах мутність буває дуже високою.

Донедавна вважали, що вода, яка стікає по схилу, є причиною руйнування ґрунтів на схилах. Дослідженнями В. Едісона (1947) в США, а пізніше Г. Швебса (1974) в Україні, було доведено, що власне крапля дощової води є основним чинником ерозії ґрунту при зливових дощах, після яких через 10–20 хвилин настає повне руйнування структурних агрегатів орного шару чорноземів. Крапля дощової води, яка вільно падає, має значну кінетичну енергію. Її руйнівний вплив на структурні агрегати набагато вищий, ніж при поверхневому стоці води. Кінетична енергія падаючої краплі (E, Дж) дорівнює добутку половини її маси (m) на швидкість у квадраті (V^2). Для дощу V = 8 м/с. Кінетична енергія опадів (E) = $m/2 \cdot 8^2 = 32$ Дж.

Поверхневий стік має меншу кінетичну енергію, отже й меншу руйнівну силу. Малоінтенсивний дощ (мряка) склада-

ється головно з дрібних крапель води, які падають із незначною швидкістю. Отже, вони володіють невеликою руйнівною силою відносно поверхні ґрунту. Основна ерозійна дія крапель води полягає у відокремленні часток ґрунту від загального моноліту або агрегату. Кількість ерозійної енергії дощу залежить не стільки від маси опадів, скільки від розмірів падаючих крапель води. Чим більший розмір крапель, тим більша їхня швидкість і ерозійна здатність дощу.

Механізм процесу ерозії відбувається в три етапи: при зливовому дощі, в перший момент відбувається швидке вбирання вологи ґрунтом. Одночасно руйнуються і відокремлюються частки ґрунту від агрегатів. Потім відбувається швидкий кольматаж пор, після чого вода погано вбирається ґрунтом. Унаслідок цього він перезволожується, набухає і втрачає міцність зв'язку між частками (утворюється ніби жижа) через розклинюючий ефект молекул води в порах. Після цього ґрунтова маса все більше розбризкується. Висока енергія гідратації глинистих мінералів сприяє хімічній взаємодії між дощовими краплями і ґрунтовими частками з наступним послабленням зчеплення між ними на першій стадії. На другій і третій стадіях значна енергія гідратації мінералів створює високий поверхневий натяг перенасиченого водою ґрунту, в результаті чого розбризкування ґрунтових часток зменшується. На поверхні ґрунту з'являється плівка води, після чого відбувається тільки напірна інфільтрація. До появи плівки води швидкість вбирання дорівнює інтенсивності дощу. Шар води дає початок мікростоку, який збирається в мікропапілярах стоку, через які інтенсивно виноситься зруйнований матеріал, переважно у формі колоїдних розчинів і тонких суспензій. На цій стадії мутність води починає зростати. Потім суцільний стік концентрується через папіляри стоку в окремі струмки, формуючи сітку макропапілярів стоку. Вниз по схилу вони з'єднуються і перетворюються в більші струмки, несучи з собою ще й грубі суспензії. Чим нижче по схилу, тим більший розхід води в об'єднаних струмках, тим ширший і глибший розмив, тим більша маса і об'єм твердого стоку.

Дощові краплі здатні не тільки відокремлювати ґрунтові частки від агрегатів, але й переміщати їх вниз і вверх по схилу шляхом розбризкування. Причому, в такий спосіб униз переміщується на 50 % більше часток, ніж уверх по схилу. Але частка розбризкування становить усього 2–3 % від загального твердого стоку. Тобто, власне дощова крапля зливових опадів є головним агентом (модератором) руйнування і часткового переміщення ґрунту на поверхні схилу. Головним же чинником переміщення ґрунту з верхньої частини схилу в нижню є поверхневий стік – рух істинних, колоїдних і суспензійних розчинів по поверхні та у приповерхневому шарі ґрунту.

Морфологія процесу: зменшення потужності гумусового горизонту порівняно з контролем, ерозійні форми на поверхні ґрунту, намиті шлейфи схилів, зміна забарвлення, запливання й утворення кірки на поверхні ґрунту.

2.7.2. Дефляція (вітрова ерозія)

Вітрова ерозія найчастіше проявляється в засушливих і напівзасушливих кліматичних умовах, часто на легких малогумусних ґрунтах, в умовах рівнинного рельєфу. Часто вона виникає в гумідній зоні (Полісся) після осушення торфовищ, піщаних ґрунтів або рендзин. Виділяють дві форми дефляції: щоденна і пилові бурі [7, с. 46–49].

Дефляція – це фізичний процес залучення великої маси ґрунту в повітряний потік і перенесення пило-повітряної суміші на далекі відстані. Швидкість вітру, за якого починається рух ерозійно небезпечних фракцій ґрунту, називається *пороговою швидкістю*. Вона залежить від швидкості повітряного потоку, стану поверхні ґрунту і ступеня його розпиленості. На висоті 0,2–0,4 мм від поверхні ґрунту швидкість повітряного потоку дорівнює нулю, зі збільшенням висоти різко зростає. Ступінь впливу вітру на ґрунтові частки залежить від їхнього розміру. Цей фактор передбачає три типи переміщення ґрунтових часток, залежно від їхнього розміру: у формі підвішених у повітрі часточок, скачками, перекочуванням і ковзанням.

Механізм процесу дефляції: фракції, розміром менше 0,1 мм перебувають у шарі штилю і не можуть бути відірвані та підняті вітром. У повітряний потік їх може вибити тільки переміщення крупніших часток. Після чого швидкість падіння піднятих у повітря часток розміром <0,1 мм буде настільки мала, що вони тривалий час можуть перебувати в підвішеному стані за турбулентного руху повітря. Так вони можуть переміщатися на далекі відстані.

Грудки і часточки ґрунту, розміром 0,1–0,5 мм переміщаються скачками, а більш крупні (0,5–1,0 мм) – перекочуються або ковзають по поверхні ґрунту. *Сальтація*, або *ковзання по поверхні ґрунту* – це найнебезпечніший для розвитку ерозійного процесу вид руху ґрунтових часток. При цьому переміщаються частки середніх розмірів (0,1–0,5 мм), які досить важкі, щоб перейти у підвішений стан. Частки цієї фракції висуваються із штильового шару і під дією вітру котяться по поверхні, при цьому вони обертаються з великою швидкістю (1 200–60 000 об/хв). Початкове переміщення таких часточок ґрунту супроводжується підйомом їх у повітряний потік під впливом сил, які виникають при збільшенні швидкості повітряного потоку під час огинання криволінійної поверхні часточки (ефект випуклого крила літака). Коли часточка котиться по поверхні ґрунту, її верхня частина рухається значно швидше ніж вітер, а нижня – рухається у протилежному напрямку. Оскільки повітря біля поверхні частки повертається разом з нею, тоді вище частки утворюється парціальний вакуум, а під нею повітря стискається. Обидві зміни тиску прагнуть припідняти часточку, яка підскакує в повітря майже вертикально, але інерція горизонтального руху змушує її піднятися під кутом 75–90º. В міру підняття у повітря, обертання часточки ґрунту навколо своєї осі сповільнюється, і часточка вступає в шари зі значно більшою швидкістю вітру. Втративши таким чином вертикальний імпульс, часточка ґрунту переноситься вітром по траєкторії зниження. Кут, під яким вона падає на поверхню ґрунту досить гострий, і становить від 6 до 12º. Падаючи, вона ніби врізається у поверхню ґрунту, вибиваючи з нього дрібніші частки зі зони штилю. Отже,

насичений частками ґрунту пило-повітряний потік з еродованої ділянки поля може перекинутися на сусідню ділянку, яка також починає зазнавати дефляції під впливом часток, які містяться у повітряному потоці.

Морфологія процесу: котли видування, горбочки навіювання, піщана рябизна поверхні ґрунту, дюни, бархани.

Вогнища вітрової ерозії, за словами академіка А. Бараєва (1975), потрібно гасити за прикладом гасіння степових пожеж [7].

2.7.3. Процеси механічної ерозії і поховання ґрунту

Стягування ґрунту. Це процес механічного переміщення ґрунту вниз по схилу (і не тільки) внаслідок однобокої щорічної оранки. Наслідком цього процесу є зменшення потужності ґрунту внаслідок стягування у верхній частині схилу і збільшення його потужності шляхом наорювання – в нижній частині. Цей процес використовують при штучному терасуванні схилів.

Морфологія процесу: наорні схили, вали і тераси.

Седиментація (поховання) ґрунту – це процес перекриття (запечатування) поверхні ґрунту природними (седиментація) або антропогенними (кургани, оборонні вали, дамби тощо) утвореннями.

Завдання до розділу 2

1. Вказати назву процесу, що залишає по собі такі твердофазні діагностичні ознаки:

Морфологічна ознака / процес	присипка SiO_2	кутани	конкреційні, міцелярні утворення	сизо-голубі плями	поверхнева кірка	педотурбації	гумус
Процеси							
Форми прояву							

2. Вказати механізм розвитку процесу, через який реалізуються такі твердофазні продукти:

Морфологічна ознака / процес	присипка SiO_2	кутани	конкреційні, міцелярні утворення	сизо-голубі плями	поверхнева кірка	педотурбації	гумус
Процеси							
Механізм							

3. Визначити комплекс елементарних ґрунтотворних процесів для чотирьох типів ґрунтоутворення (на прикладі ґрунтових монолітів):

а) підзолистий тип; б) степовий тип; в) болотний тип; г) латеритний.

4. Вказати аналітичні діагностичні ознаки ґрунтотворного процесу відповідно до його твердофазних утворень:

Морфоло-гічна ознака/ процес	присипка SiO_2	кутани	конкреційні, міцелярні утворення	сизо-голубі плями	поверхнева кірка	педотурбації	гумус
Процеси							
Аналітична діагностика							

Тести до розділу 2

1. Що означає термін “фульватний” гумус?
   – тип мінералізації органічної речовини;
   – тип гуміфікації органічної речовини;
   – тип акумуляції органічної речовини;
   – механізм гумусонакопичення;
   – умови трансформації рослинних залишків.

2. Процес розкладу органічних залишків у ґрунті починається…
   – поза живими клітинами мікроорганізмів;
   – в середині живих клітин мікроорганізмів;
   – ендоферментами ґрунтових мікроорганізмів;
   – біля кореневих систем вищих рослин;
   – хімічною дією кисню на органічні залишки.

3. Важкий гранулометричний склад ґрунту і низький вміст гумусу в ньому…
   – гальмують мінералізацію рослинних залишків;
   – прискорюють мінералізацію рослинних залишків на початковій стадії;
   – прискорюють мінералізацію рослинних залишків;
   – не впливають на швидкість мінералізації рослинних залишків;
   – припиняють процес мінералізації рослинних залишків.

4. У процес гуміфікації органічних залишків залучаються…

– високомолекулярні продукти позаклітинного гідролізу;
– мінеральні продукти повного розкладу мертвої біомаси;
– низькомолекулярні мономери внутріклітинного розкладу органіки;
– низькомолекулярні продукти позаклітинного розкладу органіки;
– гумусові речовини.

5. Чи можливий прояв гідрогенно-акумулятивних ЕҐП на дерново-підзолистих ґрунтах горбисто-моренних місцевостей?
– можливий на будь-яких ділянках ландшафту;
– неможливий на території всієї тайгово-лісової зони;
– можливий на прибережних ділянках озер;
– можливий на ділянках геохімічних бар'єрів.

6. Як називається діагностичний матеріал ґрунту, який є найвиразнішою ознаку прояву процесів руйнування, перетворення і винесення ґрунтового матеріалу?
– *albic*;
– *argilic*;
– *histic*;
– *mollic*.

8. До якої групи ґрунтотворних процесів належить лесиваж?
– біогенно-акумулятивних;
– елювіальних;
– ілювіальних;
– метаморфічних;
– гідрогенно-акумулятивних.

9. Який з процесів є синонімом "внутрішньоґрунтовому вивітрюванню"?
– лесиваж;
– солончаковий процес;
– осолодіння;
– сіалітизація;
– оглеєння.

10. Як називається процес внутрішньоґрунтового вивітрювання первинних алюмосилікатів з утворенням і відносним накопиченням *in situ* вторинної глини смектитового складу?

– сіалітизація;
– монтморилонітизація;
– латеритизація;
– ілітизація;
– феритизація.

11. Який з процесів особливо активний в умовах посиленого дренажу з активним виносом основ на фоні десилікації?

– сіалітизація;
– монтморилонітизація;
– латеритизація;
– ілітизація;
– каолінізація.

12. Як називається процес накопичення рухомих сполук Fe у вигляді $Fe(OH)_3$ і Fe_2O_3 на фоні сіалітизації (оглинення), зумовленого декарбонатизацією?

– сіалітизація;
– ілітизація;
– ферсіалітизація;
– феритизація;
– рубефікація.

13. Як називається процес зворотної цементації (при висиханні) монтморилонітово-глинистих ґрунтів в умовах періодичного чергування інтенсивного зволоження і висихання?

– затвердіння;
– оглеєння;
– олівізація;
– оструктурення;
– злитизація.

14. Які мікропроцеси унеможливлюють розвиток глейового процесу?

– відновлення;
– гідратація;
– кислотний гідроліз;
– сульфатредукція;
– оглинення.

15. Як називається процес, при якому відбувається необмінна фіксація K^+ шаруватими силікатами, що набухають?
– каолінізація;
– монтморилонітизація;
– ілітизація;
– хлоритизація;
– нонтронітизація.

16. Що відбувається із захисними плівками сесквіоксидів Fe на поверхні глинистих часток і агрегатів при оглеєнні ґрунтів?
– коагулюють;
– пептизуються;
– розчиняються;
– кристалізуються;
– залишаються на місці.

17. З яких кристалографічних позицій шаруватих силікатів відбувається вихід Fe^{2+} при оглеєнні ґрунтів?
– тетраедричних;
– октаедричних;
– з міжпакетного простору;
– з ядра мінералів;
– з дифузного шару мінералів.

18. Який вторинний мінерал ґрунту в процесі оглеєння зазнає найбільших трансформацій?
– каолініт;
– монтморилоніт;
– галуазит;
– нонтроніт;
– ґрунтовий хлорит.

19. Який з ґрунтових процесів є наслідком глейового процесу?
- вилуговування;
- лесиваж;
- підзолистий процес;
- осолонцювання;
- рубефікація.

20. Який матеріал здатний протидіяти розвитку глейового процесу в ґрунтах?
- гумінові кислоти;
- глинисті мінерали;
- мінерали-солі;
- сесквіоксиди Fe і Al;
- кремнезем.

Контрольні запитання до розділу 2

1. Чим відрізняється тип підстилки і гумусу в ґрунтах дерев'янистої і степової рослинних формацій?

2. Через які стадії та механізми реалізується гумусово-акумулятивний процес?

3. Чим відрізняються процеси гуміфікації та гумусоутворення?

4. Завдяки яким процесам відбувається прогресивна акумуляція гумусу в ґрунті?

5. Чим процес вилуговування відрізняються від процесів розсолення і партлювації?

6. Які діагностичні ознаки підтверджують розвиток процесу лесиваж?

7. У чому полягає біохімічна концепція підзолистого процесу?

8. Чому солонцюватість ґрунту є необхідною передумовою розвитку процесу осолодіння?

9. Чому без процесу феролізу не повністю реалізується глейовий процес?

10. Через які механізми реалізується відновлення поліваленттних металів при глейовому процесі?

МОДУЛЬ 2

Розділ 3
ТВЕРДОФАЗНІ ПРОДУКТИ ҐРУНТОТВОРНИХ ПРОЦЕСІВ

Усе різноманіття процесів ґрунтоутворення можна згрупувати у такі профілетворні процеси: природні, природно-антропогенні (антропогенно-спровоковані) і постагрогенні. Характер, швидкість і механізм розвитку цих процесів яскраво відображаються у властивостях генетичних горизонтів.

На земній суші залишилося небагато місць з непорушеним (цілинним) ґрунтоутворенням і природним ґрунтовим покривом. Такими цілинними масивами Землі є малодоступні землі у віддалених полярних широтах і гірських місцевостях, заболочених районах тундри, лісотундри і тайги, вологих екваторіальних лісах, напівпустелях і пустелях. Решта території земної суші зазнає різного антропогенного впливу на ландшафти і ґрунтовий покрив, що призводить не тільки до модифікації природних процесів ґрунтоутворення, але й до розвитку типово агрогенних і постагрогенних процесів.

В умовах зростання інтенсифікації сільськогосподарського виробництва людина і наявні у неї потужні засоби впливу на довкілля, у тому числі на ґрунти (машини, добрива, іригація, осушення, хімічна меліорація, засоби захисту рослин тощо) призводять до значних змін природних екологічних систем і порушення екологічної рівноваги в системі ґрунт–рослина–ґрунт. Природні цілинні ґрунти за час їхнього освоєння і тривалого використання в сільськогосподарському виробництві піддалися таким значним перетворенням, що вони з об’єкта і предмета праці все більше стають продуктом праці, причому продуктом не найкращої якості в прямому і переносному значеннях. Інтенсивний обробіток ґрунтів, глибока плантажна оранка, органічні і мінеральні добрива спричиняють не тільки

зміни хімічних, фізичних і біологічних властивостей ґрунтів, але й зміни їхнього зовнішнього морфологічного вигляду, що часто призводить до знищення ґрунту. Під впливом процесу окультурення ґрунтів змінюється їхній водний, тепловий, повітряний, окисно-відновний і поживний режими. Знищення природних угідь (ліси, степи, луки, прерії тощо) і заміна їх на менш екологічно стійкі і лабільні агроекосистеми (рілля, сіножаті, пасовища, багаторічні насадження), людина сприяє змінам ґрунтотворного процесу. Діяльність людини скерована на створення культурних, високородючих ґрунтів там, де вони володіють низькою природною родючістю (підзолисті ґрунти), і на підтримку високої продуктивності ґрунту там, де їхня природна родючість велика, але не безмежна (чорноземи).

Великі площі родючих ґрунтів вилучаються з сільськогосподарського використання при будівництві, плануванні населених пунктів, промислових об'єктів, при відкритих способах добування корисних копалин, прокладанні трубопроводів, транспортних магістралей, ліній електропередач тощо. Багато ґрунтів земель через втрату їхньої природної родючості внаслідок ерозії чи техногенних порушень цілісності ґрунтового покриву потребують обов'язкової рекультивації і відтворення природних ландшафтів із урахуванням більш раціонального постагрогенного використання земель і організації території. В таких умовах відбувається трансформація природних і природно-антропогенних процесів ґрунтоутворення у постагрогенні.

3.1. Процеси формування генетичних горизонтів і ґрунтового профілю в природних умовах

Процеси функціонування ґрунтової системи і ґрунтотворні процеси є невід'ємними складовими недокучаївської формули утворення ґрунтів ("тетради"): "фактори → процеси функціонування → ґрунтотворні процеси → властивості". Перші з них, тобто процеси функціонування, будучи складовими елементарних ґрунтотворних процесів, постійно відбуваються в ґрунті і підтримують функціонування ґрунтової екосистеми за будь-

яких умов. Далеко не всі ґрунтові процеси (мікропроцеси) здатні до формування, або трансформації елементів будови ґрунтового профілю. Поява твердофазних продуктів ґрунтоутворення (структури, новоутворень, генетичних горизонтів, ґрунтового профілю) з характерними морфологічними ознаками – це наслідок виключно ґрунтотворних процесів. Відповідна вертикальна стратифікація твердофазних продуктів і закономірна послідовність їх у профілі визначають зовнішній вигляд і властивості ґрунтового тіла, врешті – тип ґрунту і тип ґрунтоутворення. Процес ґрунтоутворення або ґрунтотворний макропроцес, як його називає А. Роде, складається з великої кількості окремих ("елементарних") ґрунтотворних макропроцесів, відповідальних за утворення різних генетичних горизонтів. Складне поєднання в процесі ґрунтоутворення різноманітних ґрунтотворних макропроцесів між собою у просторі (по вертикалі) приводить до утворення ґрунтового профілю. Таке поєднання ґрунтотворних макропроцесів А. Роде називає *загальний ґрунтотворний процес*.

Герасимов І. виділяє три групи елементарних ґрунтотворних процесів: 1) процеси трансформації мінеральної частини ґрунтової маси; 2) процеси накопичення і перетворення органічної речовини; 3) процеси міграції і часткової акумуляції мінеральних і органічних продуктів ґрунтоутворення[1].

У цьому розділі головну увагу приділено елементарним ґрунтотворним процесам, які відповідають за утворення конкретних генетичних горизонтів і ґрунтового профілю загалом. Серед них особливо виділяють такі великі групи горизонто- і профілетворних процесів: 1) акумуляція і трансформація гумусу; 2) акумуляція і перетворення грубої органічної речовини; 3) метаморфізм мінеральної речовини, що призводить до зміни речовинного складу *in situ* (без суттєвого переміщення продуктів трансформації) і/або структури горизонту; 4) хемо-

[1] Pochvoobrazovatelnie protsessi : kollektivnaya Monografiya / Pod red. M. S. Simakovoi, V. D. Tonkonogova. Moskva : Pochvennii in-t im. V. V. Dokuchaeva, 2006. P. 13–14.

генна диференціація; 5) текстурна (гранулометрична) диференціація; 6) перемішування ґрунтової маси, яке призводить до порушення природного залягання горизонтів і/або гомогенізації мінеральної і органічної частин ґрунту.

3.1.1. Акумуляція і трансформація гумусу

Серед процесів ґрунтоутворення найбільш біогенно залежними є елементарні ґрунтотворні процеси, які відповідальні за акумуляцію органічної речовини. Вони контролюються не тільки характером біологічного кругообігу, але й режимом тепла і вологи, тобто теперішньою природною ситуацією. З акумуляцією органічної речовини на поверхні ґрунту пов'язані процеси підстилкоутворення і торфоутворення. Внутрішньоґрунтова акумуляція органічної речовини зумовлена процесами розкладу-мінералізації, гуміфікації і утворенням органо-мінеральних похідних гумусових кислот. Утворення верхніх органогенних генетичних горизонтів (лісова підстилка, степова повсть, торфовий шар) є невід'ємною складовою ґрунтоутворення і ґрунтового профілю. Їхні твердофазні утворення у багатьох випадках є джерелом внутрішньо-ґрунтової акумуляції органічної речовини. Процеси внутрішньо-ґрунтової і поверхневої акумуляції відрізняються між собою різними типами гумусу, взаємозв'язаного з мінеральною частиною ґрунту, а також поверхневим накопиченням грубої органічної речовини переважно у формі детриту.

Диференціація гумусово-акумулятивних горизонтів за умовами утворення і властивостями гумусу широко використовується при сучасних ґрунтових дослідженнях і впроваджена в практику багатьох національних класифікацій ґрунтів. Залежно від характеру накопичення і трансформації гумусових речовин відбувається акумуляція сірого, світлого і темного гумусу, а також перегнійно-темногумусові і кріогумусові акумуляції.

Процеси формування сірогумусових акумуляцій протікають в умовах помірно-теплого, рідше холодного гумідного клімату, головно під трав'янистими змішаними і широколистяними лісами. Сірогумусові акумуляції характеризуються гумусом

фульватного складу, який перебуває у зв'язку з мінеральною частиною ґрунту, забарвлюючи його у сірий колір. Накопичення органічної речовини відбувається в умовах кислого або слабокислого середовища за насиченості ґрунтово-вбирного комплексу основами <80 %. За такого типу природної акумуляції разом з мінеральною складовою ґрунту утворюється сірогумусовий (дерновий) генетичний горизонт, у верхній частині якого (0–10 см) міститься до 4–8 % гумусу або 2–4 % загального органічного Карбону. Якщо при цьому наявні домішки слаборозкладених рослинних залишків (детрит), то кількість загального Карбону може досягати 8 %.

Акумуляція сірого гумусу відбувається не тільки в дерновому, але й в гумусово-елювіальному, а у невеликих кількостях навіть в елювіальному і підзолистому горизонтах. Формування сірогумусових горизонтів найбільш характерне для відповідних типів текстурно-диференційованих, альфегумусових, залізисто- і структурно-метаморфічних ґрунтів, органо-акумулятивних і алювіальних ґрунтів, а також глейових аналогів вище названих ґрунтів.

Процеси формування світлогумусових акумуляцій відбуваються в умовах аридного клімату в ґрунтах сухо-степових і напівпустельних ландшафтів. Світлогумусові акумуляції забарвлені у світло-сірий колір при співвідношенні Сгк:Сфк близько 1,0. На відміну від сірого гумусу, утворення і накопичення світлого гумусу відбувається в умовах лужної або нейтральної реакції середовища і насиченого основами ґрунтово-вбирного комплексу (>90 %), часто за наявності карбонатів. Накопичення світлого гумусу у кількості 2–5 % призводить до утворення світлогумусового горизонту. Вміст гумусу <2,0 % вказує на наявність ксерогумусового горизонту. Процеси формування світлогумусових акумуляцій характерні для каштаноземів, сіроземів, сіро-бурих напівпустельних ґрунтів, солонців, літоземів і алювіальних ґрунтів.

Процеси формування темногумусових акумуляцій відбуваються в умовах семигумідного і семиаридного клімату в ґрунтах лісостепових і степових ландшафтів. Темногумусові акумуляції

мають забарвлення від темно-сірого до чорного, можливо з бурим або коричневим відтінком. Склад гумусу від гуматного до фульватно-гуматного (Сгк:Сфк завжди >1,0). Накопичення темного гумусу відбувається в умовах близької до нейтральної (від слабокислої до слаболужної) реакції середовища і за насиченого основами вбирного комплексу (>80 %). Такі акумуляції відповідають темногумусовому горизонту, в якому вміст гумусу в шарі (0–10 см) перевищує 5–6 %, а в цілинних умовах може досягати 12–14 %. Склад гумусу, ритм його сезонного поновлення, велика кількість і видовий склад ґрунтової мезофауни сприяють високій біологічній активності ґрунтів, і як наслідок – у темногумусовому горизонті формується виразна водостійка грудкувата, крупчаста або зерниста, часто копрогенна структура. Горизонти з темногумусовими акумуляціями найбільш характерні для асоціації акумулятивно-гумусових ґрунтів: чорноземи, темні каштаноземи, темно-сірі лесивовані ґрунти, темні солонці, темногумусові солоді, дерново-буроземні ґрунти, коричневі ґрунти, а також відповідні типи літоземів, стратоземів і алювіальних ґрунтів.

Процеси формування перегнійно-темногумусових акумуляцій відзначаються дуже вузькою екологічною нішею і відбуваються в умовах гумідного і семигумідного клімату гірських територій у ґрунтах під альпійськими і субальпійськими луками. Інколи вони спостерігаються в ґрунтах волого-лісової зони на карбонатних крейдяно-мергельних породах. Акумуляції мають темно-сірий до чорного колір, інколи з буруватим відтінком. Характерною їхньою особливістю є поєднання темного гумусу і грубого перегною (детриту). У складі гумусу можуть переважати як гумінові кислоти, так і фульвокислоти. Формування перегнійно-темногумусових акумуляцій відбувається в широкому діапазоні кислотності і насиченості вбирного комплексу основами. Наявність таких акумуляцій призводить до формування перегнійно-темногумусового горизонту з високим вмістом гумусу (10–25 %) і близької до нейтральної (від слабокислої до слаболужної) реакції середовища. Горизонти з перегнійно-

темногумусовим горизонтом найбільш притаманні буроземам гірсько-лучним і рендзинам.

Процеси формування кріогумусових акумуляцій відбуваються в умовах ультраконтинентального кріоаридного клімату, в ґрунтах степових і тундрово-степових ландшафтів під кріоксерофітною рослинністю. Кріогумусові акумуляції мають каштанове, буре або червонувато-буре забарвлення, чим відрізняються від решти гумусових акумуляцій з сірими відтінками забарвлення різної інтенсивності. Відзначаються низьким ступенем гуміфікації гумусових речовин і високим (до 40–50 %) вмістом нерозчинного залишку, як результат денатурації новоутворених органічних кислот. Склад гумусу гуматно-фульватний або фульватний. Формуються в умовах слаболужної або нейтральної реакції середовища і насиченого основами вбирного комплексу. Органічна речовина формується в умовах низької біологічної активності ґрунтів унаслідок сухості і жорсткості температурного режиму (холодний клімат). Кріогумусові акумуляції утворюють однойменний горизонт з практично відсутньою структурною організацією. Вміст гумусу до 3–7 %. Характерні для кріоаридних ґрунтів північного сходу Сибіру, Аляски, Забайкалля, Алтаю, Гімалаїв, Тянь-Шаню, Паміру, Кордильєрів, Анд тощо.

3.1.2. Акумуляція і перетворення грубої органічної речовини

В умовах доброї аерації основний напрям процесів ґрунтоутворення направлений на формування і акумуляцію гумусових речовин, які міцно зв’язуються з мінеральними компонентами ґрунту у різноманітних органо-мінеральних формах. Завдяки специфіці гумусу як більш стійкої до руйнування форми органічних сполук і їхнього зв’язку з мінеральною частиною, органо-мінеральні похідні гумусових кислот є головною причиною накопичення гумусу у верхній частині профілю.

У разі гострої нестачі вільного молекулярного кисню в ґрунтовому повітрі і волозі, в ґрунті виникають умови, які протидіють процесам глибокої мінералізації і гуміфікації

органічної речовини. Такі умови спонукають до розвитку процесів повільного розкладу біомаси і консервації продуктів неповного розкладу-мінералізації (грубий гумус, детрит, торф). На відміну від продуктів гуміфікації, груба органічна речовина утворює зазвичай поверхневі акумуляції, які практично не зв'язані з твердофазною мінеральною частиною ґрунту, але вона може утворювати з нею різноманітні механічні суміші. Залежно від ступеня розкладу органічної речовини, який визначається режимом вологості і температури, розрізняють грубогумусові, перегнійні і торф'яні акумуляції. Останні розрізняються також за ботанічним складом гідрофільних і мезофільних рослин, утворюючи оліготрофно-торф'яні, евтрофно-торф'яні і сухо-торф'яні акумуляції.

Процеси формування грубогумусових акумуляцій відбуваються в умовах помірно-холодного і холодного гумідного і семигумідного, дуже часто континентального клімату, в ґрунтах тайгово-лісової зони з мохово-чагарниковим наземним ярусом, або під тундровими ценозами. Ґрунти при цьому не зазнають тривалого поверхневого перезволоження. Грубогумусові акумуляції представляють собою гомогенну механічну суміш темно-бурого або темно-коричневого забарвлення, яка складається з грубого органічного матеріалу і мінеральних компонентів. Органічна речовина відзначається низьким ступенем гуміфікації і дуже широким відношенням C:N (15–25). У складі грубого гумусу є велика частка нерозчинного залишку (до 70–80 %). Грубогумусові акумуляції утворюють однойменний поверхневий горизонт, до складу якого поряд з грубогумусовим матеріалом можуть входити торф'янисті, перегнійні і гумусові прошарки, які відображають різні стадії трансформації органічної речовини. Загальна кількість органічної речовини в горизонті становить 15–35 %. Мінеральні зерна не мають кутан. Процеси формування грубогумусових акумуляцій характерні для відповідних типів залізистих ґрунтів, кріометаморфічних ґрунтів, літоземів і вохристих вулканічних ґрунтів.

Процеси формування перегнійних акумуляцій притаманні ґрунтам широкого екологічного спектра кліматичних умов (від

тундри й альпійських лук до степової зони). Відбуваються в ґрунтах, які зазнають ґрунтового або поверхневого (інколи поверхнево-протічного) перезволоження. Перегнійні акумуляції є органогенною масою, що має темно-коричневу або чорну консистенцію, що мажеться. Вона складається із сильно розкладених рослинних залишків, що втратили свою первинну будову (ступінь розкладу >50 %). Ці твердофазні органогенні акумуляції утворюють перегнійний горизонт, який містить >25 % органічної речовини від маси ґрунту. Перегнійні акумуляції притаманні перегнійним, дерново-перегнійним, перегнійно-глейовим, перегнійно-метаморфічним ґрунтам.

Акумуляція торфу (торфоутворення) відбувається в природних умовах, що сприяють накопиченню слаборозкладеної органічної речовини (торфу). Чинниками, які лімітують процес гуміфікації торф'яних акумуляцій, є тривале перезволоження, нестача тепла і ботанічний склад рослин, що утворюють торф. Загальною властивістю всіх торф'яних акумуляцій є низький ступінь (<50 %) розкладу органічних залишків. Вміст органічної речовини, яка визначається як втрати при прожарюванні, перевищує 35 % від маси торфу. Залежно від умов торфоутворення процес акумуляції торфу має різну конечну результативність.

В умовах холодного і помірно-холодного гумідного клімату ландшафтів тайгової і тундрової зон, які зазнають тимчасового перезволоження, формуються відносно неглибокі (до 50 см) торф'яні акумуляції. Вони складаються із залишків гідрофільних і мезофільних рослин. Залежно від потужності торф'яних акумуляцій і наявності регулярного перезволоження, ці акумуляції утворюють: підстилково-торф'яний або торф'яний горизонти мінеральних ґрунтів. Перший з них має потужність до 10 см і складається головно із залишків гіпнових (зелених), зрідка політрихових мохів і чагарничків і не зазнає регулярного перезволоження. Торф'яний горизонт має потужність 10–50 см, формується в умовах регулярного перезволоження і складений залишками політрихових і сфагнових мохів.

Торф'яні акумуляції мають більшість автоморфних і напівгідроморфних ґрунтів тундри, північної і середньої тайги: підзо-

листі, підзоли, підбури, підзолисто-болотні, глеєземи і кріометаморфічні ґрунти.

Акумуляція торфу найяскравіше проявляється в болотних ландшафтах тундри, тайгово-лісової, широколистяно-лісової і лісостепової зон, які зазнають перезволоження протягом тривалого часу вегетаційного періоду.

В умовах атмосферного або ґрунтового перезволоження слабо мінералізованими водами (верхові і перехідні болота), формуються *оліготрофно-торф'яні акумуляції*, які мають потужність більше 50 см, з утворенням однойменного горизонту і ґрунту такого складу: залишки сфагнових мохів різного ступеня розкладу, світле забарвлення, низька зольність (< 6 %), сильно кисла або кисла реакція.

В умовах тривалого перезволоження ґрунтовими водами різного ступеня мінералізації формуються евтрофно-торф'яні акумуляції, які мають потужність більше 50 см, що утворюють однойменні горизонти і ґрунти, такого складу: залишки гідрофільної рослинності різного ботанічного складу без домінування сфагнових мохів, темне забарвлення, висока зольність (6–18 %), реакція від кислої до нейтральної, ступінь розкладу торфу вищий, ніж в оліготрофно-торф'яному горизонті.

Процеси формування сухоторф'яних акумуляцій виникають завдяки специфічному процесу "сухого" торфонакопичення, який не пов'язаний із ґрунтовими водами і заболоченням. Цей процес відбувається на неглейовій мінеральній товщі в умовах холодного і вологого (близький до морського) клімату. Сухоторф'яні акумуляції складаються із залишків мезофільних рослин різного ступеня розкладу й утворюють однойменний горизонт.

У районах багаторічної мерзлоти на торф'яних, зазвичай оліготорф'яних болотах, часто розвивається *деструктивно-торф'яний процес*. Він проявляється в руйнуванні, деструкції верхньої товщі торф'яних купин, які сформувались у результаті мерзлотного спучування і відриву торф'яної маси від ґрунтових вод, з наступними проявами активної мінералізації і перетворенням висохлого торфового матеріалу в землисту масу.

3.1.3. Метаморфізм мінеральної речовини

Під поняттям *метаморфізм мінеральної речовини ґрунту* розуміється велика група процесів, які виконують функцію трансформації його речовинного складу і/або структури порівняно з твердофазним матеріалом ґрунтотворної породи. Процеси перетворення відбуваються *in situ* (на місці) без видимого переміщення успадкованого мінерального матеріалу і новоутворених продуктів мінерального й органічного походження. Серед групи процесів мінеральної трансформації речовини виділяються: процеси залізистого, палевого, структурного і кріогенного метаморфізму, ксерометаморфізму, ілювіально-метаморфічні і глейові процеси, процеси неглейового гідрометаморфізму.

Процеси залізистого метаморфізму (озалізнення *in situ*) полягають у руйнуванні різних залізовмісних мінералів з наступним вивільненням і гідратацією оксидів Феруму, які надають новоутвореним твердофазним продуктам бурого, іржаво-бурого або коричнево-бурого забарвлення. Метаморфічні утворення такої ґенези представлені автохтонними плівками, які окутують зовнішні поверхні щебеню і піщаних зернят. Залізовмісні продукти внутрішнього метаморфізму можуть заповнювати навіть тріщини і насичувати через них дрібноземисту масу. Такі процеси в піщаних і супіщаних ґрунтах утворюють безструктурний, або неміцно-грудкуватий залізисто-метаморфічний горизонт. Яскраво тепле забарвлення цього твердофазного матеріалу завжди інтенсивніше, ніж колір ґрунтотворної породи. На багатих залізом суглинистих ґрунтах залізисто-метаморфічний горизонт має піскувату, або гранульовану структуру.

Залізистий метаморфізм характерний для багатьох ґрунтів помірно-холодного і помірно-теплого гумідного клімату широколистяних і мішаних лісів півдня тайгової зони (Полісся), які сформувалися на флювіогляціальних поліміктових пісках і супісках. Також він поширений в інших ландшафтах, де ґрунти контактують із сильно залізистими ґрунтовими водами в місцях геохімічних бар’єрів для Феруму, наприклад, ґрунти на супіща-

но-суглинковому елювій-делювії масивно-кристалічних порід Українського кристалічного щита (Овруцький кряж).

Особливою формою залізистого метаморфізму є *процес палевого метаморфізму*. Його специфіка проявляється в хімізмі тонких автохтонних залізистих плівок на поверхні агрегатів і мінеральних зернах. У складі плівок переважають слабо забарвлені дегідратовані оксиди Феруму, які надають залізистому горизонту палевого або світло-бурого забарвлення, що відрізняє його від яскраво забарвленого залізисто-метаморфічного горизонту. Палевий метаморфізм відображає специфіку ґрунтоутворення в умовах екстраконтинентального кріоарідного клімату центральних частин Східного Сибіру, який найвиразніше проявляється в профілі палевих ґрунтів.

Процеси структурного метаморфізму проявляються в педогенній переорганізації мінеральної маси ґрунту, яка відрізняється від організації ґрунтотворної породи. Характер структурного метаморфізму дуже залежить від літолого-гранулометричних особливостей ґрунтотворного субстрату і зовнішніх чинників ґрунтоутворення. Характер розвитку структурного метаморфізму може виражатись як у формуванні педогенної структури на фоні безструктурної ґрунтотворної породи, так і проявитися в трансформації чи руйнуванні текстури вихідної мінеральної маси. В обох випадках процес структурної переорганізації супроводжується ознаками озалізнення на місці, а також формуванням відмінного від ґрунтотворної породи структурно-метаморфічного горизонту, який має насичене буре, червоно-буре або коричневе забарвлення від присутності сполук Феруму в ґрунтовій масі. Цей процес дуже поширений у буроземах і коричневих ґрунтах. Зокрема, для структурно-метаморфічного горизонту буроземів дуже характерна горіхувато-грудкувата або дрібнобрилувата структура з коричнувато- або червонувато-бурим забарвленням. Аналогічний горизонт коричневих ґрунтів має виразне коричневе забарвлення.

Цілком інший характер структурного метаморфізму спостерігається в елювіально-метаморфічних ґрунтах на озерних або стрічкових глинах. У цих ґрунтах вертикальне дроблення седи-

ментаційних шарів призводить до утворення своєрідної кубічної структури. Інколи процеси структурного метаморфізму можуть обмежитися руйнуванням природного складення ґрунтотворної породи без утворення чіткої педогенної структури. В обох випадках немає різниці в забарвленні між структурно-метаморфічним горизонтом і породою. В дерново-елювіально-метаморфічних ґрунтах на стрічкових глинах структурний метаморфізм проявляється у вигляді горіхувато-плитчастої структури, зумовленої горизонтальною і вертикальною орієнтацією тріщин.

Особлива форма вираження структурного метаморфізму – це *процеси кріогенного метаморфізму*. Він проявляється у формуванні специфічної розсипчастої дрібної (розмір структурних окремостей 3–7 мм) вуглувато-крупчастої, лінзовидно-шаруватої, інколи гранульованої структури. Механізм кріогенного метаморфізму полягає в багаторазовій почерговій зміні процесів замерзання і відтаювання мінеральної маси за відсутності таких структуроутворювачів як гумус і сесквіоксиди Феруму. Наявність кріогенної структурної організації у верхній і середній частинах ґрунтової товщі є ознакою кріогенно-метаморфічного горизонту з тьмяним сірувато-бурим забарвленням, мало відмінним від кольору ґрунтотворної породи. Збільшення вологості ґрунту призводить до появи крупчастої структури, яка потім зовсім зникає через появу тиксотропних властивостей. Процеси кріометаморфізму розвиваються в кріометаморфічних ґрунтах і світлоземах на легкосуглинкових породах тундри і тайги.

Незважаючи на тривале перезволоження, викликане холодним гумідним кліматом і сезонною (інколи багаторічною) мерзлотою, кріометаморфічний горизонт не має значних ознак оглеєння через домінування окисних умов.

У ґрунтах засушливого клімату сухих степів і напівпустель спостерігається своєрідне поєднання залізистого і структурного метаморфізму. Воно проявляється в особливих *процесах ксерометаморфізму* у вигляді диференціації забарвлення і структурної диференціації профілю, призводить до утворення ксерометаморфічного горизонту в підгумусовій частині профілю каштаноземів, бурих напівпустельних ґрунтів і солонців. Цей

горизонт має коричнувато- або рижувато-буре (каштанове) чи палево-буре забарвлення, спричинене трансформацією Феруму в лужному середовищі сухого і жаркого континентального клімату з коротким періодом зволоження. Серед форм Феруму, які спричиняють таке забарвлення переважають малогідратні оксиди. Структура горизонту дрібнопризмоподібна з горизонтальним діленням. Структурні окремості мають різний розмір, шорохувату матову поверхню і чіткі грані. Поверхня педів має відтінок забарвлення темніший за внутріпедну масу. Кутани ілювіювання і дзеркала ковзання (слікенсайди) відсутні.

Ілювіально-метаморфічні процеси – це поєднання інтенсивного залізистого метаморфізму, який проявляється в утворенні яскраво забарвлених вохристих продуктів вивітрювання з великою кількістю несилікатних форм оксидів Феруму, Алюмінію і кремнезему на фоні Al-Fe-гумусового ілювіювання. Ілювіально-метаморфічний процес характерний для ґрунтів, які сформувалися в умовах сучасного вулканізму в областях з гумідним кліматом і на породах, що містять вулканічне скло. У його складі багато залізовмісних мінералів, які легко звітрюються: алофани, сесквіоксиди Феруму і Алюмінію. Виразною ознакою цього горизонту є яскраво вохристе забарвлення та водостійка ікряна структура з округлими агрегатами розміром 1–5 мм, вкритих органо-алюмо-залізистою оболонкою. Для горизонту характерний ефект псевдотиксотропії – виділення вологи при розминанні структурних окремостей. Ілювіально-метаморфічні процеси найбільш характерні для вохристих вулканічних ґрунтів у зоні помірної акумуляції вулканічного попелу. В областях інтенсивного накопичення попелу, або в міру зниження надходження легко звітрюваного пірокластичного матеріалу в більш зрілих ґрунтах, ці процеси поступово затухають.

Особливою групою процесів метаморфізму є *процеси гідрометаморфізму*. Механізм їхнього розвитку проявляється в трансформації мінеральної маси ґрунту під впливом надлишкового зволоження і встановлення відновних умов ґрунтоутворення. Залежно від тривалості періоду відновного режиму, складу і фізико-хімічних особливостей субстрату (реакція сере-

довища, склад обмінних катіонів, наявність карбонатів тощо) розрізняють глейовий (глейовий процес) і неглейовий гідрометаморфізм.

Механізм *глейового гідрометаморфізму* полягає в мобілізації Феруму з ферсилікатів і плівок на поверхні мінералів із переходом його в закисні форми. Унаслідок цього ґрунт набуває холодних відтінків сизого, зеленкуватого або голубуватого забарвлення мінеральної маси. Для реалізації глейового процесу потрібен тривалий режим відновних умов і зазвичай кисла реакція середовища. При застійно-промивному водному режимі змобілізований у застійних умовах Ферум у формі органо-мінеральних комплексних сполук (хелати) переміщується вниз по профілю, що призводить до розвитку *процесу феролізу*. Мобільність закисних форм оксидів Феруму за наявності можливості відтоку вологи сприяє винесенню цих сполук з глейових горизонтів і формуванню окисно-відновної або редокс-альфегумусової диференціації ґрунтового профілю за оксидами Феруму. Процес характерний для перезволожених ґрунтів гумідних областей, що призводить до формування глейового горизонту або оглеєння всього мінерального профілю. Дуже притаманний для глеєземів і торф'яних ґрунтів з близьким заляганням перезволоженої мінеральної товщі. Глейовий горизонт характерний також для багатьох зональних типів ґрунтів, які зазнають тривалого ґрунтового або поверхневого перезволоження.

Процеси *неглейового гідрометаморфізму* характерні для ґрунтів лісостепової, степової і сухостепової зон. Механізм цього процесу полягає в перетворенні залізовмісних мінералів у нейтральному або лужному середовищі з формуванням оливкових, сталевих або брудно-сірих (за наявності натічного гумусу) відтінків забарвлення гідрометаморфічного генетичного горизонту. Морфохроматичні ознаки оглеєння при цьому не виражені.

3.1.4. Хемогенна диференціація

Велика група процесів призводить до профільної диференціації найпоширеніших оксидів хімічних елементів і органічної речовини в ґрунті. Нерідко відбу-

вається одночасна міграція і акумуляція мінеральних і органічних речовин або їхніх органо-мінеральних похідних.

Процеси ілювіально-алюмо-залізисто-гумусової диференціації (Al-Fe-гумусова акумуляція) призводять до профільної стратифікації валового вмісту кремнезему і сесквіоксидів між верхнім, серединними горизонтами і ґрунтотворною породою. Професор В. Таргульян наголошує на доцільності розмежування двох дуже взаємозв'язаних, але не однакових процесів: *альфегумусове ілювіювання* й *альфегумусове підзолоутворення*. На перший погляд вони виглядають як послідовні стадії єдиного альфегумусового макропроцесу.

Процес альфегумусового ілювіювання проявляється через механізм мобілізації сполук Феруму й Алюмінію з лісової підстилки, часткового руйнування найменш стійких алюмо- і феросилікатів під впливом агресивних фульвокислот, їх залишкове біологічне вбирання, наступна альфегумусова міграція й акумуляція у верхній частині мінерального профілю раніш змобілізованих рухомих форм оксидів Al і Fe у вигляді комплексних сполук фульватів полівалентних металів. Результатом цього процесу є утворення під підстилкою, рідше гумусовим горизонтом, ілювіального альфегумусового горизонту. Він характеризується наявністю суцільних гумусово-залізистих плівок на поверхні мінеральних зерен і/або агрегатів, а також "залізистих" мостиків між окремими піщинками. Порівняно з ґрунтотворною породою альфегумусовий горизонт збагачений несилікатними формами Феруму і гумусом. Від співвідношення Феруму і гумусу в поверхневих плівках горизонт має кавово-коричневе (ілювіально-гумусова модифікація) або жовто-вохристе (ілювіально-залізиста модифікація) забарвлення. Альфегумусове ілювіювання в чистому вигляді (без елювіального горизонту) найбільш притаманне підбурам.

Візитною карткою *альфегумусового підзолоутворення* є виразне й активне винесення з верхньої частини профілю продуктів руйнування найменш стійких залізо- і алюмовмісних мінералів з усіх гранулометричних фракцій, а також розчинення залізовмісних плівок на поверхні мінеральних зерен. Продукти

руйнування і розчинення мігрують вниз по профілю, частково осідають разом з органічною речовиною в середній його частині. У такому разі безпосередньо під органогенним горизонтом утворюється безколірний білуватий підзолистий горизонт, який бідний на основи і сесквіоксиди, але відносно збагачений кремнеземом, порівняно зі спіднім альфегумусовим горизонтом і ґрунтотворною породою. Як наслідок, процес альфегумусового підзолоутворення призводить до хемогенної елювіально-ілювіальної диференціації профілю за сесквіоксидами і фульватним гумусом. При цьому вміст мулистої фракції в підзолистому горизонті може бути різний, більший або менший порівняно зі спіднім горизонтом. Підзоли, які при цьому утворюються, тяжіють до бідних на сесквіоксиди піщаних, щебенистих і супіщано-легкосуглинкових субстратів. Вони формуються в умовах підвищеного атмосферного зволоження і кислого, ненасиченого основами середовища, в гумідних, холодних і помірно-холодних добре дренованих ландшафтах тундри і тайги.

Водночас з процесами альфегумусової диференціації в ґрунтах тайгово-лісової зони з тимчасовим поверхневим перезволоженням поширені й інші види хемогенного перерозподілу Феруму у профілі. Це так звана *редокс-альфегумусова диференціація* профілю, коли оксиди Феруму переходять у мобільні закисні форми. В подальшому вони мігрують і частково акумулюються на певному мінеральному субстраті, не маючи можливості подолати окисні бар’єри. Все це відбувається на фоні альфегумусового процесу. В складі мігруючих речовин різко зростає роль Феруму і зменшується частка Алюмінію і гумусу. Редокс-альфегумусова диференціація характерна для ілювіально-залізистих світлоземів. Цей процес поширений у ґрунтах на суглинкових відкладах з тривалим сезонним промерзанням ґрунтово-підґрунтової товщі. Морфохроматичні ознаки процесу проявляються в наявності сизо-голубих глейових горизонтів і морфонів, які змінюються іржавими і вохристими відтінками горизонтів і морфонів “окисленого глею”.

3.1.5. Текстурна (гранулометрична) диференціація

В екосистемі ґрунт→рослина→ґрунт є група елементарних ґрунтотворних процесів, які виконують дуже поширену в природі функцію елювіально-ілювіальної або елювіальної мінералого-гранулометричної (текстурної) диференціації профілю. Майже завжди ці процеси супроводжуються диференціацією валового хімічного складу ґрунту і його мулистої фракції. Основними процесами, які відповідальні за такий перерозподіл мінеральної речовини, є *селективне опідзолення* (*підзолистий процес*) і *лесиваж* (*мулемеризація*). Через них реалізується головна суть ґрунтотворного процесу, який полягає у взаємодії між агресивними кислотами органічного походження й основами ґрунтотворної породи.

Найбільш виразна гранулометрична диференціація ґрунтового профілю реалізується через механізми процесу селективного опідзолення. Цей макропроцес формується з послідовної дії низки деструктивних мікропроцесів, які відбуваються у два етапи. На першому етапі вони сприяють вивільненню (мобілізації) здатних до міграції сполук Феруму й Алюмінію. Це відбувається шляхом потужної кислотної агресії кореневих виділень, продуктів мінералізації та гуміфікації органічної речовини (низькомолекулярні органічні кислоти, фульвокислоти, фульвати полівалентних металів, амінокислоти тощо) через залучення механізму кислотного гідролізу з наступною елювіально-глейовою мобілізацією Феруму з кристалічної решітки мінералів. Одночасно відбувається вибіркове біологічне вбирання хімічних елементів з ґрунту. Ці мікропроцеси виконують функцію забезпечення режиму живлення рослин, тому є універсальними для функціонування біогеоценозу. За набором деструктивних механізмів ці мікропроцеси дуже подібні до мікропроцесів альфегумусової диференціації на першому етапі її розвитку. Але є також суттєва відмінність, яка полягає в селективному (вибірковому) впливі на мінеральний субстрат. Суть селективного опідзолення полягає у вибірковому руйнуванні тільки відносно лабільних змішаношаруватих мінералів і,

частково, гідрослюд, які зосереджені виключно у мулистій фракції. Тоді як при альфегумусовому процесі руйнуються нестійкі мінерали всіх гранулометричних фракцій. Позбавляючи мулисту фракцію несилікатних форм Феруму, мікропроцеси селективної мобілізації знижують стабільність мулу в профілі ґрунту, готуючи тим самим сприятливі умови для його вертикальної міграції.

На другому етапі продукти руйнування мінералів мулистої фракції видаляються з верхньої частини профілю і мігрують у розчинах за межі ґрунтової товщі у процесі внутрішньоґрунтової міграції низхідними і латеральними токами вологи, або внаслідок поверхневого латерального стоку. При цьому речовини, які мігрують, не утворюють ілювіальних акумуляцій, навіть у комплексі з органічними речовинами, як це відбувається при альфегумусовій диференціації. Підзолистий макропроцес призводить до формування елювіального типу розподілу мінеральної речовини. Результатом селективного опідзолення є елювіальний (підзолистий) горизонт *E* – найсвітліший у профілі, часто з сіруватим, палевим або бурим відтінком, завжди збагачений найстійкішими мінералами класу силікатів (кварц, ортоклаз) і найбільше позбавлений мулистої фракції і сесквіоксидів (порівняно зі спідніми горизонтами). Завдяки процесам селективного опідзолення формується багато модифікацій елювіального горизонту текстурно-диференційованих ґрунтів, а саме: гумусово-елювіальний і елювіально-метаморфічний.

Важливу участь в утворенні елювіальних горизонтів бере також *процес лесиважу*. Це вертикальна міграція з елювіальних горизонтів колоїдних розчинів і високодисперсних суспензій без ознак руйнування їхньої кристалохімічної структури. На відміну від селективного опідзолення, цей процес не призводить до наскрізного вимивання з ґрунтової товщі мінеральних компонентів. Навпаки, його просторове поширення дуже обмежене через вплив багатьох чинників, які створюють бар’єри на шляху руху високодисперсних систем. Деякі вчені навіть заперечують існування такого процесу взагалі, або сильно обмежують його вплив на формування ілювіальних горизонтів (А. Роде), вважа-

ючи ґрунт потужним механічним і фізико-хімічним “ситом” для наскрізного переміщення колоїдної і передколоїдної фракцій. Якщо переміщення цих фракцій через поперечне січення ґрунтових агрегатів справді є проблемним, то міграція різних фракцій мулу по великих порах (червоточини, дендрити, кореневини, камери) і магістральних тріщинах (тріщини морозобійні, зволоження-висихання, набухання-просідання тощо) є незаперечною. Результати таких переміщень мулистої фракції діагностуються за ознаками ілювіювання у формі багатошарових натічних глинистих, пилувато-глинистих, гумусово-глинистих і залізисто-глинистих плівок (кутан) на гранях структурних агрегатів, стінках вертикальних тріщин і порах внутрішньо-педної маси. Отже, процесу лесиваж належить провідна роль в утворенні забарвленого у бурий колір, або різні його відтінки текстурного, а також глинисто-ілювіального горизонтів. Вони характеризуються складною горіхувато-призматичною ієрархічною структурою (IV порядку) і акумулятивними багатошаровими кутанами різного складу (аргілани, сесквани тощо).

Ілювіювання глини у результаті лесиважу часто призводить до утворення ілювіального максимуму мулу в текстурному горизонті *It* порівняно з ґрунтотворною породою. У такому випадку можна говорити про процеси елювіально-ілювіальної гранулометричної (текстурної) диференціації профілю. Цей гранулометричний феномен притаманний здебільшого ґрунтам Західної і Центральної Європи. У лесових ґрунтах Східної Європи і Сибіру процеси елювіально-ілювіальної диференціації трапляються зрідка. В цих регіонах у підзолистих, дерново-підзолистих, сірих лісових та інших опідзолених ґрунтах роль лесиважу зводиться головно до формування кутан ілювіювання. Їхньої маси недостатньо для утворення ілювіального максимуму, не кажучи вже про потужний ілювіальний горизонт. На думку багатьох учених, в умовах вологого і холодного клімату тайгово-лісової зони Східної і Північно-Східної Європи феномен текстурної диференціації профілю ґрунтів, у тому числі пріоритет у формуванні серії елювіальних горизонтів, належить

селективному опідзоленню [5, с. 28]. Цей процес не передбачає акумуляцію продуктів руйнування мінералів мулистої фракції у межах ґрунтового профілю. Тому елювіальний горизонт може не утворювати перагенетичного зв'язку з текстурним горизонтом. Він найімовірніше поєднується із текстурно-метаморфічним горизонтом *Itm*, або безпосередньо переходить у малозмінену ґрунтотворну породу. Поєднання елювіального та ілювіально-метаморфічного горизонтів є характерним для елювіально-метаморфічних ґрунтів зони мішаних і широколистяних лісів Східної Європи.

Процеси текстурної (гранулометричної) диференціації через механізми селективного опідзолення і лесиважу найбільш притаманні ґрунтам важкого гранулометричного складу областей гумідного клімату. Такі ж процеси можуть розвиватись і в ґрунтах семигумідного і семиарідного клімату, які зазнають додаткового локального зволоження (в подах) в умовах лужної реакції середовища. Тоді процеси гранулометричної диференціації призводять до утворення солодей і осолоділих ґрунтів.

Ще одна специфічна група ґрунтів зазнає дії процесів гранулометричної диференціації ґрунтового профілю. В умовах лужної реакції середовища такі процеси називають *солонцевими процесами*. Головну роль у них виконує процес натрієвого лесиважу, який відбувається на фоні розсолення–засолення. Для нього характерним є особливе поєднання складу сольових розчинів (ефект розсолення) зі складом обмінних основ, серед яких домінує обмінний Na^+. При домінуванні Натрію у вбирному комплексі солонцевий процес здійснюється через певні послідовні механізми: пептизація органічного і мінерального ґрунтово-вбирного комплексу, ілювіювання розчинних гумусових речовин, утворення соди у результаті обмінних реакцій, диспергація і руйнування мулистих часток через явище супердисперсності. Результатом цих складних процесів є формування натрієвого солонця з різкодиференційованим за гранулометричним складом профілем, який складається зі світлого, збідненого на мул і сесквіоксиди елювіального (надсолонцевий) горизонту та коричнево-бурого, дуже щільного, багатого на

глину ілювіально-солонцевого горизонту горіхувато-стовпчасто-призматичної структури. Грані структурних агрегатів солонцевого горизонту вкриті темними глянцевими гумусово-глинистими і глинистими кутанами. Горішня частина стовбчастих окремостей присипана рясною білуватою скелетаною SiO_2.

3.1.6. Сольова диференціація

Процеси перерозподілу солей у профілі ґрунту відбуваються за умови ґрунтоутворення на материнських породах, що містять сольові акумуляції, або за наявності їх у неглибоких мінералізованих ґрунтових водах. До таких акумуляцій належать солі карбонатів, гіпс і легкорозчинні солі. Процеси перерозподілу різноманітних солей при ґрунтоутворенні призводять до формування відповідного сольового профілю. Механізм реалізації сольової диференціації профілю зумовлений явищами співвідношення висхідної і низхідної міграції ґрунтових розчинів, або дотичними процесами гідрогенної акумуляції. Всі ці явища і процеси контролюються сучасним або давнім водно-температурним і газовим режимами, особливостями надходження і витратами вологи атмосферних опадів і ґрунтових вод.

Диференціація важкорозчинних карбонатів (кальцит, магнезит, доломіт), середньо- і легкорозчинних солей (гіпс, галіт, мірабіліт, сода тощо) відбуваються через однаковий механізм (розчинення–осадження), але протікають з різною динамікою і наслідками для ґрунтового профілю.

Педогенна мобілізація карбонатів, розсіяних у дрібноземі ґрунтотворної породи, з подальшим перерозподілом і акумуляцією їх у профілі, має свої особливості. На відміну від решти солей, розчинність карбонатів невисока. Тому умови потрапляння їх у ґрунтові розчини залежать не тільки від концентрації і температури розчинів, але й від газового режиму ґрунту, який регулює вміст диоксиду Карбону CO_2 в ґрунтовому повітрі. Закономірності міграції й акумуляції карбонатів у профілі ґрунту залежать від добової і сезонної динаміки дихання і температури

ґрунту, кількості та характеру атмосферних опадів, співвідношення процесів розкладу і гуміфікації органічної речовини.

Процеси сольової диференціації карбонатів мають виразну двосторонню спрямованість. Вони спричинені особливостями осінньо-весняної міграції розчинів унаслідок динаміки CO_2 у ґрунтовому повітрі та динаміки біохімічних процесів, що контролюються життєдіяльністю біоти ґрунту і фітоценозу. Вертикальний розподіл карбонатів у ґрунтовому профілі і виникнення різноманітних форм карбонатних акумуляцій є адекватними кліматичній ситуації на час їхнього утворення. Отже, профільний розподіл карбонатів і особливості їхньої локалізації у формі різноманітних новоутворень чи акумулятивно-карбонатного горизонту *calcic* відображають умови функціонування степових, сухо-степових і напівпустельних ґрунтів. Ці процеси проявляються в різних родах чорноземів і каштаноземів, будучи важливими критеріями їхньої діагностики і класифікаційної приналежності.

Для ґрунтів з промивним типом водного режиму (підзолисті, дерново-підзолисті, сірі лісові тощо), особливо на некарбонатних материнських породах, процеси сольової диференціації карбонатів не характерні. Винятком є процеси вторинної карбонатизації профілю глибоковилугуваних ґрунтів унаслідок агрогенної реградації й остепніння давніх широколистяно-лісових і лісостепових ландшафтів.

У континентальних умовах південного сходу Руської рівнини процеси мобілізації, перерозподілу й акумуляції карбонатів своєрідно поєднуються з процесами, які імітують утворення текстурного горизонту. Вони характерні для глинистих ґрунтів із сезонно-контрастним водним і температурним режимами. Імітація проявляється в тріщинуватості профілю, утворенні призмоподібно-горіхуватої текстури, провальній фільтрації розчинів і суспензій уздовж вертикальних тріщин, утворенні глинистих кутан (аргілани), що закупорюють стінки магістральних каналів. У таких ґрунтах вектор міграції карбонатних сольових розчинів має горизонтальну, а не вертикальну орієнтацію, як при фронтальному зволоженні профілю. Відповідно до такої

орієнтації, карбонатні новоутворення у формі “білозірки” зосереджені вздовж магістральних тріщин. Наслідком цього явища є текстурно-карбонатний горизонт *calcic* чорноземів південних і каштаноземів. Карбонатно-конкреційні утворення у формі “журавчиків” є результатом сучасної або палеогідрогенної акумуляції, на що вказує радіально-тріщинувата будова їхнього ядра.

Процеси акумуляції легкорозчинних солей і гіпсу (середньорозчинна сіль) діють через простіший механізм, який пов’язаний виключно з особливостями характеру зволоження і міграцією розчинів у багаторічному і віковому циклах. Диференціація солей при цьому веде до утворення солончакового і гіпсового горизонтів із різними формами новоутворень всередині них і поза ними. Гіпсові акумуляції зазвичай формуються у результаті низхідних токів розчинів при слабовираженій зворотній міграції. Ці процеси характерні для долішніх горизонтів ґрунтів степових, сухо-степових і напівпустельних ландшафтів. Акумуляції легкорозчинних солей (галіт, мірабіліт, сода) притаманні ґрунтам із випітним типом водного режиму аридних територій із домінуванням висхідного вектора руху сольових розчинів.

3.1.7. Переміщення і змішування ґрунтової маси

Процеси змішування ґрунтової маси можуть мати лише фізичне походження, або виникати за допомогою механічної дії на ґрунт сторонніх об’єктів (коренева система, ґрунтова фауна, стихійні явища, ґрунтообробні механізми). У першому випадку відбуваються процеси порушення природного залягання генетичних горизонтів, що призводить до переміщення і змішування ґрунтової маси аж до гомогенізації мінеральної й органічної частин ґрунту. Природа цих процесів пов’язана виключно з фізичними явищами. Вони мають різну ґенезу, географічне поширення і просторову локалізацію, а також реалізуються через різні механізми. Серед цих процесів найбільш закономірними є процеси кріотурбації і вертисолізації. Вони спричиняють зсуви ґрунтової маси при замерзанні та злитизації.

Кріотурбаційний процес починається з верхніх горизонтів, поступово захоплюючи майже всю ґрунтову товщу на території поширення багаторічної або тривалої сезонної мерзлоти. Найяскравіше він проявляється в кріоземах – перезволожених ґрунтах з відсутніми ознаками оглеєння. Такі ґрунти більшість вегетаційного періоду перебувають у мерзлому стані (ґрунти тундри і тайги з континентальним і ультраконтинентальним кліматом при неглибокому заляганні багаторічної мерзлоти). Поза межами мерзлотних регіонів цей процес охоплює здебільшого верхні горизонти ґрунту. Він однозначно неможливий у "сухому" ґрунті, оскільки матеріальною підставою для його розвитку є вода. Кріотурбаційний процес – це переміщення і змішування мінеральних і органогенних горизонтів ґрунту, або частин горизонту в результаті виникнення фізичних напруг у вологому ґрунті при його замерзанні та відтаюванні. Унаслідок кріотурбаційного процесу формується брудно-бура безструктурна тиксотропна ґрунтова маса. Вона має виразні морфологічні ознаки мерзлотних дислокацій у вигляді кріогенної дрібносітчастої будови, завихрений малюнок мінеральної маси з вмонтованими у неї фрагментами органогенних горизонтів або блоків органічної речовини. Мінеральна маса часто насичена диспергованими рослинними і обвугленими залишками.

Турбаційні процеси при злитизації розвиваються в ґрунтах на смектитових глинистих породах із вмістом мулу >40 %. Його мінералогічний склад представлений тришаруватими високодисперсними глинистими мінералами, що сильно набухають (монтморилонітові та вермикулітові глини). Ці процеси розвиваються через механізм чергування протилежно спрямованих абіотичних мікропроцесів набухання і просідання мінеральної маси. Поширені в ґрунтах, що формуються в умовах перемінно-вологого і теплого клімату. Твердофазними продуктами турбаційних процесів при злитизації є специфічне розтріскування і переміщення відносно один одного сусідніх блоків ґрунтової маси. В результаті анізотропності ґрунтової маси в різних її частинах розвивається різний тиск набухання, здавлювання і вивільнення надлишкової енергії шляхом випучування ґрунтової

маси. При цьому формуються протяжні поверхні ковзання (слікенсайди) з кутами нахилу >10 %, і утворюється клиноподібна структура. Просторові дислокації ґрунтової маси в умовах сезонно-контрастного гідрологічної режиму при високих позитивних температурах ґрунту сприяє його злитизації й утворенню злитого горизонту оливково-бурого або чорного забарвлення. Він дуже щільний (1,3–1,6 г/см^3), в'язкий і пластичний у вологому стані і твердий тріщинуватий – у сухому. Через специфічний мінеральний склад і умови формування злитий горизонт має високу ємність вбирання, нейтральну або слаболужну реакцію середовища.

Переміщення і змішування ґрунтової маси викликають також різні стихійні явища, зокрема *процеси фітотурбації* (вітровали). Вони охоплюють верхні генетичні горизонти ґрунтового профілю і призводять до одночасного руйнування і поховання ґрунту. Особливо активні такі процеси в гірсько-лісових умовах на слаборозвинутих і короткопрофільних ґрунтах з поверхневою кореневою системою. При цьому утворюється горбкувато-западинний мікрорельєф лісових ландшафтів. Внутрішні переміщення ґрунтової маси без порушення цілісності генетичних горизонтів спричиняються *процесами зоотурбації*, які зв'язані з життєдіяльністю ґрунтових землериїв (кротовини, ховраховини, червоточини тощо). До переміщення і змішування мінеральної маси і органічних горизонтів призводять також різні схилові процеси, зокрема – *соліфлюкція*, *стягування ґрунту*, *ерозія*.

Виключно антропогенними видами переміщення і змішування гуртової маси є *процеси оранки*, *глибоке рихлення*, *дискування*, особливо *плантажна оранка* і *терасування схилів*.

3.2. Процеси антропогенної трансформації

Це велика група процесів різномасштабного перетворення природних ґрунтів у агроземи. Класифікуються такі антропогенно видозмінені ґрунти шляхом приєднання префікса агро- до кореневої частини в назві цілинного ґрунту (агропідзоли, агросі-

рі лісові, агробуроземи, агрочорноземи, агрокаштаноземи, агросіроземи тощо). Всі ці процеси безпосередньо або опосередковано спричинені господарською діяльністю людини і реалізуються через природні механізми, що проявляються у модифікації, стримуванні або, навпаки, прискоренні природних процесів ґрунтоутворення. Інколи антропогенне втручання приводить до оновлення субстрату, відкриваючи можливості для формування нових або відновлення попередніх, природних ґрунтів чи ґрунтових утворень, які не мають природних аналогів (відкопані ґрунти).

Серед процесів антропогенної трансформації важливе місце займає агрогенне ґрунтоутворення (агропедоґенез). Він має вагомий вплив на голоценову еволюцію ґрунтів і ґрунтових покривів Землі, особливо на теперішньому етапі розвитку педосфери.

3.2.1. Агрогенний вплив на процеси і властивості ґрунтів

Передумовою агрогенного педогенезу є позбавлення ґрунту його природного захисту й умови стабільного функціонування – цілинного біоценозу. Наслідком цього є зміна мікроклімату ґрунту, його мікро- і мезофауни, що порушує природну рівновагу між зовнішніми і внутрішніми процесами функціонування ґрунтової екосистеми. Природні процеси поступово трансформуються в природно-антропогенні.

Розпочинається агрогенне ґрунтоутворення з імпактного механічного впливу на верхню частину ґрунтового профілю через порушення його природного складення. Зміна природної рослинності на культурну, регулярне механічне переміщення і змішування верхнього шару ґрунту (орний шар), ущільнення та утворення плужної підошви, внесення органічних і мінеральних добрив, різноманітних меліорантів призводить до суттєвих змін у водно-повітряному, тепловому і газовому режимах, напрямі та інтенсивності біохімічних реакцій тощо. Кумулятивний ефект від накопичення та сукупної дії всіх цих чинників запускає в дію процеси послідовного перетворення ґрунтової маси. У багаторічному циклі перетворень агропедогенез призводить до частко-

вого стирання багатьох природних ознак і властивостей (забарвлення, природного складення, структури, вмісту гумусу тощо) і формування нових, але вже агрогенних (плужної підошви, еродованості). Відбувається структурна переорганізація ґрунтової маси, зміна її речовинного складу, водно-фізичних, фізико-хімічних, хімічних і біологічних параметрів.

Особливості агропедогенезу по-своєму впливають на природні процеси ґрунтоутворення. Залежно від тривалості агропедогенезу й культури землеробства ґрунти набувають риси, які оцінюються як проградація (покращення) або їх відносять до деградаційних явищ (погіршення). На першому етапі антропогенної трансформації ґрунти на певний час ще зберігають твердофазні ознаки і властивості цілинного ґрунтоутворення. Такі ґрунти дуже близькі до природних і класифікуються як *освоєні*. При високій культурі землеробства малородючі ґрунти можуть наблизитися за деякими параметрами родючості навіть до чорноземів. Такі ґрунти часто набувають не природних для них властивостей, повністю або частково втрачають морфологічні риси природного ґрунту (будова профілю) і стають подібними до інших, більш продуктивних ґрунтів (ґрунти Німеччини, дослідних станцій, польдерів тощо).

У результаті агрогенних процесів, що розвиваються в умовах стабільного ґрунтотворного субстрату, за перші десятки років природні гумусові горизонти і частково залучена оранкою верхня частина долішніх горизонтів (ілювіальний) перетворюються в арогумусовий і агротемногумусовий горизонти. В класифікації ґрунтів такі утворення об’єднують у групу *культурних ґрунтів*. У них природні властивості не тільки не погіршуються, в окремих випадках вони навіть покращуються (агропідзоли). Як ознаки проградації розглядають утворення дрібногрудкуватої водостійкої структури, покращення гумусового стану, вбирного комплексу, реакції середовища тощо.

Агрогумусовий горизонт у ґрунтах підзолистого типу ґрунтоутворення, ясно-сірих лісових ґрунтах, каштаноземах світлих і сіроземах формується із сірогумусового і світлогумусового, а також у результаті перемішування цих поверхневих горизонтів

(з наступною їхньою гомогенізацією) з матеріалом долішнього підгумусового горизонту. Твердофазним продуктом такого агропедогенезу є агрогумусовий горизонт від ясно-сірого до сірого забарвлення, з елементами грудкуватої, порохуватої і брилуватої структури, вмістом гумусу фульватного або гуматно-фульватного типу – 3,0–3,5 %, кислою або лужною реакцією середовища. Властивості такого горизонту суттєво покращуються порівняно з його природним аналогом, але в його нижній частині залишається негативний рудимент агропедогенезу – щільна плужна підошва.

Агротемногумусовий горизонт формується при освоєнні темногумусового або перегнійно-темногумусового горизонту. В окремих випадках він утворюється в результаті проградації агрогумусового горизонту. Твердофазним продуктом такого агропедогенезу є темно-сіре забарвлення горизонту, слабо виражена копрогенність із домінуванням грубої порохувато-грудкувато-брилуватої структури. В нижній частині спостерігаються фрагменти плужної підошви, яка розбита тріщинами на щільні багатогранні окремості. Вміст гумусу понад 3,0 % здебільшого гуматного складу. Реакція середовища від слабокислої до лужної.

У родючих чорноземних ґрунтах такий тренд розвитку агропедогенезу не спостерігається. Навпаки, для більшості ґрунтів світу й України характерними є процеси переущільнення, деструкція структури, підкиснення середовища, засолення токсичними солями, дегуміфікація та ерозія гумусового горизонту тощо. Всі вони є наслідком прискорення процесів деградації природного ґрунту в умовах агропедогенезу.

3.2.2. Процеси постагрогенного ґрунтоутворення

Через різні стихійні явища, соціально-економічні чи воєнні причини агрогенний вплив на ґрунтовий покрив може тимчасово або надовго припинитися. Після цього ґрунт поступово залучається у процес постагрогенної трансформації. Вона направлена на відновлення природного профілю ґрунтів, який

вони мали ще до господарського використання. При відновленні природного для ґрунту біоценозу процес проградації ґрунту відбувається відносно швидко аж до повного повернення в доагрогенний стан. У випадку поселення “чужого” (не характерного) для ґрунту біоценозу (степова, лучна трав’яниста чи лісова рослинність) наслідки постагрогенного педогенезу можуть бути настільки далекими і різними, що вони закріплюються в профілі надовго (потужний гумусовий або елювіальний горизонт).

У постагрогенний період ще тривалий час можуть співіснувати в одному профілі твердофазні ознаки як агрогенної стадії еволюції, так і заново набуті (відновлені) ознаки природних ґрунтів. У таких випадках виділяють реградований агроґрунт (агротемно-сірий реградований, агрочорнозем реградований) або постагрогенний природний ґрунт. Процес постагрогенної трансформації може тривати десятки, а то й сотні років. Період його еволюції залежить від регенеративної здатності ґрунтів. Деякі результати агропедогенезу закріплюються в профілі ґрунту майже “навічно” і зберігаються в ньому навіть при функціонуванні в природних умовах (фрагменти плужної підошви).

При агрогенному ґрунтоутворенні часто виникають ознаки абразійного походження, які пов’язані з розвитком ерозійних і дефляційних процесів, або механічного стягування орного шару ґрунту. Вони активізують процеси латерального переміщення мінеральної та органічної речовин верхніх горизонтів ґрунту. Першопричиною абразійних поверхневих утворень є знищення природного рослинного покриву і традиційна відвальна оранка ґрунтів на покатих схилах крутизною >2–3°. У такому разі активно розвиваються процеси *абразивного агропедогенезу*. Його результатом є утворення у верхній частині ґрунтового профілю змішаного *агроабразійного* технологічного горизонту (орний шар), який складається із залишків гумусового і приораного долішнього (серединного) горизонтів. Морфологічною ознакою такого агроабразійного горизонту є втрата ним сірих відтінків і збільшення бурих тонів забарвлення, виразна плямистість забарвлення, погіршення структури, що відобража-

ється у зменшенні вмісту гумусу, запливанні ґрунтової маси при зволоженні й утворенні щільної поверхневої кірки при висиханні. З процесами абразивного агропедогенезу тісно пов'язують утворення еродованих ґрунтів і агроабраземів.

Прямим наслідком агроабразивних процесів є акумуляція мінеральної речовини на поверхні ґрунтів у межах трансакумулятивної (*C*) і субаквальної (*D*) мікрозон агроландшафту. Якщо швидкість абразивних процесів синхронна швидкості ґрунтоутворення, тоді проявляється *синлітогенний агропедогенез* у двох його формах: *стратоземний* та *іригаційний*. Перший є оберненою калькою від абразивного агропедогенезу. За тривалий час (десятки і сотні років) він призводить до формування стратифікованих (намитих) горизонтів ґрунтів різної потужності. Їхньою спільною рисою є підвищена гумусованість, візуально прихована монотонність забарвлення, стратифікація мінерального матеріалу, горизонтальна ділимість, гранулометрична шаруватість. Наявність у профілі потужного стратифікованого горизонту є підставою для класифікації такого ґрунту як *стратозем*. У випадку слабкої стратифікації гумусового матеріалу ґрунт класифікують як "намитий" різновид ґрунту відповідної класифікаційної приналежності. В районах давнього зрошуваного землеробства (Єгипет, Месопотамія, Центральна Азія) активно розвивається *іригаційна форма* синлітогенного агропедогенезу. У цьому випадку людина регулює розвиток природного процесу шляхом затоплення заплави великих рік багатими на органіку і мул річковими водами.

Особливою формою синлітогенного агропедогенезу є цілеспрямоване конструювання ґрунту – *конструктивний агропедогенез*. Результатом цього процесу є формування людиною протягом сотень років потужних і монотонних за своєю будовою, але різних за речовинним складом ґрунтів (європейські плагени, китайські хейлуту, ґрунти монастирських городів). Цей процес дуже подібний, але не тотожний рекультивації ґрунтів.

Абразивні та синлітогенні процеси є незворотними. Тому ґрунти, що ними сформовані, нездатні до відновлення своїх природних властивостей. У них записуються заново набуті

ознаки і властивості, які накладаються на збережену частину профілю природного ґрунту, або вони заново утворюються у формі початкового ґрунтоутворення на оголеній ґрунтотворній породі чи привнесеному гумусованому матеріалі.

Серед процесів агрогенного ґрунтоутворення окремо виділяється *пірогенний* або *деструктивно-торф'яний агропедогенез*. Він полягає в деградації і мінералізації торф'яної товщі у результаті втрати нею зв'язку з ґрунтовими водами при посиленні загального дренажу території, або шляхом вироблення чи вигорання торфовищ. Наслідком цих процесів є утворення агроторф'яно-мінерального горизонту темно-коричневого забарвлення з високою зольністю і вмістом органічної речовини <35 % від маси горизонту. Цей процес має незворотний характер і за багато років може призвести до значної мінералізації торф'яної маси. При підвищенні рівня ґрунтових вод і вторинному заболоченні території можливе відновлення торф'яного ґрунту.

Процес ґрунтоутворення за своєю природою є турбаційним процесом. Він призводить до розпушення ущільненої (леси, глини) або щільної (вапняки, сланці, пісковики) вихідної материнської породи й утворення пористого гумусового горизонту. Агрогенним аналогом природних процесів переміщення і змішування ґрунтової маси є *агротурбаційні процеси*. Їхньою рушійною силою є цілеспрямований механічний вплив людини на ґрунт через ґрунтообробні механізми і пристрої. Агротурбаційні процеси охоплюють різну товщу природного ґрунту або агроґрунту. Традиційно вони дотичні до зміни властивостей поверхневих горизонтів (щорічна відвальна оранка). До нетрадиційних агротурбаційних процесів належать первинна глибока і триярусна меліоративна оранка, плантажування, терасування, глибоке щілювання та інші агротехнічні заходи. Комплекс агротурбаційних заходів можна застосувати до будь-якого ґрунту, що має потужність гумусового горизонту до 50 см. Найчастіше агротурбаційні заходи використовують при одноразовій, зрідка багаторазовій меліорації коркових і неглибоких солонців, а також при терасуванні крутих схилів шляхом стягування і наорювання ґрунту. Морфологічним

результатом глибоких агротурбацій є формування *агротурбаційного горизонту* – потужної товщі ґрунту >40 см, яка складається з різних за кольором, складенням і речовинним складом фрагментів ґрунтових горизонтів (морфонів), які втратили своє природне залягання. Морфометричні показники цих фрагментів (розмір, форма, співвідношення між ними) дуже різні. Наявність агротурбованого горизонту поверх залишків долішніх природних горизонтів дає змогу класифікувати такі ґрунти як *турбоземи*.

На рисових полях часто виникає специфічна форма агропедогенезу у вигляді *акваземного ґрунтоутворення*. Результатом тривалого затоплення ґрунтів і специфічного напівпідводного агропедогенезу є утворення *акваземів*. Це ґрунти з новоутвореними горизонтами й ознаками вторинного оглеєння. Наслідком аквапедогенезу є наявність горизонту Fe-Mn новоутворень або світлого глеє-елювіального горизонту. Новоутворені горизонти, що розвинулися на місці порушених або знищених колишніх природних горизонтів мають період еволюції приблизно 100 років.

Процеси інтенсивного техногенного хімічного забруднення природних ґрунтів (радіонукліди, важкі метали, отрутохімікати, нафтопродукти тощо) можуть призвести до різкої зміни складу ґрунтових розчинів і вбирного комплексу, ґрунтової і наземної біоти аж до її повного зникнення. При цьому трансформація морфологічного профілю ґрунту може не зазнати змін. Тривалий та інтенсивний хімічний пресинг на ґрунти може призвести до процесів хімічної трансформації морфологічної будови ґрунтів аж до стирання природних і утворення нових техногенних горизонтів. Особливістю процесів техногенного характеру на сьогоднішній час є їхня висока активність і короткий час реалізації. При цьому, заново набуті техногенні морфологічні ознаки ґрунту є або дуже нестійкими, або майже незворотними.

Завдання до розділу 3

1. Зазначити для яких ґрунтів характерні відповідні акумуляції органічної речовини.

Ґрунт	світло-гумусові	темно-гумусові	сіро-гумусові	перегнійно-темногумусові
Сірий лісовий				
Чорнозем				
Каштанозем				
Рендзина				
Гірсько-лучний				

2. Зазначити яким ґрунтам притаманні відповідні процеси диференціації профілю.

Ґрунт	альфе-гумусова	текстурна	глиниста	сольова	редокс-альфегу-мусова
Підзол					
Ясно-сірий лісовий					
Чорнозем опідзолений					
Каштанозем					
Глейзем					

3. Назвати ґрунт у нових природно-антропогенних умовах

Ґрунт	рілля	пасовище	переліг	рисові чеки	степ
Чорнозем					

Тести до розділу 3

1. До якої групи процесів належить процес переміщення і змішування ґрунтової маси при плануванні виноградників або самомеліорації солонців?

– природні;
– антропогенно-спровоковані;
– постагрогенні;
– агрогенні;
– змішана група.

2. З яким твердофазним утворенням зазвичай пов'язують гумусові акумуляції в ясно-сірих лісових ґрунтах?
   – органічні добрива;
   – лісова підстилка;
   – дендрити і корневини;
   – черв'яки;
   – ґрунтова мезофауна.

3. Які процеси характерні для дерново-підзолистих ґрунтів?
   – світлогумусових акумуляцій;
   – сірогумусових акумуляцій;
   – темногумусових акумумуляцій;
   – перегнійно-темногумусових акумуляцій;
   – грубогумусових акумуляцій.

4. Який процес викликає елювіювання сполук Феруму й Алюмінію тільки зі змішано-шаруватих мінералів?
   – селективне опідзолення;
   – альфегумусове підзолоутворення;
   – альфегумусове ілювіювання;
   – лесиваж (мулемеризація);
   – вилуговування.

5. Який з процесів має обмежений просторовий розвиток у ґрунтовій товщі?
   – селективне опідзолення;
   – альфегумусове підзолоутворення;
   – гумусово-акумулятивний;
   – лесиваж (мулемеризація);
   – вилуговування.

Контрольні запитання до розділу 3

1. Чим відрізняються природні ґрунти від окультурених і культурних?

2. Яка відмінність між акумуляцією і трансформацією гумусу в природних і окультурених ґрунтах?

3. З якими процесами поєднуються сірогумусові акумуляції органічної речовини?

4. Які процеси розвиваються на фоні темногумусових акумуляцій органічної речовини?

5.Чим відрізняються умови розвитку сіро-, світло- і темногумусових акумуляцій органічної речовини?

6. За яких обставин акумуляції мюлевого типу гумусу змінюються перегнійно-темногумусовими і кріогумусовими акумуляціями?

7. Які процеси поєднуються в ілювіальному метаморфізмі?

8. Через які механізми реалізуються процеси текстурної (гранулометричної) диференціації профілю?

9. У чому полягає відмінність єдиного механізму диференціації важко- і легкорозчинних солей?

10. У чому полягає відмінність між власне фізичними процесами переміщення і змішування ґрунтової маси і процесами, що стимульовані зі сторони?

Розділ 4
КОНТРАСТНІ ФОРМИ АГРОПЕДОГЕНЕЗУ

Вплив людини на процеси ґрунтоутворення відбувається через низку прямих або опосередкованих, часто дуже контрастних заходів з використання різних агроґрунтів земель. Найбільш екстремальними є меліоративні заходи з осушення і зрошення земель. Проградація ґрунтового профілю в умовах високої культури землеробства, деградація властивостей агроґрунтів при екстенсивному землекористуванні, а також тривалий постагрогенний педогенез є іншими формами інтенсивного агропедогенезу. Окремі види господарської діяльності на землі призводять до виникнення різних форм модифікації природних процесів ґрунтоутворення.

4.1. Ґрунтоутворення на осушених землях

З кінця 60-х і до середини 80-х років XX ст. в Україні були дуже популярними масштабні заходи з меліорації перезволожених ґрунтів сільськогосподарських земель. Досить часто гідромеліоративні заходи закритого дренажу поширювалися навіть на суміжні автоморфні агроґрунти привододільних частин плато. Серед орних земель України об’єктами осушення здебільшого були агродерново-підзолисті і агродернові приховано-підзолисті ґрунти Українського Полісся і буроземно-підзолисті ґрунти Передкарпаття. В умовах Вологої атлантичної фації ці агроґрунти зазнавали поверхневого перезволоження через тимчасовий застій ґрунтової вологи над щільним текстурним ілювіальним горизонтом.

Головними природними процесами, які тривалий час формують профіль цих ґрунтів є: органо-акумулятивний і глейовий процеси, кислотний гідроліз і лесиваж. Формування і функціонування профілю перезволоженого агроґрунту відбувається на кислих ґрунтотворних породах в умовах застійно-промивного водного режиму. Перезволожені навесні ґрунти

зазнають потужного кислотного впливу на мінеральний субстрат і активного відновлення сесквіоксидів, що призводить до підвищення їхньої мобільності. Анаеробні умови знижують ступінь мінералізації органічної речовини, що приводить до підвищення вмісту гумусу порівняно з аналогами в автоморфних умовах.

Осушення перезволожених ґрунтів змінює їхній водний баланс, динаміку і направленість ґрунтових процесів. Додає змін кумулятивний ефект від одночасних хіміко-меліоративних заходів, які направлені на зниження кислотності та покращення поживного режиму ґрунту. Майже половина (43 %) дренажного стоку надходить за рахунок руху води через орний шар. Майже третину стоку (28 %) становить вода, яка надходить у дрени безпосередньо з поверхні, і стільки ж (29 %) мігрує через підорний шар[1]. У півметровому шарі агроґрунтів змінюється водно-повітряний режим. Навесні осушені агроґрунти позбавляються від надлишку вологи на два тижні швидше, ніж неосушені. Це призводить до зміни направленості та інтенсивності процесів кислотного гідролізу мінеральної маси, глеєутворення, лесиважу й акумуляції гумусу.

У неосушених ґрунтах весь профіль вологий, тріщини непомітні, вони зімкнуті. Починаючи з орного шару всі горизонти мають ознаки глеюватості у вигляді мозаїки сизуватих та іржаво-бурих плям різного розміру і форми. На їхньому фоні розкидані Fe-Mn примазки і тверді мікроконкреції (бобовини).

У профілі осушених агроґрунтів ознаки глеюватості локалізовані глибше – в горизонті *ElI* або *Itm*. Кількість грубих Fe-Mn конкрецій розміром ≥0,5 см збільшується, і вони приурочені головно до горизонту *E*, або до окремих його морфонів у горизонті *ElI*. Візуально помітні глибокі транзитні тріщини, що вкриті білувато-сизими скелетанами і бурими

[1] Pochvoobrazovatelnie protsessi : kollektivnaya Monografiya / Pod red. M. S. Simakovoi, V. D. Tonkonogova. Moskva : Pochvennii in-t im. V. V. Dokuchaeva, 2006. P. 323.

аргіланами. Іржаві плями проникають у внутрішньопедну масу й оточують ореолом Fe-Mn конкреції. Зниження вологості і морфологічні ознаки вказують на послаблення процесу оглеєння в осушених агроґрунтах. Навесні швидке осушення і зміна відновних процесів на окиснювальні призводить до посилення процесів дегуміфікації.

Зменшення часу застою вологи і збільшення тривалості періодів промивання ґрунту призводять до посилення процесів гідролізу і лесиважу, що помітне за результатами гранулометричного, фізико-хімічних і хімічних аналізів. У гранулометричному складі осушених агроґрунтів знижується вміст пилуватих фракцій, але зростає кількість мулу в усіх горизонтах. Одночасне зниження вмісту дрібного пилу і збільшення вмісту мулу в тих самих горизонтах вказує на посилення в осушених агроґрунтах процесів кислотного гідролізу, що прискорює руйнування мінеральних часток передмулистої фракції (слюда-смектити) і перехід їх до фракції мулу. При цьому, приріст мулу значно нижчий за втрати дрібнопилуватої фракції, що вказує на винесення частини мулу завдяки лесиважу. Оскільки максимальний відтік вологи відбувається через орний шар, тому він зазнає посиленого впливу процесів руйнування слюдо-смектитових мінералів і лесиважу мулистої фракції.

Достовірне збільшення вмісту мулу в орному шарі осушених ґрунтів є результатом не тільки руйнування тонкопилуватих часток, але й наслідком потужного агротехнічного впливу на ґрунт через: а) приорювання долішнього, важчого за гранулометричним складом горизонту; б) окультурення ґрунту після меліорації, оскільки підвищені дози фізіологічно кислих мінеральних добрив активізують пептизацію тонкодисперсних часток і прискорюють руйнування пилуватих фракцій; в) додаткове внесення органічних добрив сприяє стабільності мулу, закріплюючи його в орному шарі, навіть незважаючи на промивний режим.

Причина збільшення вмісту обмінного Al^{3+} при осушенні агродерново-підзолистих глеюватих ґрунтів пояснюється *феролізом* – екзотермічною реакцією гідролізу іона Феруму. В

перезволожених ґрунтах іони Феруму здебільшого скомплексовані органічними лігандами. Мінералізуючись при осушенні, органо-мінеральні комплекси звільняються від Феруму, який взаємодіє з молекулами води, тобто гідролізується. Відщеплені при цьому протони сприяють корозії глинистих мінералів, унаслідок чого з їхньої кристалічної ґратки вивільняються іони Алюмінію. Збільшення вмісту обмінного Алюмінію підтверджує реальність такого механізму, особливо коли воно припадає на період посилення окиснювальних процесів. Отже, під впливом окиснювального процесу фероліз виконує функцію корозії алюмосилікатів, яку забезпечують іони Феруму.

Зниження актуальної кислотності орного шару осушених ґрунтів є наслідком їхнього вапнування, на що вказує контрастно дуже кисла реакція середовища долішньої частини профілю. На цьому фоні в елювіальній частині профілю (горизонти *E* та *EIt*) осушеного агродерново-підзолистого глеюватого ґрунту знижується вміст увібраних основ, яких у горизонтах It_1, It_2 і *ItP* може бути дещо більше, порівняно з неосушеним глеюватим. Поведінка і динаміка фізико-хімічних властивостей добре корелює зі змінами гранулометричного складу осушених ґрунтів. Процеси накопичення мулу, руйнування мінералів пилуватих фракцій, збільшення вмісту обмінного Алюмінію і гідролітичної кислотності є взаємозв'язаними і доповнюють один одного.

Винесення ввібраних Ca^{2+} і Mg^{2+} з горішніх горизонтів осушеного ґрунту в долішню частину профілю, де вони накопичуються, свідчить про інтенсифікацію процесів опідзолення і лесиважу. Поведінка різних форм Феруму при осушенні ґрунтів визначається як агрогенними процесами в орному шарі, так і природними процесами в долішніх горизонтах профілю.

Після осушення, в метровому шарі ґрунту знижується вміст несилікатних форм Феруму, особливо інтенсивно в елювіальних горизонтах *E* та *EIt*. У них відбувається руйнування ортштейнів, особливо інтенсивно в перші 5–6 років посиленого дренажу. В орному шарі втрати оксалаторозчинного Феруму менші завдяки нейтральній реакції середовища і високому вмісту гумусу.

В ілювіальних горизонтах осушених ґрунтів втрати несилікатного Феруму менші, порівняно з горішніми. Така поведінка сполук Феруму зуумовлена втратою надлишкової вологи і послабленням процесів оглеєння. В цій частині профілю поряд з винесенням оксалаторозчинного Феруму, частина його піддається сегрегації з утворенням дитионітрозчинних новоутворень. Процеси винесення аморфного Феруму з товщі ґрунту вище дрен і посилення кристалізації сполук Феруму в ілювіальних горизонтах помітні вже у перші роки після осушення. Збільшення валового вмісту оксидів Феруму і Алюмінію вниз по профілю осушеного ґрунту є показником посилення процесу його опідзолення.

У перші роки після осушення вміст органічної речовини в орному шарі агродерново-підзолистого осушеного глеюватого ґрунту знижується за рахунок механічного змішування гумусованого дрібнозему з мінеральним матеріалом підорної товщі, а потім у результаті дегуміфікації. Втрати органічної речовини відбуваються переважно за рахунок мінералізації детриту. Власне гумусові речовини більш стійкі до руйнування. Компенсація втрат органічної речовини можлива тільки за рахунок систематичного вапнування, удобрення і високої культури землеробства (зерно-травопільні сівозміни).

4.2. Ґрунтоутворення на зрошуваних землях

Розвиток зрошення в районах ризикованого землеробства є елементом інтенсифікації агропромислового виробництва через оптимізацію водно-повітряного режиму агроґрунтів. Наприкінці 1980-х рр. в Україні налічувалося майже 3,0 млн га зрошуваних земель, більшість з яких були зосереджені серед чорноземів степу (2,1 млн га), особливо на півдні степової зони (1,6 млн га) [12, с. 7].

Сольовий профіль незрошуваного агрочорнозему стратифікований на три яруси: перший – незасолений; другий – середній, який розсолюється; третій – нижній, засолений [3]. Зрошення суттєво змінює режими ґрунтоутворення, збільшуючи щорічно в 1,5–2,0 раза водопостачання на поверхню агрочорнозему. Це

викликає неминучий розвиток нових, непритаманних агроґрунтам процесів. Настає новий етап саморозвитку ґрунту, який триватиме до завершення його характерного часу. Серед ґрунтових режимів найменший характерний час для змін має водно-сольовий режим і процеси формування сольового профілю. В умовах зрошення немінералізованими поверхневими водами (мінералізація <0,7 г/л) саморозвиток і становлення сольового профілю здійснюється через механізм декарбонатизації агрочорноземів.

Зрошення методом дощування призводить до додаткового водопостачання на поверхню агрочорнозему. В автоморфних умовах при цьому посилюється низхідний вектор водного балансу. В гідроморфних ландшафтах влітку виникають висхідні рухи вологи і солей. За таких обставин агрочорнозем еволюціонує в умовах короткого випітного режиму, що є рушійною силою для висхідного руху та акумуляції солей в гумусовому горизонті.

Агрочорноземи південні зрошувані, майже після кожного поливу промиваються на глибину до 1,0 м і більше. Глибше 1,5 м вологість ґрунту також вища ніж на богарних землях і не змінюється до кінця вегетаційного періоду. З року в рік волога в агрочорноземах накопичується і латеральним стоком перетікає за межі ґрунтового профілю, стимулюючи підняття рівня ґрунтових вод.

Зрошення агрочорноземів південних змінює напрям, характер та інтенсивність розвитку сучасних ґрунтотворних процесів[1]. Найкоротший характерний час розвитку мають процеси розсолення, які проявляються в зниженні суми легкорозчинних солей і зміні їхнього якісного складу. У верхній частині профілю міграція легкорозчинних солей має сезонно-пульсаційний характер, що залежить від погодних умов, характеру зрошення і посівної культури.

---

[1] Chizhikova N. P. Izmenenie sostava i svoistv tonkodispersnikh mineralov dernovo-podzolistikh pochv pod vliyaniem udobrenii // Vest. s.-kh. nauki. 1990. № 7. P. 215–219.

Процес декарбонатизації характеризується змінами вмісту, запасів і форм карбонатних новоутворень, що проявляється у формуванні карбонатного профілю агрочорноземів. Найінтенсивніше процес розвивається у перші роки зрошення. Потім відбувається різке сповільнення темпів його розвитку, що свідчить про тенденцію до встановлення квазірівноважного стану з малим характерним часом його становлення. Механізм формування карбонатного профілю агрочорноземів зрошуваних визначається новими умовами водно-сольового і газового режимів, а також міграцією солей Кальцію у системі ґрунт–рослина. За нетривалого функціонування зрошуваної системи процеси становлення карбонатного профілю агроґрунтів ще довго не завершуються, оскільки терміни зрошування (десятки років) і характерний час становлення карбонатного профілю (десятки–сотні років) є неспівмірні.

Під впливом зрошення, на фоні розсолення, в агрочорноземах розвивається процес підлуження ґрунту. Швидкість цього процесу сильно зростає в перші роки зрошення. Величина pH характеризується добовою динамікою, особливо під час поливу в спекотні денні години, коли виникає імпактне ефемерне підлуження розчинів. Його причиною є порушення вуглекислокальцієвої системи зрошуваної води у результаті її швидкого нагрівання при контакті з нагрітою поверхнею ґрунту. Тоді виникає термічний ефект від трансформації ґрунтового розчину при швидкому випаровуванні.

Зменшується при зрошуванні ємність катіонного обміну і змінюється склад увібраних основ. Залучення Mg^{2+} і Na^{+} до вбирного комплексу на фоні декальцинації (винесення ввібраного Ca^{2+}) призводить до розвитку процесу *іригаційного осолонцювання*. Його інтенсивність очікувано зростає на початках зрошення і знижується з часом, приходячи до рівноваги з якістю зрошуваних вод. Чим менше Натрію в зрошуваних водах, тим менший прояв іригаційного осолонцювання, яке заміняється розвитком термічного ефекту.

Збільшення вологості агроґрунту за зрошення стимулює розвиток гумусово-акумулятивного процесу, який проявляється

у підвищенні вмісту і запасів гумусу. Темпи гумусованості зростають у перші роки зрошення, досягаючи квазірівноважного стану відповідно до кількості й якісного складу пожнивних і кореневих залишків сільськогосподарських культур і органічних добрив. Гумус при цьому стає більш фульватним, із меншим вмістом у його складі Нітрогену і негідролізованого залишку. Зрошування стимулює біологічну активність агрочорноземів, покращуючи умови гумусоутворення і гумусонакопичення.

При зрошенні також зазнає змін мінеральна речовина агроґрунтів. В агрочорноземах південних Понтійської фації України інтенсифікуються процеси внутрішньоґрунтового вивітрювання, оглинення профілю, лесиваж смектитової фази, відносна гідрослюдизація профілю, дезагрегація мікро- і макроструктури ґрунту. На фоні розвитку цих процесів відбувається ущільнення ґрунту і зміна його морфологічної будови. Збільшується потужність гумусового і перехідних горизонтів, знижується глибина скипання від хлоридної кислоти і рівень залягання білозірки, на поверхні ґрунту утворюється кірка, розвивається тріщинуватість, грубшає структура, карбонати втрачають свою округлу форму і стають рихлими, на глибині 130–150 см виникають ознаки оглеєння тощо.

Оскільки при зрошенні агроґрунтів порушується динамічна рівновага між зовнішніми і внутрішніми чинниками ґрунтоутворення, закономірно, що зрошення також змінює весь комплекс процесів функціонування ґрунтової системи, а також процеси ґрунтоутворення.

4.3. Ґрунтоутворення на перелогах

За статистичними даними з 1990 до 2018 року посівні площі сільськогосподарських культур в Україні зменшились з 32,4 до 27,7 млн га. За майже 30-річний період різниця сягає 4,7 млн га, або 14,5 %. Більшість земель колишньої ріллі були занедбані, або переведені у землі запасу. Площі земель, які формально вважаються ріллею, але не засіваються певний час, переходять у початкову стадію перелогу в період від 1–5 до 8–12 років.

Давній переліг – це наступний розвиток перелогових земель, який може відбуватися у тому ж напрямі змін ґрунтів і земель загалом, або може змінюватися відповідно до сукцесійних процесів рослинності або антропогенних впливів. В Україні причини масштабної стихійної, або цілеспрямованої трансформації угідь у перелоги зазвичай соціально-економічні. Тільки частково ці причини є природними, тобто екологічно вмотивованими неефективним функціонуванням ріллі на малопродуктивних і деградованих ґрунтах.

Ґрунти ріллі, які фактично перейшли під перелоги, трансформуються під впливом відновлених природних процесів унаслідок змін зовнішніх чинників ґрунтоутворення: залуження, заростання чагарниками чи лісом, заболочування тощо. На місці частини ріллі збільшилися також площі суходільних пасовищ. Процес скорочення площ сільськогосподарських земель став практично некерованим. Під землі запасу, які фактично функціонують у стані давнього перелогу на рудерально-злаковій стадії еволюції рослинності, часто залучають високопродуктивні темнозабарвлені ґрунти, навіть чорноземи.

Дослідження сучасних процесів і властивостей ґрунтів на різних стадіях функціонування перелогу, аналіз швидкості зворотної (відновленої) еволюції перелогів вивчені недостатньо. Причини і спрямованість змін ґрунтів різні залежно від умов подальшої постагрогенної еволюції.

Еволюція ґрунтів ріллі, що перейшла в перелоговий стан, залежить від виду угіддя, в який вона перейшла. Рілля може бути трансформована шляхом залуження в пасовище або сіножать, а може взагалі не використовуватись у сільському господарстві. У випадку, коли ґрунти ріллі закинуті, створюються можливості для природного відновлення рослинності з відповідними їй сукцесійними змінами. На сьогодні, такий напрям еволюції процесів ґрунтоутворення в ґрунтах трансформованої ріллі є найбільш поширений в Україні.

Рушійними силами природної еволюції ґрунтів ріллі, що перейшла в переліг, є: 1) припинення антропогенного впливу (господарської діяльності, органічного і мінерального удобре-

ння, водної і хімічних меліорацій, оранки ґрунтів тощо); 2) сукцесійні зміни рослинності залежно від природної зони, мезо- і мікрорельєфу, експозиції схилу, близькості природного біоценозу тощо.

Водний режим ґрунтів під лісом, на ріллі і на перелозі буде різним. Найбільш контрастні еволюційні зміни ґрунтотворних процесів за стихійної трансформації ріллі у переліг відбуваються в ґрунтах лісової ґенези. Це пов'язано з тим, що на ранній стадії перелогу ґрунт, крім бур'янів, заселяє ще й трав'яниста рослинність, що є нетиповим явищем для лісового біоценозу. Ґрунти під лісом функціонують за значно вологіших умов, ніж ґрунти ріллі та перелогів. Сільськогосподарські посіви і залуження робить їх більш "сухими". Навесні понад 60 % талих вод і атмосферних опадів стікають папілярами схилів і латеральним стоком не до кінця відмерзлим, але ще ущільненим ґрунтом. Після цього, на весняну "вологозарядку" ґрунту на ріллі залишається близько 40 %, майже так само як на перших етапах функціонуваня перелогу. У природних умовах лісової екосистеми в ґрунт надходять усі 70 % атмосферної вологи. На пізніх стадіях еволюції перелогів ґрунти займають проміжне положення щодо вологозабезпечення між лісом і ріллею. Відмінності в режимі зволоження, ступені вираження промивного водного режиму й умовах існування ґрунтів (снігонакопичення, промерзання і відтаювання ґрунтів тощо) під лісом, ріллею і перелогом зумовлюють зміни їхніх властивостей і процесу ґрунтотворення.

У тайгово-лісовій зоні при зміні ріллі на переліг, що поступово заростає вербою, вільхою і березняком, у ґрунтах на некарбонатних породах поступово відновлюється підзолоутворення, що стимулює подальші сукцесійні зміни, а також зміни властивостей ґрунтів. Якщо опади промивають ґрунт аж до капілярної бахроми ґрунтових вод, які залягають неглибоко (*пермацидний водний режим*), тоді еволюція ґрунтів відбувається з посиленням підзолистого процесу. На пізніх стадіях еволюції перелогу і ґрунту, коли утвориться водонепроникний горизонт ортштейну (на пісках), підзолистий процес може змінитися глейовим, а потім болотним процесом. У пониженнях

рельєфу, де ілювіальний горизонт ущільнений ортзандами, заболочування зазвичай не поширюється за межі депресій.

У зоні мішаних лісів (Полісся) давній переліг може тривалий час (до 20 років) функціонувати на рудерально-чагарниково-трав'янистій стадії еволюції. У лісовій і лісостеповій зонах лучна стадія перелогу в майбутньому часто змінюється чагарниковою і лісовою рослинністю. Такі зміни супроводжуються поступовим стиранням набутих агрогенних ґрунтових ознак і відновленням природних, втрачених на етапі культурної еволюції. Враховуючи стадії лучного процесу, на перших порах (до 7–10 років) відбувається відновлення родючості ґрунту (проградація), але потім продуктивність ґрунту і біоценозу знижується через зміни в рослинному покриві (негатив перелогової системи землеробства).

Заростання староорних земель чагарниково-лісовою рослинністю за природного лісовідновлення або штучного лісорозведення (лісові розсадники, лісосмуги) приводить до прискореної регенерації вихідного профілю, притаманного цьому біогеоценозу. Тільки швидкість і шляхи трансформації неоднакові для обох типів заростання.

У першому варіанті еволюції, за таких сукцесійних змін рослинності: агроценоз→переліг→березняк→мішаний ліс→ хвойний ліс, – еволюція відтворення природних властивостей ґрунтів відбувається за 70–100 років, однак успадковані ознаки староорних земель зберігаються до 170 років. Прямі морфологічні ознаки раніше орних ґрунтів такі: добре помітний колишній орний шар за різкою і рівною нижньою границею; нижня його частина зазвичай ущільнена; верхній шар ґрунту макропористий (пори діаметром >1 мм) з антропогенними включеннями (камінці, уламки цегли тощо).

За другого варіанту змін, при штучному лісовідновленні випадає не тільки стадія листяного і мішаного лісів, а навіть стадія суходільного лучного перелогу. У такому разі субкорінний біоценоз і ґрунтовий профіль відновлюються швидше – за

30–50 років. Швидкість регенерації цілинних ознак лісового ґрунту відбувається за 100–120 років[1].

Еволюційні зміни за трансформації ґрунтів ріллі у перелогові землі стосується морфологічної будови, фізичних і фізико-хімічних процесів і властивостей. Усі зміни відбуваються у певній послідовності та стадійності. На стадії перелогу відбувається поступове відновлення генетичного профілю дерново-підзолистого ґрунту. Навіть після регенерації природних властивостей, коли ґрунт розвивається під лісовою рослинністю, ще довгий час (100–120 років) зберігаються залишкові ознаки освоєння (рівна лінія оранки, підвищений вміст гумусу і поживних речовин, фрагменти опресійної структури на місці плужної підошви тощо). У багатьох випадках гумусово-елювіальний горизонт *HE* в ґрунтах під лісом є реліктом орного шару, який виник за антропогенного перетворення підзолистого ґрунту в дерново-підзолистий. Його подальша еволюція відбувається за законами природного ґрунтоутворення.

При заростанні окультурених ґрунтів активізуються процеси елювіальної трансформації у товщі староорного горизонту. Його нижня частина набуває світлішого забарвлення, деградує агрономічно цінна грудкувата структура. Під трав'янистою рослинністю колишній орний шар ґрунту на перелозі розчленовується на два підгоризонти: дерновий, який густо пронизаний корінням трав, і нижній – залишковий староорний. У процесі лісовідновлення з'являється шар підстилки, зникає дерновий горизонт, під яким поки що чітко виділяється колишній орний шар.

Найшвидше змінюється структурний стан перелогових ґрунтів. Вже на стадії раннього перелогу у верхній (0–10 см) частині колишнього орного шару змінюється структура, що залежить від специфіки заростання ріллі. На перелогових агросірих ґрунтах під рудерально-злаково-різнотравною рослин-

[1] Pochvoobrazovatelnie protsessi : kollektivnaya Monografiya / Pod red. M. S. Simakovoi, V. D. Tonkonogova. Moskva : Pochvennii in-t im. V. V. Dokuchaeva, 2006. P. 416.

ністю формуються ізометричні агрегати кутастої форми, подібні за своїми параметрами до зернистої структури. Під пологом дерев'янистої рослинності розвиваються анізометричні агрегати з горизонтальною ділимістю, подібні до плитчасто-пластинчастої структури. Арена змін структури під лісовою рослинністю захоплює глибші шари колишнього орного шару на глибину 10–20 см. Тут можуть з'являтися біогенні агрегати у формі викидів ґрунтової фауни, які зв'язані генетично з лісовою підстилкою і є характерними для лісових ґрунтів.

На перелогових дерново-підзолистих ґрунтах водночас з аналогічними структурними змінами, за 20–30 років природного лісовідновлення з'являються початкові ознаки диференціації староорного шару згідно моделі опідзолення. В нижній його частині виникають світліші морфони з білуватою присипкою SiO_2, які з розвитком підзолистого процесу з'єднуються в суцільний білувато-сірий горизонт. Постагрогенна еволюція дерново-підзолистого ґрунту під вторинним лісовим ценозом розвивається за схемою утворення другого гумусового горизонту.

4.4. Інтенсивність і швидкість змін параметрів агропедогенезу

Господарська діяльність людини на землях з ґрунтами, які сформувалися під широколистяно-лісовими і лісостеповими біоценозами України, почалася ще на початку неоліту (7,5 тис. років тому). В наступні віки збільшувалися масштаби освоєння земель, інтенсивність, форми та засоби впливу на ґрунтову екосистему. Нова історична реальність нашарувалася на зміни клімату наприкінці атлантичного періоду голоцену (енеоліт) (5,2–4,8 тис. років тому). Кумулятивний вплив на біосферу був дуже потужний, а його наслідки незворотні, тому вони суттєво прискорили еволюційні процеси. Поєднання нових господарських і природних умов призвело до формування нових природно-антропогенних утворень – агроландшафтів (агроекосистем), ядром яких стали агроґрунти. Це призвело до еволюції та становлення сучасної структури ландшафтів України.

Господарське освоєння природних ґрунтів стало початком епохи моделювання їхньої родючості через прискорення або сповільнення багатьох природних процесів. Пошук еталону ґрунтової родючості був тривалий і складний. Оскільки родючість агроґрунтів є наслідком процесів ґрунтоутворення, то моделювання ґрунтових мікро- і макропроцесів є основним методом дослідження суті ґрунтоутворення.

Суть моделі та еталону родючості агроґрунту полягає в об'єктивному відтворенні основних властивостей природного ґрунту. Цілковитої тотожності між ними досягнути неможливо. Цілеспрямована зміна родючості агроґрунтів можлива за створення оптимальних для біологічного виду умов вирощування культурних рослин. Оптимізація ґрунтової родючості має стимулювати ґрунтові процеси проградації, одночасно лімітуючи інтенсивність деградаційних процесів і явищ. Така діяльність направлена на досягнення рівноважного екологічного (гумус, поживні речовини, вода, тепло, світло, повітря тощо) і позитивного економічного балансів. Орієнтація цілеспрямованих дій на створення таких балансів викликає необхідність інтенсивних антропогенних впливів на агроґрунтову екосистему.

Усі параметри агроґрунтів поділяють на фактичні, які притаманні переважній кількості ґрунтів середнього рівня родючості, й оптимальні (еталонні) – досягнуті при цілеспрямованому антропогенному впливі на ґрунтову екосистему за високої культури землеробства. Показник відхилення еталонних параметрів від фактичних дає змогу оцінити напрям оптимізації фактичних параметрів і доведення їх до рівня оптимальних.

Враховуючи механізми розвитку ґрунтових процесів, інтенсивність і темпи формування відповідних їм параметрів, усі вони поділяються на дві групи: за ступенем змін (інтенсивність) і відносною швидкістю змін у процесі культурної еволюції. Ранжування параметрів змін агроґрунтів залежить від зонально-регіональних умов ґрунтоутворення. За ступенем змін агроґрунтові процеси і властивості розподіляють на три групи: низький ступінь змін, коли величина параметру може змінитися не більше, ніж на 20 %; середній і сильний, – коли величина

параметру може змінитися, відповідно, на 20–50 % і більше[1] (див. рис. 14).

Параметри і процеси агроґрунтових властивостей відповідно до відносної швидкості зміни їхніх величин у результаті культурної еволюції розподіляються також на три групи: з довгим періодом змін, коли величина параметру може змінитися (відносно оптимальних або еталонних величин) за період понад 15 років; середнім (10–15 років) і коротким (менше 10 років) (див. рис. 14).

Крім інтенсивності та швидкості змін агроґрунтових процесів і властивостей, виділяють ще три групи параметрів за характером їхнього регулювання: важкорегульовані, регульовані, легкорегульовані. До важкорегульованих належать ті параметри, які практично не змінюються, або змінюються протягом досить тривалого періоду. До регульованих належать параметри, які здатні змінювати свої якісні та кількісні характеристики за період середньої тривалості. Легкорегульовані змінюються досить швидко й одночасно.

До важкорегульованих параметрів родючості належать сума ввібраних основ і ступінь насичення основами, оскільки вони залежать від гранулометричного і мінералогічного складу, вмісту гумусу. Якщо на зміну вмісту гумусу потрібно 10–15 років, то зміни гранулометричного і мінералогічного складу є практично неможливими (економічно недоцільними).

До регульованих параметрів належать процеси формування рівноважної щільності та вміст водостійких агрегатів. Швидкість регулювання агрофізичних параметрів перевищує 10–15 років і визначається інтенсивністю антропогенного впливу.

Помірно регульованими параметрами є процеси формування біохімічних властивостей агроґрунтів: уміст, тип і запаси гумусу.

---

[1] Pochvoobrazovatelnie protsessi : kollektivnaya Monografiya / Pod red. M. S. Simakovoi, V. D. Tonkonogova. Moskva : Pochvennii in-t im. V. V. Dokuchaeva, 2006. P. 362.

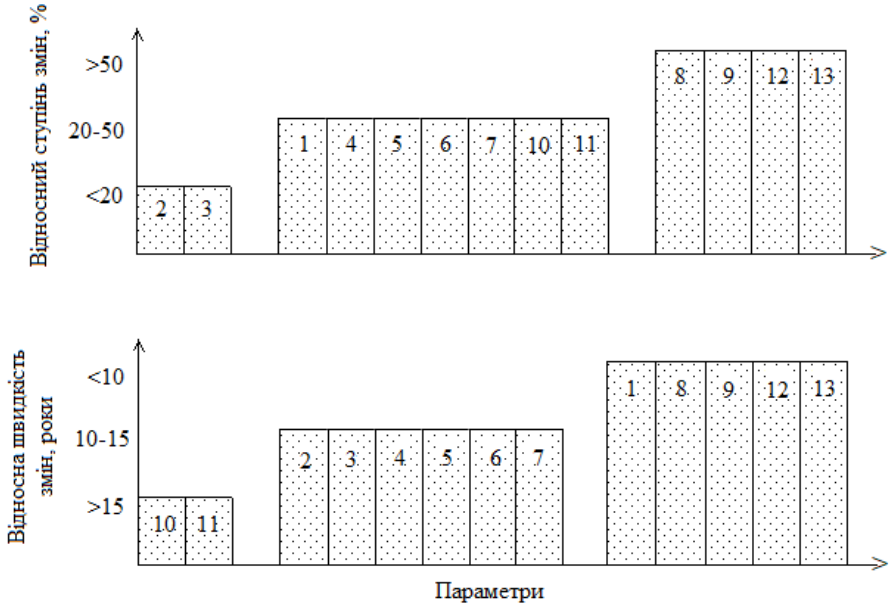


Рис. 14. **Групування параметрів властивостей агроґрунтів лісостепу за умовами їхньої оптимізації:**

1 – потужність гумусового горизонту; 2 – рівноважна щільність складення; 3 – загальна пористість; 4 – вміст водостійких агрегатів; 5 – вміст гумусу; 6 – запаси гумусу; 7 – тип гумусу; 8 – активна кислотність; 9 – гідролітична кислотність; 10 – сума ввібраних основ; 11 – ступінь насичення основами; 12 – рухомі форми Фосфору; 13 – рухомі форми Калію

Результатом дегуміфікації окультурених ґрунтів є той факт, що в агроґрунтах середнього рівня родючості вміст гумусу на 15–30 % нижчий, ніж в еталонних, а його запаси відповідно нижчі на 20–40 %. Величина співвідношення Сгк:Сфк, яка характеризує тип гумусу, також нижча на 20–30 %. За існуючих зональних засобів окультурення агроґрунтів швидкість зміни цих параметрів така ж невелика, як і агрофізичних. Швидкість регулювання біохімічних процесів і властивостей приблизно відповідає 10–12 рокам.

Різного ступеня регульованими є процеси і параметри фізико-хімічних властивостей. Наприклад, зміна гідролітичної кислотності при вапнуванні може бути швидкою та одномоментною. При цьому її величина може змінитися на 50 % і більше.

Відносно регульованою є активна кислотність (pH) від кислої до нейтральної реакції. За період 3–5 років швидкість та інтенсивність її змін можуть бути значними.

Помітно регульованими процесами і параметрами є показники елементів живлення: рухомі Фосфор і Калій. За дотримання позитивного балансу цих елементів інтенсивність і швидкість змін цього показника досить помітні вже за 3–5 років.

До легкорегульованих процесів і параметрів агроґрунтів належать морфологічні властивості (потужність орного шару), швидкість зміни яких досить значна, навіть одночасна. Проте якість таких змін невисока і досягається впродовж 5–10 років.

Оскільки інтенсивність і швидкість змін різних ґрунтових процесів та їхніх параметрів неоднакові, то й процес підвищення родючості агроґрунтів відбувається нерівномірно. Першими досягають оптимальних змін агрохімічні (вапнування, удобрення) та агротехнічні (поглиблення і гомогенізація орного шару) процеси і параметри. З їхньою допомогою за відносно короткий час від 3–5 до 5–10 років цілеспрямовано змінюються потужність орного шару і запаси поживних речовин, гідролітична кислотність і реакція середовища. За наступні 10–15 років характер цих процесів і еволюція їхніх параметрів сильно відображаються на підвищенні продуктивності сільськогоспо-

дарських культур, що стимулює інтенсифікацію інших процесів і покращення їхніх показників (баланс органічної речовини).

Технологія оптимізації ґрунтових процесів та їхніх показників складається з послідовних етапів: а) поглиблення і гомогенізація орного шару; б) формування баздефіцитних або позитивних балансів гумусу, Фосфору і Калію; в) підтримка оптимальних для онтогенезу рослин агрофізичних параметрів (щільність, агрегованість тощо); г) нейтралізація ґрунтового середовища; ґ) компенсація чинників, які лімітують продуктивність культур.

Корінна меліорація й окультурення агроґрунтів є свідомим і цілеспрямованим актом на порушення квазірівноважного стану ґрунтової агроекосистеми. Головна мета таких меліоративних заходів – це стабілізація агроґрунту на новому, вищому функціональному рівні квазірівноважного стану (рівень еталону). Внаслідок компенсаторних механізмів системний відгомін агроґрунту має дуже складний характер. Його окремі складові змінюються з різною швидкістю. Зміни стосуються не тільки регульованого параметра, але й інших, дотичних до нього. Масштаби та інтенсивність цих змін залежать від інтенсивності керуючого впливу та інерційності самого агроґрунту.

Контрольні запитання до розділу 4

1. Чим відрізняється природний ґрунтотворний процес від агропедогенезу?

2. Чому в 70-х рр. XX ст. в Україні стали можливими широкомасштабні заходи (часто неконтрольовані) корінної меліорації земель?

3. Які ґрунтотворні процеси максимально видозмінилися при осушенні земель?

4. На ліквідацію яких лімітуючих чинників направлені заходи осушувальної меліорації?

5. Як змінилася динаміка основних ґрунтотворних процесів при зрошуванні земель?

6. Як змінюється сольовий профіль чорнозему в умовах зрошення?

7. Які елементарні ґрунтотворні процеси активізуються при зрошенні?

8. У чому проявляється процес іригаційного осолонцювання?

9. Як змінюються ґрунтотворні процеси на перелогових землях?

10. Які чинники є рушійними силами постагрогенної еволюції ґрунтів?

11. Як відбувається еволюція відтворення природних властивостей ґрунтів за різних варіантів постагрогенних змін?

12. Які ґрунтотворні процеси відзначаються різними інтенсивністю і швидкістю змін у процесі культурної еволюції?

13. Які властивості ґрунтів характеризуються різним ступенем регульованості?

14. Упродовж якого часу ще зберігаються успадковані ознаки староорних ґрунтів на постагрогенному етапі ґрунтоутворення?

КРИТЕРІЇ ОЦІНЮВАННЯ ЗНАНЬ СТУДЕНТІВ

Засвоєння студентами теорії і методології курсу “Ґрунтотворні процеси” при вмілому застосуванні прикладних аспектів ґрунтоутворення для діагностики ґрунтотворних процесів, є тим мірилом, яке засвідчує якість їхньої бакалаврської освіти з наукового напряму 103 – Науки про Землю, спеціальності “Ґрунтознавство та експертна оцінка земель”. Розуміння суті ґрунтоутворення, процесів функціонування, механізмів становлення і формування ґрунтової екосистеми є невід’ємною частиною змісту навчального посібника “Ґрунтотворні процеси”.

Змістова частина навчального посібника має особливу практичну спрямованість (табл. 1). Вона знаходить своє вираження у підвищенні ролі самостійної роботи студентів у польових і камеральних умовах для діагностики ґрунтів і ґрунтотворних процесів з метою поточної або прогностичної експертної оцінки ґрунту.

Таблиця 1

Перелік тем курсу і форма контролю

№ з/п	Назви тем	Форма контролю	
		самостійної роботи	аудиторної роботи
1	*2*	*3*	*4*
Модуль 1			
1	Ґрунтотворний процес (ґрунтоутворення)	Колоквіум з програмних питань модуля, винесених на самостійну роботу (один раз на модуль).	Проміжне тестування (по одному з розділів).
2	Біогенно-акумулятивні ЕҐП		
3	Процеси розкладу-мінералізації органічної речовини в ґрунті		
4	Процеси гуміфікації органічної речовини в ґрунті		
5	Гідрогенно-акумулятивні ЕҐП ксероморфних фаз педоґенезу		

Закінчення табл. 1			
1	*2*	*3*	*4*
6	Гідрогенно-акумулятивні ЕҐП теплих плювіальних фаз педогенезу	Перевірка виконання завдань на практичну роботу (після кожного практичного заняття).	
7	Ілювіально-акумулятивні ЕҐП		
8	Процес осолонцювання		
9	Процес вилуговування		
10	Процес лесиважу (мулемеризація)		
11	Підзолистий процес		
12	Процес осолодіння		
13	Метаморфічні ЕҐП		
14	Глейовий процес		
15	Педотурбаційні ЕҐП		
16	Деструктивні ЕҐП		
Модуль 2			
17	Твердофазні продукти ґрунтотворних процесів	Реферат на вибрану тему	Проміжне тестування
18	Контрастні форми агропедоґенезу		

Особливості оцінювання знань, умінь і практичних навичок студентів рекомендуємо здійснювати такими методами: проміжний тестовий і модульний контроль в усній формі (колоквіум, польовий чи лабораторний експрес-практикум, комп'ютерне моделювання процесу, семінар), підсумковий контроль у формі іспиту. Тривалість навчального курсу – один семестр.

Рейтингове оцінювання знань з курсу "Ґрунтотворні процеси"

Загальна кількість годин – 90, з них лекції – 32 год, практичні заняття – 32 год, самостійна робота – 26 год. Кількість кредитів на курс – 3.

Семестровий курс поділяється на два змістових модулі: за 1–2-й модулі – 50 балів, семестровий іспит (усний) – 50 балів (5 питань у білеті). Разом за семестр – 100 балів (див. табл. 2–4).

Таблиця 2

Оцінювання різних видів контролю

Модуль – 1–2	Вид контролю	К-сть видів контролю	Сума балів
Лекції 1–18	Проміжне тестування	1	1–3
Практичні роботи – 16	Практичні роботи	16	8–32
	Реферат	1	1–5
	Колоквіум	1	1–10
		Разом:	11–50

Проміжне тестування: 3 тестових запитання – 1 бал за правильну відповідь.

Практичні роботи (16 практичних робіт):

- ✓ за правильно виконану і вчасно здану роботу – 2 бали;
- ✓ за правильно виконану, але не вчасно здану роботу – 1 бал;
- ✓ за не правильно виконану, або не здану роботу – 0 балів.

Реферат на вибрану тему:

- ✓ зміст реферату відповідає темі, яка розкрита повністю – 4–5 балів;
- ✓ тема реферату розкрита не повністю, але її зміст загалом відповідає темі – 2–3 бали;
- ✓ зміст реферату не повністю відповідає темі – 1 бал;
- ✓ відсутність реферативної роботи – 0 балів.

Таблиця 3

Критерії оцінювання колоквіуму з програмних питань модуля, винесених на самостійну роботу

Повнота відповіді	К-сть балів	Оцінка
1	*2*	*3*
Усі питання розкриті повністю і без помилок	9–10	Відмінно
Питання розкриті повністю, але допущені незначні помилки	7–8	Добре

Закінчення табл. 3		
1	*2*	*3*
Питання розкриті повністю, але допущені окремі грубі помилки	5–6	Задовільно
Питання розкриті не повністю, допущені грубі помилки	3–4	Посередньо
Питання розкриті тільки частково	1–2	Незадовільно
Питання не розкриті	0	

Таблиця 4

Критерії оцінювання знань

За шкалою ECTS	За національною шкалою	Загальна кількість балів за результатами поточного* і підсумкового контролю
A	Відмінно (5)	90–100
B	Дуже добре (4)	81–89
C	Добре (4)	71–80
D	Задовільно (3)	61–70
E	Посередньо (3)	51–60
FX	Допускається до складання іспиту	25–50*
F	Незадовільно (повторний курс)	0–24*

Список літератури

1. *Высоцкий Г. Н.* Глей // Почвоведение, 1905. № 4. С. 291–327.
2. *Глінка М. Л.* Загальна хімія : підручник. Київ : Вища школа, 1960. 732 с.
3. *Гринь Г. С.* Галогенез лессовых почво-грунтов Украины. Киев : Урожай, 1969. 218 с.
4. *Демиденко О. В.* Фізіологічна активність сільськогосподарських культур та відтворення родючості чорноземів в агроценозах // Физиология и биохимия культурных растений. 2013. Т. 45. № 3. С. 213–221.
5. *Іванюк Г. С.* Класифікація і діагностика ґрунтів : навч. посібник. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2017. 334 с.
6. *Кіт М. Г.* Морфологія ґрунтів. Основи теорії і практикум : навч. посібник. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2008. 232 с.
7. *Моргун Ф. Т.*, *Шикула М. К.*, *Тараріко А. Г.* Ґрунтозахисне землеробство. Київ : Урожай, 1988. 256 с.
8. *Паньків З. П.*, *Малик С. З.* Процес лесиважу у профільно-диференційованих ґрунтах Пригорганського Передкарпаття // Агрохімія і ґрунтознавство. Харків : ННЦ Інститут ґрунтознавства, 2019. С. 48–53.
9. *Паньків З. П.*, *Малик С. З.*, *Ямелинець Т. С.* Діагностичні критерії елементарних ґрунтотворних процесів у профільно-диференційованих ґрунтах Передкарпаття // Агрохімія і ґрунтознавство. Харків : ННЦ Інститут ґрунтознавства, 2020. С. 34–40.
10. *Папіш І. Я.* Чорноземи на лесових породах Західноукраїнського краю : монографія. Львів : ЛНУ ім. Івана Франка, 2022. 326 с.
11. *Папіш Ігор*, *Баранник Андрій*, *Бонішко Оксана.* Біохімія підзолистого процесу в буроземах (*Cambisols*) на елюводелювії карпатського флішу // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного ун-ту ім. Володимира Гнатюка. Серія : географія. Тернопіль : СМП “Тайп”. №2 (випуск 41). 2016. С. 50–56.

12. *Позняк С. П.* Орошаемые черноземы юго-запада Украины : монография. Львов : ВНТЛ, 1997. 240 с.
13. *Родин Л. Е.*, *Базилевич Н. И.* Динамика органического вещества и биологический круговорот в основных типах растительности. Москва; Ленинград : Наука, 1965. 264 с.
14. *Сиренко Н. А.*, *Турло С. И.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. Киев : Наукова думка, 1986. 188 с.
15. *Смага І. С.* Діагностика процесів елювіально-ілювіальної диференціації профілю в ґрунтах Передкарпаття // Науковий вісник Чернівецького університету. Біологія (Біологічні системи). Т. 12. Вип. 2. 2020. С. 226–231.
16. *Buol S. W., Hole F. D., McCracken R. J.* Soil Genesis and Classification. Iowa State University Press, 1973. 360 p.
17. *Duchaufour P.* Pedology, Pedogenesis and Classification / Translated by T. R. Paton., London : Allen and Unwin, 1982. 462 p.
18. *Fedoroff N.* Clay illuviation in Red Mediterranean soils // Catena. 28 (3–4). 1997. P. 171–189.
19. *Huggett R. J.* Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: a critical review // Catena. 32 (3/4). 1998. P. 155–172.
20. Iron reduction and changes in cation exchange capacity in intermittently waterlogged soil / [*Favre F., Tessier D., Abdelmoula M., Génin J.-M., Gates W. P., Boivin P.*] // European Journal of Soil Science. 53 (2). 2002. P. 175–183.
21. *McKeague J. A., St. Arnaud R. J.* Pedotranslocation: eluviation-illuviation in soils during the Quaternary. // Soil Science. 107 (6). 1969. P. 428–434.
22. *Mosier A. R.* Soil processes and global change // Biology and Fertility of Soils. 27 (3). 1998. P. 221–229.

ДОДАТКИ

Приклади оформлення практичних завдань

Додаток А

Тема: Діагностика біогенно-акумулятивних ЕҐП. Гумусовий стан ґрунту.

Мета роботи: діагностувати процеси підстилкоутворення, торфоутворення, гумусово-акумулятивний і дерновий процеси; визначити типи розподілу гумусу по профілю ґрунтів (на монолітах); виявити різницю між вмістом гумусу ґрунту, визначеним візуальним і лабораторним методами (зразок ґрунту); оцінити гумусовий стан зонального типу ґрунту (на вибір).

Об'єкти, обладнання та реактиви: моноліти ґрунтів; зразок ґрунту; трикутник кольорів С. О. Захарова; шкала кольорів Манселла; конічні колби місткістю 100 і 250 мл, мірні колби на 50 мл, паперові фільтри, лійки, фарфорові ступки; ваги, електроплитка; реактиви: 0,1 н розчин NaOH, 1 н розчин H_2SO_4.

Завдання 1. Діагностувати біогенно-акумулятивні ЕҐП.

Завдання 2. Встановити типи розподілу гумусу по профілю ґрунтів на прикладі різних ґрунтових монолітів.

Завдання 3. Оцінити гумусовий стан зонального типу ґрунту.

Завдання 4. Визначити орієнтовний вміст гумусу за кольором та інтенсивністю забарвлення, користуючись таблицею 1 (завдання оформити у вигляді таблиці 2).

Порівняти візуальне визначення вмісту гумусу з фактичним його вмістом у зразках ґрунту, зробити відповідні пояснення і висновки.

Завдання 5. Орієнтовно встановити тип гумусу в гумусовому горизонті ґрунту (за монолітом ґрунту).

Таблиця 1

Шкала для візуального визначення вмісту гумусу та категорія ґрунту

Забарвлення ґрунту	Вміст гумусу, %	Категорія
Дуже чорне	>10	Високогумусний, високородючий
Чорне	7−10	Гумусний, родючий
Темно-сіре	4−7	Середньогумусний, середньородючий
Сіре	2−4	Малогумусний, середньородючий
Ясно-сіре	1−2	Слабогумусований, низькородючий
Білувате, буре	0,5−1	Майже безгумусний, дуже низькородючий

Таблиця 2

Вміст гумусу в зразках ґрунту

№ зразка	Візуальне визначення вмісту гумусу, %	Фактичний вміст гумусу за ДСТУ 4289:2004*

*Якість ґрунту. Методи визначання органічної речовини : ДСТУ 4289:2004. [Чинний від 2005-07-01]. К.: Держспоживстандарт України, 2005. 14 с. (Національний стандарт України).

Гумусовий стан ґрунтів

Гумусовий стан ґрунтів *– сукупність морфологічних ознак, загальних запасів, властивостей органічної речовини і процесів її утворення, трансформації та міграції в ґрунтовому профілі.*

Система оцінок гумусового стану ґрунтів охоплює вміст і запаси в них гумусу, його профільний розподіл, збагачення Нітрогеном, ступінь гуміфікації, типи й особливості гумусових речовин (у тому числі їхній груповий і фракційний склад). Вона інформує про вплив процесів гумусоутворення на ґенезу ґрунтів, надаючи можливість зробити висновок про роль гумусових речовин у формуванні забарвлення, структури, стабілізації або руйнуванні глинистих мінералів і міграції по профілю органо-

мінеральних речовин. Фракційно-груповий склад гумусу характеризує його якісні особливості.

Груповий склад гумусу (*за І. В. Тюріним*) – це сукупність споріднених за будовою і властивостями органічних речовин, передусім гумінових кислот, фульвокислот, гуміну, неспецифічних органічних утворень.

Фракційний склад гумусу характеризує розподіл речовин, які входять до різних груп гумусових з'єднань, диференційованих за формами їхнього зв'язку з мінеральними компонентами ґрунту (проявляються як функція вмісту та складу солей, мінералогії й умов гуміфікації, серед яких найважливішими є ступінь кислотності, лужності, нейтральності ґрунтів і насичення основами).

У різних природних умовах характер і швидкість гумусоутворення неоднакові та залежать від низки умов ґрунтоутворення: водно-повітряного і теплового режимів ґрунтів, складу та характеру надходження рослинних решток, видового складу й інтенсивності життєдіяльності мікроорганізмів, гранулометричного складу і фізико-хімічних властивостей ґрунту.

Залежно від водно-повітряного режиму гумусоутворення відбувається в аеробних або анаеробних умовах.

В аеробних умовах, при вмісті вологи 60–80 % від повної вологоємності, а також за сприятливих температурних умов (25–30 °С), процес розкладу органічних решток досить інтенсивний. У цих умовах активно відбувається мінералізація як гумусових речовин, так і проміжних продуктів розкладу рослинних решток. Коефіцієнт гуміфікації органічної речовини досить високий. Співвідношення між мінералізацією і гуміфікацією біомаси таке, що в ґрунті накопичується відносно мало гумусу, але багато елементів зольного й азотного живлення рослин.

За постійної та різкої нестачі вологи в ґрунт надходить мало рослинних решток, сповільнюються процеси розкладу й гуміфікації та накопичується мало гумусу.

В анаеробних умовах, тобто за постійного надлишку вологи та низьких температур, процес гумусоутворення сповільнюється, змінюючись торфоутворенням.

Найбільш сприятливими умовами для накопичення гумусу в ґрунті є чергування періодів з оптимальним водно-повітряним режимом і коротким посушливим періодом. У таких умовах відбувається постійний розклад органічних решток, їхня гуміфікація та закріплення утворених гумусових речовин мінеральною частиною ґрунту. Такі умови характерні для чорноземів.

Показники, за якими оцінюють гумусовий стан ґрунтів, наведені у таблиці 3.

Таблиця 3

Показники гумусового стану ґрунтів
(*Орлов Д. С., Гришина Л. О., 1981*)

Ознака	Рівень, характер ознаки	Межі величин
1	*2*	*3*
Грубизна підстилки, см (для лісових ґрунтів)	дуже потужна потужна середньопотужна малопотужна	>10 5–10 2–5 <2
Відношення запасів органічних речовин у підстилці та в мінеральному профілі	ектоморфний розподіл мезоморфний розподіл ендоморфний розподіл	>1 Близько 1 <1
Вміст гумусу в мінеральному профілі ґрунту, %	дуже високий високий середній низький дуже низький	>10 6–10 4–6 2–4 <2
Запаси гумусу (т/га) в шарі 0–20 см (0–100 см)	дуже високі високі середні низькі дуже низькі	>200 (>600) 150–200 (400–600) 100–150 (200–400) 50–100 (100–200) <50 (<100)
Профільний розподіл гумусу в метровій мінеральній товщі	різко спадаючий поступово спадаючий рівномірний зростаючий бімодальний	– – – – –

Закінчення табл. 3		
1	*2*	*3*
Збагачення гумусу Нітрогеном, C: N	дуже високе високе середнє низьке дуже низьке	<5 5–8 8–11 11–14 >14
Ступінь гуміфікації органічних речовин, %	дуже високий високий середній низький дуже низький	>40 40–30 30–20 20–10 <10
Тип гумусу, $C_{ГК}$:$C_{ФК}$	гуматний фульватно-гуматний гуматно-фульватний фульватний	>2 2–1 1–0,5 <0,5
Вміст “вільних” гумінових кислот, % до суми ГК	дуже високий високий середній низький дуже низький	>80 60–80 40–60 20–40 <20
Вміст гумінових кислот, зв’язаних з Ca^{2+}, % до суми ГК	дуже високий високий середній низький дуже низький	>80 60–80 40–60 20–40 <20
Вміст міцно зв’язаних ГК, % до суми ГК	високий середній низький	>20 10–20 <10
Оптична густина гумінових кислот	дуже висока висока середня низька дуже низька	>0,15 0,08–0,15 0,06–0,08 0,04–0,06 <0,04

Різні типи ґрунтів дуже різняться за гумусовим станом. Наприклад, гумусовий стан підзолистих лісових ґрунтів характеризується: наявністю потужної підстилки, яка складається з трьох шарів, середнім ступенем гуміфікації органічної речовини, середнім рівнем збагачення Нітрогеном, фульватним і гуматно-

фульватним типом гумусу, великим вмістом вільних гумусових кислот і низьким – фракцій, зв'язаних із Кальцієм.

Гумусовий стан чорнозему типового орного характеризується високим вмістом органічної речовини та її запасами, дуже високим ступенем гуміфікації, фульватно-гуматним і гуматним типами гумусу, низьким вмістом вільних гумінових кислот, високим вмістом кислот, які зв'язані з Кальцієм. Потужність гумусових горизонтів у чорноземах глибоких – 80–120 см, на Кубані сягає 150–200 см і більше.

Не завжди потрібно визначати повний набір показників гумусового стану ґрунтів (у тому числі й фракційно-груповий склад). Таке завдання конкретизується залежно від поставленої мети (наукове дослідження, бонітування ґрунтів, еколого-економічна оцінка земель тощо).

Одним із основних показників гумусового стану ґрунту є загальний вміст гумусу у верхньому горизонті (%), у зв'язку з чим саме цей параметр найчастіше використовують для оцінки рівня родючості ґрунтів.

Наявність в ґрунті гумусових речовин обумовлює чорне, темно-сіре та сіре забарвлення, за яким орієнтовно можна визначити вміст органічних речовин (табл. 1)

Типи гумусу

Дюшафур Ф. узагальнив дослідження багатьох учених щодо процесів гумусоутворення (гуміфікація та гуміфіксація). Він уперше в Західній Європі, відповідно до особливостей, потужності і властивостей органічного опаду лісових підстилок та інших поверхневих накопичень біогенного матеріалу, а також інтенсивності органо-мінеральних взаємодій, виділив шість типів гумусу, які широко застосовують учені в польових ґрунтових обстеженнях Європи:

1. **Кальцієвий мюль:** горизонту Но (АО) майже немає, або він дуже малопотужний; розклад біогенного опаду і відпаду відбувається досить швидко (в річному циклі), що пов'язано з

інтенсивною біологічною трансформацією під впливом дощових черв'яків і бактерій; це сприяє інтенсивній взаємодії продуктів гуміфікації з мінеральною речовиною ґрунту з утворенням адгезійних глинисто-гумусових комплексів (карбонатний мюль рендзин; кальцієвий степовий мюль; кальцієвий мюль-модер, або мюлеподібний модер (за Кубієною)).

2. **Лісовий мюль:** горизонт Но (АО) виражений слабо; розклад біогенного опаду швидкий внаслідок сильної біологічної трансформації під впливом дощових черв'яків і бактерій (1–2 роки); майже повний зв'язок органічної речовини з мінеральною частиною ґрунту з утворенням адгезійних глинисто-гумусових комплексів (евтрофний мюль; криптомюль; оліготрофний або кислий мюль, або мюль-модер; гідромюль).

3. **Модер:** незначна потужність горизонту Но (АО) з неясним переходом до Н (А, $А_1$); неповне перемішування органічної речовини з мінеральною частиною при сильній біологічній трансформації під впливом антропод (членистоногих) у поєднанні з грибами і бактеріями; без утворення глинисто-мінеральних комплексів (альпійський і субальпійський модер; лісовий оліготрофний модер; гідроморфний модер; кальцієвий модер).

4. **Мор:** потужний горизонт Но (О, АО) з різкою нижньою межею і диференціацією на шари (свіжий опад, шари ферментації та мінералізації); повільна трансформація біогенного опаду і відпаду у багаторічному циклі (7–8 років) завдяки діяльності грибів; незначне змішування органічної та мінеральної речовин; формування так званого "грубого гумусу" (ксеромор або сухий мор; гідромор або м'який мор; кальцієвий мор).

5. **Анмоор:** досить потужний горизонт Но (АО), що утворюється при сильній біологічній трансформації під впливом аеробних та анаеробних організмів; інтенсивна гуміфікація при досить помітній взаємодії з мінеральною частиною ґрунту; досить помітне включення органічної речовини в мінеральну до глибини 10–20 см (кислий і кальцієвий анмоори).

6. **Торф:** поділяється на оліготрофний і мезотрофний.

Додаток Б

Тема: Діагностика елементарного ґрунтотворного процесу
(назва процесу за вказівкою викладача)

Мета роботи: виконати генетичний аналіз ґрунтоутворення на предмет діагностування в ґрунтах відповідного ЕҐП.

Методи дослідження: макроморфологічний, лабораторно-аналітичні.

Об'єкт дослідження: моноліти ґрунтів, лабораторні дані.

Завдання :

1. Серед ґрунтових монолітів (лабораторія 31 або ауд. 116) виявити ґрунти, які сформувалися за участю вказаного елементарного ґрунтотворного процесу.

2. Перелічити основні елементарні ґрунтотворні процеси, характерні для певного ґрунтового індивіду (педону).

3. Виявити твердофазні ознаки (морфологічні форми) досліджуваного елементарного ґрунтотворного процесу в профілі ґрунтового індивіду (педону).

4. Діагностувати тенденції розвитку діагностованого процесу (наприклад, засолення–розсолення, вилуговування–закарбоначення, відновлення–окиснення тощо).

5. Визначити твердофазні новоутворення ґрунтотворного процесу (наприклад, мінералогічний склад: опал SiO_2, дрібнокристалічний кальцит $CaCO_3$, друзи гіпсу $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, прожилки галіту NaCl, глинисті кутани, прошарок лімоніту тощо).

Завдання оформити у таблиці 4. Кожне із завдань відповідає аналогічному номеру колонки у таблиці 4.

Таблиця 4

Діагностований елементарний ґрунтотворний процес

№ з/п	Ґрунти з ознаками процесу	Комплекс ЕҐП	Твердофазні ознаки процесу (новоутворення)	Тенденція розвитку процесу	Природа новоутворень
	1	**2**	**3**	**4**	**5**

Предметний покажчик

агрогенний вплив 304
агропедогенез 304, 314, 326
агротурбація 265
адсорбція 73
азотфіксація 25, 27, 129
амоніфікація 25, 81, 137
біогенні мікропроцеси 79
біогенно-акумулятивні ЕҐП 131
біотурбаційні процеси 263
буроземний процес 231
відбілювання 158, 165, 172, 186
відкладання намулу 259
відновлення 77, 94
вітровальна педотурбація 261
водний режим 100, 250, 323
гаплоїдизація (вертисолізація) 261
генетичні горизонти 31, 230, 303
гідратація 20, 54, 64, 89, 120
гідрогенно-акумулятивні ЕҐП 242
гідроліз 70, 89, 95, 120, 137, 143, 150, 160, 172, 182, 190, 200, 209, 215, 314
гільгаїутворення 261
глейовий процес (оглеєння) 102, 194
глинисто-ілювіальний процес 193
груба органічна речовина 284
гуміфікація 25, 135, 141, 178, 188
гумусоалітизація 194, 237
гумусово-акумулятивний процес 134, 155
гумусово-ілювіальний процес 188
денітрифікація 82, 129
дерновий процес 155
десилікація 95, 258
десорбція 20, 27, 73
деструктивні процеси 267
дефляція (вітрова ерозія) 269
дисоціація 70
дифузія 69, 120, 162
елементарні ґрунтотворні процеси (ЕҐП) 129, 130
елювіальні ЕҐП 157
ерозія 36, 88, 99, 110, 267, 303
загіпсування 116, 237, 244, 248
закарбоначення 106, 116, 237, 243, 248
залізисто-ілювіальний процес 193
замерзання 43, 51, 90, 100, 129, 290
замулення (кольматаж) 105, 242, 268
затвердіння 194, 237
злитизація 194, 217
зоотурбація 263
зрошувані землі 318

зруденіння 112, 116, 242, 252, 257
ізоморфізм 65, 73, 76
ілітизація 194, 209
ілювіально-акумулятивні ЕҐП 187
капілярні явища 43, 54, 59, 221
карбонатизація 89, 91
кірасоутворення 194, 237
кіркоутворення 158, 194, 236, 239
коагуляція 20, 27, 43, 62, 74, 129, 155
колоїди 64, 93, 152, 183, 218, 223
комплект і комплекс ЕҐП 28
конденсація 43, 45, 101, 143
контрастні форми 314
кора вивітрювання 26, 95, 254
кореневе живлення 79, 83
кореневі виділення 79, 84
кристалізація 43, 56, 65, 77, 252
кріотурбаційний процес 302
латеритизація 26, 242, 252, 255
лесиваж (мулемеризація) 158, 165, 170, 295
липкість 56
мармуризація 194, 237
метаморфічні ЕҐП 194
мінералізація 81, 135, 149, 178, 243, 247, 319
монтморилонітизація 28, 194, 205, 212
набухання 43, 54, 129, 170, 198, 222, 297, 302
нагрівання 43, 47, 108, 129, 163, 320
неосинтез мінералів 27, 129
нітрифікація 25, 80, 137
оглинення (метаморфізація) 205
озалізнення 112, 194, 236, 288
окисно-відновний режим 112
окремніння 116, 242, 252, 258
олівізація 194, 237
олуговіння 242, 250, 259
олучніння 39, 106
осмос 68, 69, 84
осолодіння 70, 158, 182, 189, 220, 237, 251
осолонцювання (солонцевий процес) 104, 106, 197, 238, 320
остепніння 37, 41, 237, 300
оструктурення 194, 220, 230, 265
охолодження 27, 43, 45, 47, 50, 129, 163
панцероутворення 194, 237
педотурбаційні процеси 29, 34, 131, 260
пептизація 20, 27, 43, 62, 129, 298
переміщення і змішування ґрунтової маси 301, 303, 309

петрифікація 194, 237
підзолистий процес 158, 174, 231, 295, 323
підзолисто-ілювіальний процес 193
підстилкоутворення 116, 131, 141, 281
плавлення 27, 43, 58, 90, 129
плінтифікація 237, 252, 258
повітряний режим 110, 140, 315
поліґенетичність 39
поліморфізм 65, 76
просідання 27, 43, 54, 129, 170, 198, 218, 297, 302
псевдоглейовий процес (псевдооглеєння) 240
пучіння 261
режими ґрунтоутворення 27, 9, 130, 318
розтріскування 43, 57, 217, 260, 302
рубефікація (феритизація) 194
руйнування мінералів 72, 182, 296, 317
самомульчування 220, 260
сегрегація 158, 218, 237
седиментація (поховання) 74, 259, 267, 271
сіалітизація 24, 194, 205
солончаковий процес (засолення) 116, 242, 248
сольова диференціація 299
спучування 261, 287
стадійність ґрунтоутворення 29
стягування ґрунту 110, 271, 303
сульфатредукція 198
такироутворення 240, 250
танення (плавлення) 43
твердофазні продукти 22, 256, 278
текстурна диференціація 165
тепловий режим 106
теплота змочування 52
тип ґрунтоутворення 38, 280
тирсифікація 242, 249
торфоутворення 28, 34, 101, 106, 116, 129, 141, 156, 198, 281, 286
трансформація 22, 76, 107, 137, 144, 150, 165, 211, 216, 279, 281, 310
ущільнення 57, 165, 197, 244, 265, 304, 321
фералітизація 24, 194, 205, 213
фероліз (елювіально-глейовий процес) 158, 186
ферсіалітизація 194, 236
фізико-хімічні мікропроцеси 64
фізичні мікропроцеси 43
фітотурбація 260, 264, 303
хемогенна диференціація 281, 292

Авторський покажчик

Алексєєв В. 209
Алєксандрова Л. 144
Антипов-Каратаєв І. 167
Базилевич Н. 132
Бараєв А. 271
Бейвер Л. 264
Ваксман С. 143
Валеріус Я. 135
Вернадський В. 17, 86
Висоцький Г. 18, 100, 195
Вільямс В. 175
Волобуєв В. 120
Гедройц К. 18, 182
Георгіївський А. 175
Герасимов І. 20, 27, 32, 241, 280
Глінка К. 38, 175
Дарвін Ч. 230
Девіс В. 37
Денисов І. 253
Докучаєв В. 18, 175, 195, 264
Дюшафур Ф. 165, 169, 344
Едісон В. 267
Емейс К. 176
Емерлінг М. 176
Зайдельман Ф. 169
Качинський Н. 169
Ковда В. 37, 100, 115, 136
Кононова М. 143
Корнблюм Е. 217
Косович П. 18
Костичев П. 135, 175, 264
Краус М. 170, 241
Крилов А. 175
Кубієна В. 38, 241
Меньєн Р. 253
Мульдер Г. 135
Мюллєр Г. 176
Неуструєв С. 20, 38
Парфьонова Е. 167
Пастер Л. 135
Писаржевський Л. 78
Пономарьова В. 85, 167
Раман Е. 176
Ремезов Н. 175
Роде А. 21, 27, 34, 100, 167, 280, 296
Родін Л. 132
Розанов Б. 29
Сибірцев М. 18, 175, 241
Соколов І. 41
Сосюра Т. 135
Таргульян В. 22, 29, 41
Трусов А. 143
Тюрін І. 177
Уваров В. 219
Фрідланд В. 165
Чижикова Н. 209
Швебс Г. 267
Ярилова Е. 167
Ярков С. 175
Hong-Kun-Huang 169

НАВЧАЛЬНЕ ВИДАННЯ

ПАПІШ Ігор

ІВАНЮК Галина

ҐРУНТОТВОРНІ ПРОЦЕСИ

Навчальний посібник

Редактор *Мар'яна Михалюк*
Комп'ютерне верстання *Галини Іванюк*
Обкладинка *Василя Рогана*

Формат 60×84/16 Ум. друк. арк. 20,46
Тираж 30 пр.

Видавець та виготовлювач:
Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Університетська, 1, м. Львів, 79000

Свідоцтво
про внесення суб’єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

Друк ТзОВ «Простір-М»
Свідоцтво ДК №5068 від 22.03.2016 р.
79000, м. Львів, вул. Чайковського, 8
Тел.: (032)261-09-05, e-mail: prostir.druk@gmail.com