

С. П. ПОЗНЯК

**ГРУНТОЗНАВСТВО
і
ГЕОГРАФІЯ ҐРУНТІВ**

2

ЧАСТИНА

631.4(075.8)
П47

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

С. П. ПОЗНЯК

ҐРУНТОЗНАВСТВО І ГЕОГРАФІЯ ҐРУНТІВ

Підручник

У двох частинах

Частина 2

*Затверджено
Міністерством освіти і науки України*

Львів
ЛНУ імені Івана Франка
2010

КНИГОЗНАВСТВО

УДК 631.4(075.8)

ББК П03Я73

П 47

Рецензенти:

д-р геогр. наук, проф., член-кореспондент АНШ України *П. Г. Шищенко*
(Київський національний університет імені Тараса Шевченка);

д-р геогр. наук, проф. *А. І. Кривульченко*
(Кіровоградський державний педагогічний університет ім. В. Винниченка);

д-р с.-г. наук, проф. *Д. Г. Тихоненко*
(Харківський національний аграрний університет імені В. В. Докучаєва)

З а т в е р д ж е н о

Міністерством освіти і науки України як підручник

для студентів вищих навчальних закладів

Лист № 1/11-9787 від 22.10.2010 р.

Позняк С.П.

П 47

Ґрунтознавство і географія ґрунтів : підручник. У двох частинах. Ч. 2 / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – 286 с. + 3.22 вкл.

ISBN 978-966-613-768-8.

ISBN 978-966-613-795-4 (Ч. 2).

Розглянуто загальні закономірності географічного поширення ґрунтів, принципи ґрунтового районування, історія створення і зміст ґрунтових карт світу та України. Подано характеристику умов ґрунтоутворення, генетико-морфологічні особливості найпоширеніших ґрунтів, їхній склад і властивості. Проаналізовано проблеми і способи раціонального використання та охорони ґрунтів. Охарактеризовано особливості структури ґрунтового покриву та принципи картографування ґрунтів.

Підручник призначений для студентів і аспірантів географічних, геологічних, біологічних, екологічних та інших природничих спеціальностей, агротехнологічних і землевпорядних спеціальностей аграрних вузів, а також буде корисним для працівників науково-дослідних закладів.

В учебнике рассматриваются общие закономерности географического распространения почв, принципы почвенно-географического и агропочвенного районирования, история составления и содержание почвенных карт мира и Украины. Приводится характеристика условий почвообразования, генетико-морфологические особенности наиболее распространенных почв, их состав и свойства. Проанализированы проблемы и способы рационального использования и охраны почв. Охарактеризованы особенности структуры почвенного покрова и специфика картографирования почв.

Учебник предназначен для студентов и аспирантов географических, геологических, биологических, экологических и других естественных специальностей, агротехнологических и землеустроительных специальностей аграрных вузов, а также будет полезен для работников научно-исследовательских учреждений.

The main principles of soil distribution, soil-geographical zoning and agro-industrial grouping, history of soil cartography and mapping are stated in a manual. The geographical conditions, genetic-morphological properties of main soil types are reviewed. The problems and approaches for soil protection and sustainable use are analyzed in a manual. Also the specific structure of the soil cover and its mapping are characterized.

For the students and post-graduate students of geographical, geological, biological, ecological and other natural specializations, agrotechnical and land surveyor specializations of agronomical institutions, and for the experts of research organizations.

482196

УДК 631.4(075.8)

ББК П03Я73

ISBN 978-966-613-768-8

© Позняк С.П., 2010

ISBN 978-966-613-795-4 (Ч. 2)

© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2010



ЗМІСТ

| | |
|--|-----------|
| Вступ | 7 |
| Розділ 1. Закономірності географії ґрунтів і ґрунтового покриву. Карти ґрунтів і ґрунтово-географічного районування світу та України..... | 11 |
| 1.1. Загальні закономірності географії ґрунтів і ґрунтового покриву..... | 12 |
| 1.2. Ґрунтові карти світу та України | 24 |
| 1.2.1. Ґрунтові карти світу | 24 |
| 1.2.2. Ґрунтові карти України | 27 |
| 1.3. Ґрунтово-географічне районування світу та України..... | 29 |
| 1.3.1. Основи ґрунтово-географічного районування | 29 |
| 1.3.2. Ґрунтово-географічне районування світу | 31 |
| 1.3.3. Ґрунтово-географічне та агроґрунтове районування України | 34 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | <i>36</i> |
| Література | 36 |
| Розділ 2. Ґрунти арктичної зони | 37 |
| 2.1. Умови ґрунотворення | 37 |
| 2.2. Арктичні ґрунти (<i>Leptic Cryosols, Gelic Regosols, Gelic Leptosols</i>) | 39 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | <i>43</i> |
| Література | 44 |
| Розділ 3. Ґрунти і ґрунтовий покрив тундрової зони | 45 |
| 3.1. Умови ґрунотворення..... | 46 |
| 3.2. Тундрово-глейові ґрунти (<i>Gleyic Cryosols</i>) | 47 |
| 3.3. Підбури й альфегумусові підзоли (<i>Entic Podzols</i>) | 53 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | <i>56</i> |
| Література | 56 |
| Розділ 4. Ґрунти тайгово-лісової зони | 57 |
| 4.1. Умови ґрунотворення..... | 57 |
| 4.2. Глеєпідзолисті ґрунти (<i>Albic Stagnosols, Stagnic Luvisols</i>)..... | 59 |
| 4.3. Підзоли (<i>Albic Podzols</i>)..... | 61 |
| 4.4. Дерново-підзолисті ґрунти (<i>Albeluvisols</i>) | 67 |
| 4.5. Болотно-підзолисті ґрунти (<i>Histic Gleyic Podzols, Histic Planosols</i>)..... | 70 |
| 4.6. Мерзлотно-тайгові ґрунти (<i>Gelistagnic Cambisols, Gelic Cambisols</i>)..... | 71 |
| 4.7. Болотні ґрунти (<i>Gleysols, Histosols</i>) | 74 |
| 4.8. Дернові ґрунти (<i>Phaeozems, Umbric (Mollic) Leptosols</i>)..... | 80 |



| | |
|--|------------|
| Контрольні запитання і завдання..... | 83 |
| Література..... | 84 |
| Розділ 5. Ґрунти буроземно-лісової зони..... | 85 |
| Контрольні запитання і завдання..... | 92 |
| Література..... | 92 |
| Розділ 6. Ґрунти лісостепової зони..... | 93 |
| 6.1. Сірі лісові ґрунти (<i>Greyic Luvisols</i>)..... | 94 |
| 6.2. Чорноземи лісостепової зони..... | 98 |
| 6.3. Лучно-чорноземні ґрунти (<i>Gleyic Chernozems, Gleyic Phaeozems</i>)..... | 104 |
| Контрольні запитання і завдання..... | 105 |
| Література..... | 105 |
| Розділ 7. Ґрунти степової зони..... | 107 |
| Контрольні запитання і завдання..... | 113 |
| Література..... | 113 |
| Розділ 8. Ґрунти сухостепової зони..... | 115 |
| 8.1. Каштанові ґрунти (<i>Kastanozems</i>)..... | 115 |
| 8.2. Лучно-каштанові ґрунти (<i>Gleyic Phaeozems</i>)..... | 117 |
| Контрольні запитання і завдання..... | 118 |
| Література..... | 118 |
| Розділ 9. Засолені ґрунти і солоді..... | 119 |
| 9.1. Солончаки (<i>Solonchaks</i>)..... | 120 |
| 9.2. Солонці (<i>Solonetz</i>)..... | 121 |
| 9.3. Солоді (<i>Sodic, Planosols</i>)..... | 124 |
| Контрольні запитання і завдання..... | 127 |
| Література..... | 127 |
| Розділ 10. Ґрунти напівпустель і пустель..... | 129 |
| 10.1. Бурі напівпустельні ґрунти (<i>Luvic Gypsic Calcisols</i>)..... | 130 |
| 10.2. Сіроземи (<i>Calcisols</i>)..... | 131 |
| 10.3. Ґрунти пустель..... | 134 |
| 10.3.1. Сіро-бурі ґрунти (<i>Yermic Gipsisols</i>)..... | 134 |
| 10.3.2. Пустельні примітивні ґрунти (<i>Gypsisols, Arenosols, Regosols</i>)..... | 137 |
| 10.3.3. Такири і такироподібні ґрунти (<i>Takyrlic Regosols</i>)..... | 139 |
| Контрольні запитання і завдання..... | 141 |
| Література..... | 142 |



| | |
|--|-----|
| Розділ 11. Ґрунти перемінно-вологих ксерофітно-лісових і саванних субтропічних і тропічних областей | 143 |
| 11.1. Коричневі ґрунти (<i>Chromic Cambisols</i>)..... | 143 |
| 11.2. Червоно-коричневі ґрунти (<i>Lixisols</i>)..... | 146 |
| 11.3. Сіро-коричневі ґрунти (<i>Calcic Clayic Cambisols</i>)..... | 147 |
| 11.4. Злигоземи (вертисолі) (<i>Vertisols</i>)..... | 149 |
| 11.5. Червоні і червоно-бурі ґрунти саван (фероземи) (<i>Nitisols, Lixisols</i>)..... | 153 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 155 |
| Література..... | 156 |
| Розділ 12. Ґрунти вологих лісових субтропічних, тропічних і екваторіальних областей | 157 |
| 12.1. Червоноземи (<i>Rhodic Acrisols</i>)..... | 157 |
| 12.2. Жовтоземи (<i>Acrisols</i>)..... | 160 |
| 12.3. Червоно-жовті і темно-червоні фералітні ґрунти..... | 162 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 163 |
| Література..... | 164 |
| Розділ 13. Ґрунти річкових заплавл | 165 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 170 |
| Література..... | 170 |
| Розділ 14. Піски та піщані ґрунти | 171 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 178 |
| Література..... | 178 |
| Розділ 15. Ґрунти гірських систем | 179 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 183 |
| Література..... | 183 |
| Розділ 16. Вулканічні ґрунти | 185 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 187 |
| Література..... | 188 |
| Розділ 17. Антропогенні ґрунти | 189 |
| 17.1. Географія антропогенно-змінених ґрунтів..... | 190 |
| 17.2. Види антропогенних впливів..... | 191 |
| 17.3. Принципи класифікації антропогенно-змінених і антропогенних ґрунтів..... | 193 |
| 17.4. Агрогенні (орні) ґрунти (<i>Anthric</i>)..... | 195 |
| 17.5. Техногенні ґрунти (<i>Technosols, Stagnosols</i>)..... | 199 |
| 17.6. Урбаноземи (міські) ґрунти (<i>Urbic Technosols</i>)..... | 203 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 207 |
| Література..... | 207 |



| | |
|--|-----|
| Розділ 18. Структура ґрунтового покриву | 209 |
| 18.1. Елементарний ґрунтовий арсал..... | 209 |
| 18.2. Ґрунтовий індивідуум..... | 212 |
| 18.3. Ґрунтові комбінації..... | 213 |
| 18.4. Антропогенна еволюція структури ґрунтового покриву | 215 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 217 |
| Література | 217 |
| Розділ 19. Агровиробниче групування, бонітування ґрунтів та оцінка земель | 219 |
| 19.1. Агровиробниче групування ґрунтів..... | 219 |
| 19.2. Бонітування ґрунтів | 221 |
| 19.3. Ґрошова оцінка земель | 225 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 228 |
| Література | 228 |
| Розділ 20. Картографування ґрунтового покриву | 229 |
| 20.1. Ґрунт як об'єкт досліджень..... | 231 |
| 20.2. Види ґрунтових обстежень та їхнє призначення | 232 |
| 20.3. Класифікація ґрунтових знімачь за масштабом..... | 234 |
| 20.4. Використання ґрунтових карт | 238 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 242 |
| Література | 242 |
| Розділ 21. Охорона ґрунтів | 243 |
| 21.1. Деградація ґрунтів | 244 |
| 21.2. Ерозія і дефляція ґрунтів..... | 249 |
| 21.3. Дегуміфікація ґрунтів..... | 255 |
| 21.4. Підкислення ґрунтів | 256 |
| 21.5. Ущільнення ґрунтів | 257 |
| 21.6. Забруднення ґрунтів | 259 |
| 21.7. Техногенна трансформація ґрунтів..... | 262 |
| 21.8. Зрошення ґрунтів | 263 |
| 21.9. Осушення ґрунтів | 265 |
| 21.10. Моніторинг ґрунтів..... | 267 |
| 21.11. Правові основи охорони ґрунтів і земель..... | 276 |
| <i>Контрольні запитання і завдання</i> | 278 |
| Література | 278 |
| Іменний покажчик | 281 |

ВСТУП

Географія ґрунтів – наука про закономірності поширення ґрунтів на Землі. Виникнення і розвиток географії ґрунтів як наукової дисципліни пов'язані з розвитком генетичного ґрунтознавства, започаткованого В. В. Докучаєвим і його послідовниками.

Накопичення географічних знань про ґрунти стосується часів виникнення землеробських цивілізацій – Давнього Єгипту, Месопотамії, Індії, Китаю, Середньої Азії. Знаннями про різноманітність ґрунтів і придатність їх для різних сільськогосподарських культур володіли землероби античних держав Греції та Риму, про що описано в творах Катона Старшого, Варрона, Колумелли, Плінія та інших.

Розвиток знань про географію ґрунтів у середині ХІХ століття пов'язаний з проведенням земельно-кадастрових робіт, на основі яких було складено першу ґрунтову карту Європейської Росії академіком В. К. Веселовським (1851). Складання ґрунтових карт у ґрунтових цілях широко практикувалося і в країнах Західної Європи – Німеччині, Франції, Бельгії та інших.

Важливість ґрунтово-географічних досліджень підкреслював видатний російський ґрунтознавець, засновник генетичного ґрунтознавства В. В. Докучаєв. Він вважав, що врахування основних законів географії ґрунтів сприяє вирішенню питань про генезу ґрунтів, їхні властивості та родючість.

Географію ґрунтів поділяють на загальну і спеціальну (регіональну).

Загальна географія ґрунтів вивчає закони, принципи і методи, що їх застосовують у дослідженнях ґрунтового покриву Землі. У сучасній теорії географії ґрунтів розвиваються два напрями – ґрунтово-екологічний та ґрунтово-історичний. Екологічний підхід



використовують не лише у вивченні впливу чинників ґрунотворення на географічні закономірності просторового поширення ґрунтів, а й у дослідженнях впливу ґрунтів на рослинний і тваринний світ, на господарську діяльність людини. Ґрунтово-історичний напрям досліджує походження та еволюцію ґрунтів у тісному зв'язку з геологічною історією земної поверхні. У розвитку цього напрямку значну роль відіграють палеопедологія, палеогеографія, палеоботаніка та інші науки.

Основним методом дослідження ґрунтів є порівняльно-географічний, що поєднує вивчення ґрунтів і чинників, за допомогою яких вони утворюються. У географії ґрунтів вчення про чинники ґрунотворення є визначальним. На основі функціональної залежності ґрунту від ґрунотворних чинників розроблено основні закони і принципи географії ґрунтів: зональності ґрунтів світу, геохімічної підпорядкованості ґрунтів, різновіковості ґрунтів, дивергенції та конвергенції ґрунтів та їхнього еволюційного розвитку.

Спеціальна (регіональна) географія ґрунтів вивчає ґрунтовий покрив Землі, її материків, окремих країн та інших територіальних утворень, розробляє методи ґрунтово-географічного районування для поділу територій на ґрунтово-географічні райони, подібні за структурою ґрунтового покриття, поєднанням чинників ґрунотворення і характером можливого сільськогосподарського використання. На основі законів, принципів і методів спеціальної географії ґрунтів розробляють методики різних видів ґрунтово-географічних досліджень.

Для розвитку ґрунтово-географічних досліджень важливе значення мають праці вчених Західної Європи і США: Є. Гільгарда, В. Кубієні, Ф. Дюшофура, Г. Мільна, Г. Йенні, К. Марбута та інших. Розвиткові географії ґрунтів сприяли праці Л. І. Прасолова, І. П. Герасимова, Г. В. Добровольського, М. А. Глазовської, Б. Г. Розанова та інших вчених. Вагомий внесок у розвиток географії ґрунтів зробили ґрунтознавці України: Г. О. Андрущенко, Н. Б. Вернандер, Г. С. Гринь, І. М. Гоголев, М. К. Крупський, Г. Г. Махів, Д. Г. Тихоненко, М. І. Полупан, М. Г. Кіт, С. П. Позняк, Я. М. Біланчин, Гаськевич В. Г., І. Я. Папіш та інші.



Просторове різноманіття причин і видів руйнування та забруднення ґрунтів і зв'язок їх з природними й антропогенними еколого-географічними умовами спричиняють необхідність і перспективність картографічного дослідження цих складних явищ. У зв'язку з цим важливе теоретичне і методичне значення має розвиток екологічних принципів і підходів у географії ґрунтів. Сучасна географія ґрунтів все більше стає наукою екологічною, що знаходить своє відображення у створенні спеціальних карт ґрунтово-екологічного районування, а також у розширенні легенд традиційних ґрунтових карт шляхом включення критеріїв і показників, важливих з екологічного погляду.

Генезу ґрунтів і ґрунтового покриву вивчають з урахуванням історії їхнього розвитку. Профіль багатьох ґрунтів і характер ґрунтового покриву трактують не тільки як результат сучасної історії їхнього формування, але і як наслідок минулих стадій ґрунтоутворення. Відповідно, і географія ґрунтів є дисципліною природно-історичною, оскільки пізнання віку ґрунтів та історії ґрунтоутворення набуває все важливішого значення у ґрунтово-географічних дослідженнях.

Головним науково-практичним надбанням географії ґрунтів є обґрунтування наукових засад і практичних рекомендацій щодо раціонального використання та охорони ґрунтів, забезпечення сучасними ґрунтовими картами різних масштабів, картосхемами ґрунтово-географічного й агроґрунтового районування, системою карт ґрунтово-екологічної оцінки окремих територій.

У написанні розділу I брав участь кандидат географічних наук, доцент Я. М. Біланчин (Одеський національний університет імені Іллі Мечникова).

Автор вдячний колективу кафедри ґрунтознавства і географії ґрунтів Львівського національного університету імені Івана Франка, докторові біологічних наук, професорові кафедри геохімії ландшафтів і географії ґрунтів М. І. Герасимовій (Московський державний університет імені М. В. Ломоносова), кандидатів юридичних наук, доцентів Н. С. Гавриш (Національний університет „Одеська юридична академія”) за цінні консультації і поради, використані у написанні підручника.



Автор вважає своїм приємним обов'язком висловити подяку кандидатові географічних наук Ю. І. Наконечному, інженерові I категорії Г. Б. Гнатишин (Львівський національний університет імені Івана Франка), кандидатові біологічних наук Ю. М. Ковальцю (Львівський національний аграрний університет) за допомогу в підготовці підручника до видання.

Автор і редактори підручника з вдячністю приймуть критичні зауваження читачів, спрямовані на його покращення.

Розділ 1

ЗАКОНОМІРНОСТІ ГЕОГРАФІЇ ҐРУНТІВ І ҐРУНТОВОГО ПОКРИВУ. КАРТИ ҐРУНТІВ І ҐРУНТОВО-ГЕОГРАФІЧНОГО РАЙОНУВАННЯ СВІТУ ТА УКРАЇНИ

Ґрунтовий покрив (педосфера) Землі, як відомо, є специфічним природно-історичним утворенням, результатом складної функціонально-еволюційної взаємодії чинників і умов природно-господарського середовища. Просторово-часова диференціація чинників ґрунтотворення (клімату, рослинних і тваринних організмів, ґрунтотворних порід, рельєфу, господарської освоєності території та їхня еволюція в часі) зумовлюють значне різноманіття ґрунтів, складну структуру та мозаїчність ґрунтового покриття як на глобально-планетарному, так і на регіональному й топологічному рівнях.

Загальні закономірності й особливості формування та поширення ґрунтів, структури ґрунтового покриття земної поверхні залежно від природно-географічних умов є предметом вивчення *географії ґрунтів* – одного зі структурних розділів ґрунтознавчої науки. У практиці ґрунтово-географічних досліджень з часу В. В. Докучаєва широко застосовують порівняльно-географічний метод (точніше порівняльно-географічний підхід). Сутність його – у встановленні впливу компонентів та умов ландшафтно-географічного середовища в процесі еволюції на генезу і властивості ґрунтів, тип їхніх просторово-часових поєднань, тобто у спорідненому вивченні ґрунтів і ґрунтового покриття та чинників їхнього утворення. Цей методичний підхід використовують практично на всіх рівнях ґрунтово-географічних досліджень, у тім числі й картографування ґрунтового покриття.



1. 1. Загальні закономірності географії ґрунтів і ґрунтового покриву

Дослідження генези та поширення ґрунтів і ґрунтового покриву із застосуванням порівняльно-географічного методу дало змогу встановити низку загальних закономірностей географії ґрунтів і ґрунтового покриву земної поверхні у взаємозв'язку і взаємозалежності з чинниками ґрунтоутворення. До основних найбільш загальних закономірностей географії ґрунтів і ґрунтового покриву зачислено такі:

- горизонтальна (широтна) зональність ґрунтів і ґрунтового покриву;
- фаціальність (провінціальність) ґрунтів;
- вертикальна ґрунтова зональність або вертикальна поясність ґрунтів;
- літогенна диференціація ґрунтів і ґрунтового покриву;
- топогенно-геохімічне споріднення ґрунтів.

Горизонтальна (або широтна) зональність ґрунтів як одна із головних закономірностей географії ґрунтів і ґрунтового покриву світу встановлена і всебічно досліджена та обґрунтована В. В. Докучаєвим ще на ранньому етапі становлення генетичного ґрунтознавства. Порівняльний аналіз властивостей і поширення ґрунтів на території Східноєвропейської (Руської) рівнини дав змогу В. В. Докучаєву вперше сформулювати цю загальну закономірність географії ґрунтів. У праці „К учению о зонах природы” (1899) він писав, що оскільки всі найважливіші чинники ґрунтоутворення поширюються на земній поверхні у вигляді поясів і зон, витягнутих більш чи менш паралельно до географічних широт, то, безумовно, й ґрунти повинні поширюватись на земній поверхні зонально, у строгій залежності від клімату, рослинності тощо. Відповідно до запропонованої концепції широтної зональності ландшафтів і ґрунтів В. В. Докучаєв 1899 р. вперше склав схему ґрунтових зон Північної півкулі. На карті-схемі масштабу 1 : 50 000 000 виокремлено 5 широтних ґрунтових зон – бореальну (арктичну), лісову з підзолами, чорноземних степів, аеральну (кам'янистих, піщаних, солончакових і лесових ґрунтів) і зону латеритних ґрунтів (рис. 1.1).

Надалі, із накопиченням нових фактичних даних про ґрунти і ґрунтовий покрив Землі, первинні уявлення В. В. Докучаєва щодо виключно широтної зональності ґрунтів світу поступово розширювалися і трансформувалися. Було запропоновано більш універсальний термін та відповідне йому поняття „горизонтальна ґрунтова зональність”, тобто смугове розташування ґрунтових ареалів на рівнинах, які можуть мати і широтне, і субмеридіональне, і навіть меридіональне простягання. В усіх цих випадках, якщо мова йде про біокліматичну зональність ґрунтів, конфігурація і напрям ґрунтових зон зумовлюється характером просторових змін гідротермічних умов. Згодом В. М. Фрідланд (1959) запропонував розрізняти декілька генетичних типів зональних ґрунтових структур залежно

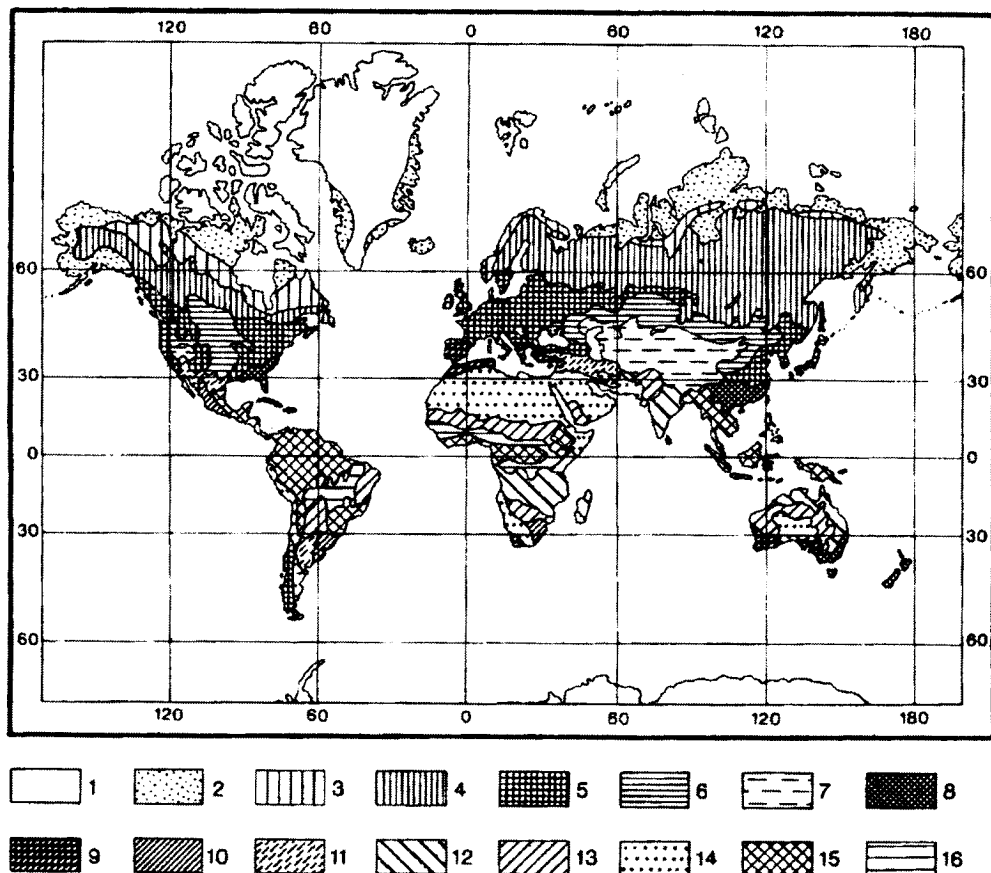


Рис. 1.1. Схема ландшафтно-географічних поясів і зон суші Землі
(за Б. Г. Розановим, 1977).

Полярні та субполярні: 1 – зона арктичних пустель; 2 – зона тундри; 3 – зона лісотундри. **Бореальні пояси:** 4 – зона хвойних лісів. **Суббореальні пояси:** 5 – зона мішаних лісів; 6 – зона степів; 7 – зона напівпустель і пустель. **Субтропічні пояси:** 8 – зона вологих лісів; 9 – зона ксерофітних лісів середземноморського типу; 10 – зона ксерофітних степів; 11 – зона напівпустель і пустель. **Тропічні пояси:** 12 – зона розріджених листопадних лісів; 13 – зона ксерофітних лісів і саван; 14 – зона напівпустель і пустель. **Екваторіальний пояс:** 15 – зона вологих лісів; 16 – зона саван (вторинних)

від особливостей гідротермічних умов, що зумовлюють зміну ґрунтових зон. В областях вологого й аридного кліматів зміна ґрунтових зон зумовлена передусім зміною термічного режиму ґрунтів. В помірно вологих областях причиною зміни ґрунтових зон може бути зміна ступеня зволоження ґрунтів. Якщо ж інтенсивність зростання температур і сухості клімату збігаються, то ґрунтові зони

швидко змінюються на невеликій відстані (наприклад, у південній частині Східноєвропейської чи Західносибірської рівнин). Якщо ж ступінь аридності клімату змінюється у напрямі, протилежному до зростання температури, то ґрунтові зони частіше змінюють широтно-смугову орієнтацію на меридіональну (наприклад, у південній половині Північноамериканського континенту).

Сьогодні загальновизнано, що закономірність горизонтальної (широтної) зональності ґрунтів в узагальненій формі простежується в наявності на земній поверхні ґрунтово-біокліматичних поясів. Вони простягаються через усі континенти і зумовлені широтним розподілом термічної складової клімату Землі. У загальних рисах ґрунтово-біокліматичні пояси збігаються зі світовими ґрунтовими зонами за схемою В. В. Докучаєва (1899), однак вони значно складніші за структурою ґрунтового покриву, який тут сформувався. Проте жодна з ґрунтових зон за схемою В. В. Докучаєва не простежується на сучасних ґрунтових картах у вигляді суцільних смуг, які б у широтному напрямі оперізували всю земну поверхню, а є лише фрагментами складніших і різноманітніших за складом ґрунтів світових ландшафтно-географічних поясів і зон (рис. 1.1). З межами останніх і збігаються здебільшого ґрунтово-біокліматичні пояси та ґрунтово-біокліматичні області як складові цих поясів. Відповідно до схеми сучасного ґрунтово-географічного районування (рис. 1.3), у межах суші Землі вирізняють 9 основних ґрунтово-біокліматичних поясів, зумовлених головно термічними особливостями клімату. Це два полярні (холодні) пояси (по одному в Північній і Південній півкулі), два бореальні, два суббореальні (помірні), два субтропічні та екваторіально-тропічний.

Аналіз географічного поширення ґрунтів світу дає змогу констатувати й інші прояви широтно-зональної закономірності їхнього поширення. Це, зокрема, наявність серій широтних ґрунтово-географічних зон на внутріконтинентальних рівнинах, які І. П. Герасимов назвав „широтно-зональними спектрами”. Так, у центральній рівнинній частині Євразії (Східно-Європейська і Західно-Сибірська рівнини та суміжні території Казахстану і Середньої Азії) в межах суббореального поясу з півночі на південь чітко вирізняються такі ґрунтово-географічні зони:

- лісостепова з сірими лісовими ґрунтами та чорноземами опідзоленими, вилугованими і типовими;
- степова з чорноземами звичайними і південними;
- сухостепова із темно-каштановими і каштановими ґрунтами;
- напівпустельна із ясно-каштановими і бурими напівпустельними ґрунтами;
- пустельна сіро-бурих і такироподібних ґрунтів.

Перелічені ґрунтово-географічні зони не обов'язково мають паралельно-широтне простягання. Їхня структура і конфігурація суттєво відмінні у різних частинах континентів залежно від континентальності клімату та ступеня його



гумідності чи аридності. Зокрема, із наближенням до узбережжя та зростанням гумідності клімату широтне простягання географічних зон змінюється на суб-меридіональне, або навіть паралельне до берегової зони (Північна і Південна Америка, Східна Африка, Східна Австралія).

Отже, закономірність горизонтальної (широтної) зональності ґрунтів і ґрунтового покриву не слід зводити до уявлення про обов'язкове домінування на поверхні Землі строго широтно-смугової схеми їхнього поширення. Залежно від рельєфу та гідротермічних умов території конфігурація і структура ґрунтово-географічних зон можуть суттєво відрізнятися. З'ясовано також, що при переході від полярного до екваторіально-тропічного поясу в межах ґрунтово-географічних зон зростає ступінь різноманіття ґрунтів та складності ґрунтового покриву, що, вірогідно, є наслідком зростання інтенсивності екзогенних і біогенних процесів.

Вперше ідею щодо *фаціальності (провінціальності) у географії ґрунтів* простежуємо в працях В. В. Докучаєва останніх років. Однак наукові засади вчення про ґрунтову фаціальність і провінціальність розроблені уже в післядокучаєвській період відомими ґрунтознавцями-географами Л. І. Прасоловим та І. П. Герасимовим. Як писав І. П. Герасимов (1933), місцеві провінціальні (фаціальні) особливості кліматів, зумовлені головно місцевими термодинамічними атмосферними процесами, спричинюють розвиток у ґрунтах специфічних режимів і процесів, а часто і генетично своєрідних ґрунтів та індивідуальних закономірностей їхнього поширення. Ці фаціально-провінціальні відмінності умов ґрунтоутворення зумовлені передусім різним ступенем атмосферного зволоження і континентальності клімату, суворості зим, різницею сум температур повітря вище 0, 5, 10 і 15°C, а в результаті – відмінностями гідротермічного режиму місцевих ґрунтів. Охарактеризовані місцеві фаціально-провінціальні відмінності ґрунтів суттєво ускладнюють у багатьох регіонах загальногеографічну горизонтальну (широтну) ґрунтову зональність.

Вираженість ґрунтово-географічних фацій залежить від природно-географічних умов ґрунтово-біокліматичних поясів. У полярних поясах, де повсюдно панують низькі температури, фаціальність ґрунтів виражена слабо. І навпаки, фаціальність-провінціальність проявляється різко в суббореальних поясах, у межах яких доволі виразно вирізняються фації (провінції) ґрунтів узбережно-океанічного, континентального і різкоконтинентального підтипів з віддаленням від узбережжя до центру континентів. У субтропічних поясах різко виражена провінціальність, пов'язана здебільшого з меридіональним простяганням ґрунтових зон та суттєвою різницею температур на їхніх північних і південних межах. В екваторіально-тропічному поясі провінціальність ґрунтів часто зумовлена впливом морських течій.

Фаціально відмінні частини ґрунтово-географічних поясів з індивідуально вираженим спектром ґрунтів при ґрунтово-географічному районуванні одер-



жали назву ґрунтово-біокліматичних областей. Між собою області різняться за гідротермічними умовами та континентальністю території, а відповідно й енергетикою ґрунотворення.

Явища фаціальності виразно простежуються і в межах ґрунтово-географічних зон, одного і того ж типу ґрунтів зі зміною біокліматичних умов території та гідротермічного режиму ґрунтів. Такі фаціально відмінні частини ґрунтових зон (підзон), яким властиві певні особливості ґрунтів і ґрунтового покриву, пов'язані з місцевими відмінностями зволоження і континентальності клімату по широтних відрізках зон чи температурними відмінами в межах їхнього меридіонального простягання, виокремлені як ґрунтові провінції.

Ґрунтово-географічні дослідження другої половини ХХ ст. засвідчили, що ґрунти різних фацій у межах генетичного типу різняться між собою не тільки за показниками гідротермічного режиму. Зазвичай, вони відмінні також за морфогенетичними, біохімічними, фізико-хімічними, агробіологічними показниками і характеристиками (потужність ґрунтового профілю, його карбонатність, гумусованість, структурність, водно-сольовий і агрохімічний режими, біоактивність і біопродуктивність тощо). Сьогодні ґрунти різних фацій у межах ґрунтового типу розглядають як самостійні генетичні утворення рівня ґрунтового підтипу.

У вітчизняній ґрунтовій класифікації поділ на фаціальні підтипи здійснюють із урахуванням суми активних температур (понад 10°C) ґрунту на глибині 20 см (основний показник енергозабезпеченості ґрунотворного процесу) та тривалості періоду в місяцях від'ємних температур ґрунту на цій же глибині (показник тривалості промерзання ґрунту, що опосередковано впливає на процес ґрунотворення). Еквівалентом суми активних температур ґрунту може слугувати сума активних температур приземного шару повітря. За цими показниками у типах ґрунтів вирізняють фаціальні підтипи за особливостями їхнього температурного режиму. Наприклад, у типі чорноземів виокремлюють фаціальні підтипи чорноземів теплої, помірно теплої, помірно холодної, холодної фацій. Окрім фаціальних термічних підтипів ґрунтів, виокремлюють також підтипи за особливостями зволоження (підтип вологих сірих лісових ґрунтів), специфікою морфологічного обліку ґрунтів, зумовленою особливостями гідротермічного режиму (підтипи чорноземів міцелярно-карбонатних теплої фації, борошністо-карбонатних глибокопромерзаючих холодної фації тощо). Фаціальними, вірогідно, слід також вважати й перехідні підтипи між зональними типами ґрунтів, котрі належать до різних біокліматичних областей. Такі, наприклад, як дерново-палево-підзолисті ґрунти у перехідній смузі між тайгово-лісовими і буроземно-лісовими ґрунтово-біокліматичними областями; сірі лісові буруваті та чорноземи опідзолені буруваті у перехідній смузі між буроземно-лісовими і лісостеповими областями.



Явище *вертикальної (висотної) ґрунтової зональності, або вертикальної поясності ґрунтів*, вперше з'ясоване та описане В. В. Докучаєвим під час дослідження ґрунтів Кавказу наприкінці XIX ст. У праці „К учению о зонах природы” (1899) він писав, що оскільки зі збільшенням абсолютної висоти місцевості закономірно змінюються клімат, рослинний і тваринний світ – ці найважливіші чинники ґрунтоутворення, то так само закономірно повинні змінюватись і ґрунти з підняттям від подошви гір до їхніх вершин, розміщуючись у вигляді відповідних послідовних вертикальних зон (поясів). Він вважав, що вертикальна зональність (поясність) за складом зон аналогічна горизонтальній (широтній) зональності на рівнинах, тобто з підняттям у гори спостерігається така ж зміна генетичних типів ґрунтів, як і на рівнині, якщо рухатись від підніжжя гір на північ (у північній півкулі).

Подальші дослідження ґрунтів гірських країн підтвердили основну ідею В. В. Докучаєва про ґрунтово-географічну поясність. Водночас встановлено своєрідність вертикальної поясності у багатьох гірських країнах як за складом типів ґрунтів, так і за характером їхнього взаємного розташування, що зумовлено значним різноманіттям умов ґрунтоутворення у горах.

Найвагоміший вклад у подальший розвиток ідеї В. В. Докучаєва про вертикальну поясність ґрунтів зробив його учень С. О. Захаров, який тривалий час вивчав ґрунти Кавказу. Він встановив, що кожній горизонтальній зоні рівнини відповідає свій вертикальний пояс у горах, за винятком поясу гірсько-лучних ґрунтів під альпійськими і субальпійськими луками, аналог якого на рівнині у той час був невідомий. С. О. Захаров ввів низку понять для явищ відхилення вертикальної ґрунтової зональності від єдиної „ідеальної” схеми. Передусім це поняття про „інверсію”, тобто порушення розташування вертикальних ґрунтових зон за аналогією зі схемою горизонтальної зональності на рівнині. Як приклад інверсії поясів у Закавказзі зазначають наявність чорноземів на Вірменському нагір'ї над поясом бурих лісових ґрунтів, що зумовлено інверсією зволоження схилів гірських масивів. Введене також поняття про „інтерференцію” (виклинювання чи випадання) поясів для випадків, коли через кліматичні чи орографічні особливості території один чи декілька поясів випадають із загальної системи. Наприклад, у Закавказзі пояс каштанових ґрунтів, проникаючи по південних схилах високо в гори, зникається безпосередньо із поясом гірсько-лучних ґрунтів, при цьому випадають пояси гірських чорноземів і бурих лісових ґрунтів. Випадки зміщення і проникнення одних зон (поясів) в інші, найчастіше по гірських долинах, С. О. Захаров називав „міграцією” ґрунтових зон.

За сучасними уявленнями загальна закономірність вертикальної ґрунтової зональності у різних гірських країнах чи навіть різних частинах однієї країни проявляється у вигляді різнотипової структури вертикальних ґрунтових поясів, що не завжди збігаються зі схемою зміни ґрунтових поясів з висотою від

482 196

тепліших і сухіших до більш вологих і холодних. Встановлено, що структура вертикальної поясності ґрунтів і послідовність зміни вертикальних ґрунтових поясів визначаються насамперед положенням гірської країни у загальній системі географічних поясів і горизонтальних ландшафтно-географічних зон, а в межах поясу – розташуванням щодо океану (океанічна, континентальна чи перехідна фація, ґрунтово-біокліматична область). Отже, ґрунти гірських територій у своєму поширенні значною мірою віддзеркалюють також географічні закономірності горизонтальної зональності та фаціальності-провінціальності. Щодо цього чітко простежується вплив місцевої орографії на формування кліматів різного ступеня зволоження та аридності у внутрішніх западинах і нагір'ях, а, відповідно, і регіонально-локальних структур вертикальної ґрунтово-географічної зональності. В усіх випадках загальна кількість вертикальних ґрунтових зон (поясів) залежить головню від висоти гірської країни.

У процесі накопичення матеріалів про ґрунти гірських систем Середньої і Центральної Азії, Сибіру, Південно-Східної Азії, Північної і Південної Америки стало очевидним, що, крім загальних закономірностей географії ґрунтів, для кожної гірської країни або навіть для кожного її схилу можуть простежуватись суттєві відхилення від викладеної вище схеми, зумовлені розташуванням схилів щодо напрямку панівних повітряних мас, експозицією схилів, наявністю температурних інверсій. Навітряні схили гір, що перегороджують шлях насиченим вологою повітряним масам, одержують значну кількість опадів, і на них формуються спектри гумідних та екстрагумідних вертикальних ґрунтових зон (поясів) з переважанням вологолісових та гірсько-лучних ґрунтів з поступовими переходами між ними. На підвітряні схили через гори надходять уже бідні вологою повітряні маси („дощова тінь”), що зумовлює формування аридних спектрів вертикальних ґрунтових зон. В їхньому складі домінують гірські пустельні, гірські степові та гірсько-лучно-степові ґрунти з більш різкими переходами між зонами і підзонами. Температурні інверсії (стікання мас холодного повітря по схилах і застоювання їх у міжгірських депресіях) зумовлюють у багатьох гірських країнах континентальних областей зворотне розташування (інверсію) вертикальних ґрунтових зон.

Суттєвий вплив на географію ґрунтів гірських країн має також експозиція схилу, особливо в умовах континентального клімату. Так, у горах Сибіру, Середньої і Центральної Азії межі ґрунтових зон (поясів) на схилах північної і південної експозиції проходять на різних висотах, у деяких випадках схили різняться і за структурою ґрунтового покриву.

Поряд з уточненням і узагальненням матеріалів стосовно вертикальної зональності (поясності) ґрунтів, Ю. Ліверовський та Е. Корнблум (1960) висловили думку про необхідність введення поняття „гірська зональність”, яке б охоплювало значно ширший комплекс явищ і закономірностей, ніж безпосередня зміна



клімату, рослинності та ґрунтів зі зростанням абсолютної висоти на гірських схилах. Автори звернули увагу на особливості ґрунтового покриву передгірських рівнин, які мають незначні зміни абсолютних висот. Тут формуються особливі передгірські гумідні та аридно-тіньові ґрунтові зони, відмінні від ґрунтових зон прилеглих рівнин. Виникнення цих передгірських зон залежить від локальної трансформації повітряних мас і атмосферних фронтів, що відбувається при їхньому переміщенні під впливом місцевих гірських і передгірських споруд. Передгірські гумідні ґрунтово-географічні зони формуються, зазвичай, на навітряних схилах гірських областей і прилеглих передгірських рівнинах, де випадає значна кількість атмосферних опадів. Така зональність простежується у Західному Передкавказзі, на північних передгірських рівнинах Тянь-Шаню і Копетдагу, де часто спостерігається інверсія ґрунтових зон і підзон. Аридно-тіньові форми зональності – сухостепові та пустельні ландшафти і ґрунти формуються на передгірських рівнинах і плато у „дошовій тіні” гір. Приклади аридно-тіньової зональності можна спостерігати у міжгірських котловинах Південного Сибіру, Алтаю, Середньої і Центральної Азії, на плато Патагонії східніше Анд тощо.

Отже, диференціація біокліматичних умов формування і поширення ґрунтів у зв'язку із широтним, меридіональним і висотним положенням території визначає глобально-планетарний (точніше поясно-зонально-провінціальний) рівень організації ґрунтового покриву Землі. На регіональному і місцевому (топологічному) рівні просторова організація ґрунтового покриву формується головно літолого-геоморфологічними умовами території, які й визначають геометрію та особливості генези і структури ґрунтового покриву. Відмінності літолого-геоморфологічної будови території є причиною формування таких двох закономірностей географії ґрунтів на регіонально-топологічному рівні – літогенної диференціації ґрунтів і ґрунтового покриву та топогенно-геохімічного споріднення ґрунтів на фоні загальних поясно-зонально-провінціальних закономірностей їхнього поширення.

Літогенна диференціація ґрунтів і ґрунтового покриву зумовлюється територіальною неоднорідністю ґрунтоутворної (материнської) літогенної основи, передусім неоднорідністю гранулометричного і хімічного складу ґрунтоутворних порід. Останнє є визначальною причиною літогенної трансформації біокліматичного впливу на ґрунти, що формуються на цих породах, а в результаті – й неоднорідності, а часто і строкатості ґрунтового покриву території. Відмінності гранулометричного складу порід проявляються головно у відповідних відмінностях гранулометричного складу ґрунтів на цих породах. Водночас відмінності гранулометричного складу ґрунтів є причиною неоднорідності їхніх водно-фізичних властивостей (водопроникності, водопідйомної здатності, вологоємності тощо), а часто й теплового режиму ґрунтів.



Суттєве збільшення чи зниження ступеня водопроникності ґрунтово-підґрунтової товщі залежно від гранулометричного складу послаблює ґрунто-творну роль атмосферних опадів. Породи і ґрунти важкого гранулометричного складу, а також мерзлі ґрунти, які характеризуються низькою водопроникністю, часто є причиною застоювання вологи і розвитку процесів оглеєння у ґрунтах навіть за умови малої кількості опадів. Тобто важкий гранулометричний склад ґрунтів може стати причиною розвитку процесів, властивих ґрунтам із неглибоким рівнем ґрунтово-підґрунтових вод чи ґрунтам, що формуються в умовах надмірного атмосферного зволоження.

Наявність масивів пісків на фоні ґрунтоутворних порід важкого гранулометричного складу (суглинків, глин) стає, зазвичай, причиною суттєвої зміни суті ґрунтоутворення, а, відповідно, і ґрунтового покриву території, особливо коли піски пересічно кварцового мінералогічного складу та бідні основами. Наприклад, у вологих тропічних і субтропічних лісах серед фонових фералітних суглинкових ґрунтів на пісках розвиваються своєрідні тропічні „підзоли” (планосолі). Верхній слювіально-підзолистий білястий горизонт їхнього профілю глинисто-піщаного чи супіщаного гранулометричного складу потужністю до 70–80 см. Ще більш потужний (1,0–1,5 м) нижчий ілювіальний горизонт профілю іржаво-бурого чи кавового забарвлення, збагачений оксидами феруму, алюмінію та мулуватими частинками. У степовій зоні на загальному фоні чорноземів і каштанових ґрунтів на лесах та лесоподібних суглинках і глинах на локальних масивах дочетвертинних і ранньочетвертинних пісків у межах надзаплавних терас та верхів'їв схилів до річкових долин формуються дернові ґрунти, часто задерновані лише з поверхні, зазвичай, некарбонатні, глинисто-піщаного і супіщаного гранулометричного складу, незв'язного (сипучого) складення. Гумусовий горизонт тут яскраво виражений морфологічно, однак значно світліший і менш гумусований порівняно із суміжними чорноземними та каштановими ґрунтами на лесових породах.

Різка диференціація ґрунтового покриву, навіть в однакових чи схожих кліматичних умовах, може бути пов'язана і з відмінностями хімічного складу ґрунтоутворних порід. За хімічним складом ґрунтоутворні породи поділяють на групи: 1) кремнеземні, дуже бідні основами (головно кварцові піски); 2) фералітні, дуже бідні основами і кремнеземом та збагачені ферумом і алюмінієм; 3) сіалітні, бідні основами; 4) сіалітні, багаті основами; 5) сіалітно-карбонатні, багаті основами (серед них – лесові породи); 6) карбонатні, з домінуванням у складі карбонатів кальцію; 7) соленосні, збагачені сульфатами і хлоридами; 8) вуглецеві. Залежно від того, які із перелічених типів порід є ґрунтоутворними, в тому чи іншому напрямі трансформується вплив біокліматичних чинників середовища на формування ґрунтів і ґрунтового покриву.

В умовах холодного та помірно холодного клімату тайгових областей вплив хімічного складу ґрунтоутворних порід простежується у виокремленні трьох



основних напрямів ґрунотворення. На вивітрілих, бідних основами і збагачених кварцом породах утворюються ґрунти з різко диференційованим профілем на горизонти елювіально-підзолистий та ілювіально-залізистий (чи ілювіально-гумусово-залізистий). Це підзоли ілювіально-залізисті та ілювіально-гумусово-залізисті, дуже кислі, сильно ненасичені, безструктурні, характеризуються дуже низьким рівнем родючості. На продуктах вивітрювання основних і середніх порід зі значним вмістом лужноземельних основ та феруму в первинних мінералах утворюються слабодиференційовані кислі ґрунти з натічно-ілювіально-гумусовим профілем – підбури. І нарешті, на карбонатних щільних породах формуються слабкокислі та нейтральні акумулятивно-гумусові ґрунти – дерново-карбонатні (рендзини). Останні відзначаються найвищим рівнем родючості серед ґрунтів північнотайгової підзони.

У помірно холодних і помірно теплих лісових областях, відповідно, бореального і суббореального поясів на некарбонатних, бідних основами суглинистих і глинистих відкладах в умовах промивного водного режиму формуються підзолисті (глейово-підзолисті, типові підзолисті та дерново-підзолисті) ґрунти з різко диференційованим профілем на горизонти – білястий підзолистий і темно-чи червоно-бурий ілювіальний. Останній збагачений мулуватими частинками, оксидами феруму й алюмінію. Ґрунти сильно ненасичені основами, мають низьку ємність поглинання катіонів, невисокий рівень родючості. На багатих основами глинистих і суглинистих відкладах у цих біокліматичних умовах підзолисті ґрунти замінюються буроземами – сіалітними оглиненими ґрунтами, практично без ознак опідзолення, з достатньо високим рівнем природної родючості.

В умовах перемінно вологого клімату саван ґрунти на різних типах ґрунотворних порід також суттєво різняться за сутністю процесів ґрунотворення і властивостями. На ферсіалітних корах вивітрювання та продуктах їхнього перевідкладення на підвищених елементах рельєфу утворюються зональні червоні ґрунти саван, або фероземи, у результаті взаємодії процесів гумусонакопичення, термічної дегідратації (рубєфікації), елювіально-ілювіальної диференціації. Фероземи яскраво-червоного забарвлення, збагачені маловодними гідроксидами феруму, некарбонатні – до 1,0–1,5 м, ненасичені основами. Реакція у верхніх горизонтах слабкокисла. Характеризуються пересічно низьким рівнем родючості. Водночас на важких монтморилонітових глинах на відносно низьких гіпсометричних рівнях формуються своєрідні темноколірні (до чорного при зволоженні) ґрунти злитого масивного складення і важкого гранулометричного складу – злитоземи (вертисолі за міжнародною класифікацією). Це ґрунти з недиференційованим профілем, малогукусні (1–3% гумусу), з потужним (до 100–180 см) гумусованим профілем, здебільшого карбонатні. Реакція по профілю лужна. Ємність поглинання висока – до 50–60 ммоль/100 г ґрунту. Серед увібраних основ домінує кальцій за значної кількості поглинутого магнію. Сильно набухають при

зволоженні та розтріскуються при висиханні. Загалом злитоземи більш родючі порівняно з іншими ґрунтами тропіків і широко освоюються для землеробства.

Аналогічні злитоземи (вертисолі) на важких монтморилонітових глинах локально трапляються і в субтропічних ксерофітно-лісових і сухостепових областях із середземноморським типом клімату на фоні зональних коричневих і сіро-коричневих ґрунтів, що утворились на сіалітно-карбонатних породах, багатих основами.

Суттєво відмінні між собою також ґрунти на різних типах порід і в посушливих напівпустельних і пустельних областях. На лесах і лесоподібних суглинках під ефемерною пустельно-степовою рослинністю тут утворились сіроземи – ґрунти зі слабодиференційованим профілем, карбонатні, незасолені до глибини 80–100 см, несолонцюваті, достатньо родючі в умовах зрошення. На засолених глинах і суглинках під полинно-солянковою рослинністю формуються бурі напівпустельні та сіро-бурі пустельні ґрунти. Їхній профіль диференційований за ілювіально-солонцевим типом, засолений уже з глибини 30–40 см. На відміну від сіроземів, бурі та сіро-бурі ґрунти характеризуються низькою природною родючістю і використовуються переважно як малопродуктивні пасовища.

Поряд з регіонально-топологічною неоднорідністю ґрунтів і ґрунтового покриття залежно від гранулометричного і хімічного складу ґрунотворних порід у межах ґрунтово-географічних зон і підзон простежується неоднорідність ґрунтів і ґрунтового покриття, зумовлена головню місцевими особливостями рельєфу, яку В. В. Докучаєв зачислявав до поняття топографії ґрунтів. У післядокучаєвський період закономірності формування і властивості ґрунтів залежно від розташування за рельєфом досліджували фундатори вітчизняної ґрунтово-географічної науки М. М. Сибірцев, П. С. Коссович, М. О. Дімо, С. С. Неуструєв, С. О. Захаров, Г. М. Висоцький, І. П. Герасимов, М. А. Глазовська, В. А. Ковда. В результаті досліджень у ґрунтово-географічній літературі сформувалось поняття про ряди ґрунотворення залежно від розташування ґрунтів за рельєфом, що суттєво різняться умовами зволоження і міграції речовин, відоме як *закон аналогічних рядів ґрунтів* (С. О. Захаров, Г. В. Добровольський), або *топогенно-геохімічного споріднення ґрунтів* (Б. П. Полинов, В. А. Ковда, М. А. Глазовська).

Суть *топогенно-геохімічної закономірності* географії ґрунтів полягає в тому, що в різних ґрунтово-географічних зонах і підзонах компонентний склад ґрунтового покриття різних, однак загальні особливості формування, розподілу та властивостей ґрунтів на відповідних елементах рельєфу в принципі є аналогічними. З'ясовано, що в межах кожного конкретного ландшафту ґрунти різних гіпсометричних рівнів парагенетично та геохімічно пов'язані між собою (геохімічно підпорядковані) шляхом горизонтальної міграції речовин від більш високих до нижчих частин схилу з поверхневим, внутріґрунтовым і підґрунтовым стоком. На підвищених елементах рельєфу в усіх випадках формуються ґрунти



генетично незалежні (автономні), яким властива відносна акумуляція малорухомих продуктів ґрунтоутворення. На понижених елементах рельєфу (шлейфи схилів, днища западин, долини тощо) формуються ґрунти генетично залежні, з акумуляцією мобільних продуктів ґрунтоутворення, що надходять сюди з вищих гіпсометричних позицій. До схилових елементів рельєфу приурочені ґрунти генетично перехідні, з наближенням до підніжжя схилів зростає акумуляція рухомих речовин і елементів. Така схема географії ґрунтів у межах кожної конкретної території, відповідно до закону топографічних рядів, часто ускладнюється зміною порід чи інших місцевих умов.

Особливості ґрунтів різних гіпсометричних рівнів визначаються не лише геохімічними закономірностями міграції і перерозподілу речовин у межах топографічних рядів ґрунтів. Вони зумовлюються також зміною, залежно від рельєфу, мікрокліматичних і гідрологічних умов, які, у свою чергу, впливають на склад і життєдіяльність ґрунтової біоти, та, відповідно, на характер ґрунтоутворення і властивості ґрунтів. Зважаючи на це, С. С. Неуструєв (1931) генетично незалежні ґрунти плакорних гіпсометричних рівнів назвав „автоморфними“, а генетично залежні ґрунти низьких гіпсометричних рівнів – „гідроморфними“. Згодом І. П. Герасимов та Є. М. Іванова виділили серію рядів ґрунтоутворення залежно від характеру зволоження. Окрім автоморфного (або елювіального) і гідроморфного рядів ґрунтів, ними виділено перехідні – елювіально-гідроморфний ряд ґрунтів (отримують додаткову кількість води завдяки притоку поверхневих делювіальних вод) і елювіально-ксероморфний ряд ґрунтів (розташовані на відносно сухих ділянках території, наприклад, на тепліших схилах південної експозиції, де швидше випаровується ґрунтова волога).

Контрастність ґрунтів і ґрунтового покриву території внаслідок перерозподілу вологи, особливостей міграції і перерозподілу речовин за елементами рельєфу часто несуттєва або й зовсім відсутня, якщо ґрунти та ґрунтоутвірні породи є легкого гранулометричного складу і відзначаються високою водопроникністю. Проте на породах важкого гранулометричного складу та за наявності у ґрунтовому профілі горизонтів із низькою водопроникністю генетико-геохімічна контрастність ґрунтового покриву в межах топорядів зростає. Суттєве значення має також форма випадання атмосферних опадів – зливові дощі, бурхливе сніготанення, наявність при цьому в профілі мерзлого горизонту сприяють посиленню поверхневого чи внутріґрунтового стоку, а, відповідно, й зростанню генетико-геохімічної контрастності ґрунтів і ґрунтового покриву за простяганням топографічних рядів.

Закономірний характер розподілу ґрунтів за елементами рельєфу та їхнє генетико-геохімічне споріднення, специфічний для кожної ґрунтового-географічної зони топографічний ряд ґрунтів слугували підставою для розробки С. С. Неуструєвим (1915) вчення про зональні ґрунтові поєднання (за мезорельєфом) і комп-

лекси (за мікрорельєфом). У цьому він вбачав відображення загального закону зональності та запропонував замінити поняття *зональних ґрунтів* поняттям *зональних комбінацій ґрунтів* (їхніх поєднань і комплексів). Я. Н. Афанасьєв (1930) також вважав, що кожна ґрунтова зона складена не лише типовим зональним ґрунтом, за яким дається назва зони, а представляє цілий комплекс зональних генетично споріднених ґрунтів. Ці уявлення згодом розвинув Ю. Ліверовський (1974), запропонувавши розуміти ґрунтову зону як ареал певного типу ґрунтових поєднань, до складу яких, поряд з одним чи декількома типами зональних плакорних ґрунтів, належать також типи ґрунтів, що формуються в тутешніх інтразональних умовах.

Викладене вище дає підстави стверджувати, що закон аналогічних топографічних рядів ґрунтів та відповідна закономірність їхнього топогенно-геохімічного споріднення в межах конкретної території слугують одним із визначальних принципів організації та проведення польових ґрунтово-генетичних досліджень, велико- і середньомасштабного картографування ґрунтів.

1.2. Ґрунтові карти світу та України

Ґрунтові карти містять найбільш повну інформацію про ґрунти і ґрунтовий покрив досліджуваної території – цієї важливої складової екосистеми та біосфери загалом. Кожна карта є результатом узагальнення знань про географію ґрунтів на певний проміжок часу та водночас віддзеркалює методологію і техніку картографічного узагальнення наявної інформації. Отож історія картографування ґрунтів відображає й історію розвитку географії і картографії ґрунтів як світу, так і окремих країн та природних регіонів.

1.2.1. Ґрунтові карти світу

Першою в історії ґрунтознавства картою ґрунтів світу, як ми вже зазначали, була „Схема почвенних зон Северного полушария”, складена В. В. Докучаєвим 1899 р. у масштабі 1 : 50 000 000 (рис. 1.2). Карту разом із колекцією ґрунтів території Російської держави 1900 р. демонстрували на Всесвітній промисловій виставці в Парижі, і її було відзначено почесним дипломом виставки. Складена карта-схема ґрунтів світу була чисто дедуктивним творінням автора, тобто картографічним відображенням певних його теоретичних і ґрунтово-географічних уявлень. Базуючись на створеному вченні про ґрунт як функцію чинників ґрунтотворення, В. В. Докучаєв встановив існування зональних типів ґрунтів, які закономірно поширені на земній поверхні у вигляді широтних зон відповідно до широтного поширення природно-географічних чинників ґрунтотворення. Ще одним принциповим моментом докучаєвської картографії ґрунтів було розроблення легенди на основі ґрунтово-географічного зонального принципу, генетичної концепції ґрунтотворення і класифікації ґрун-

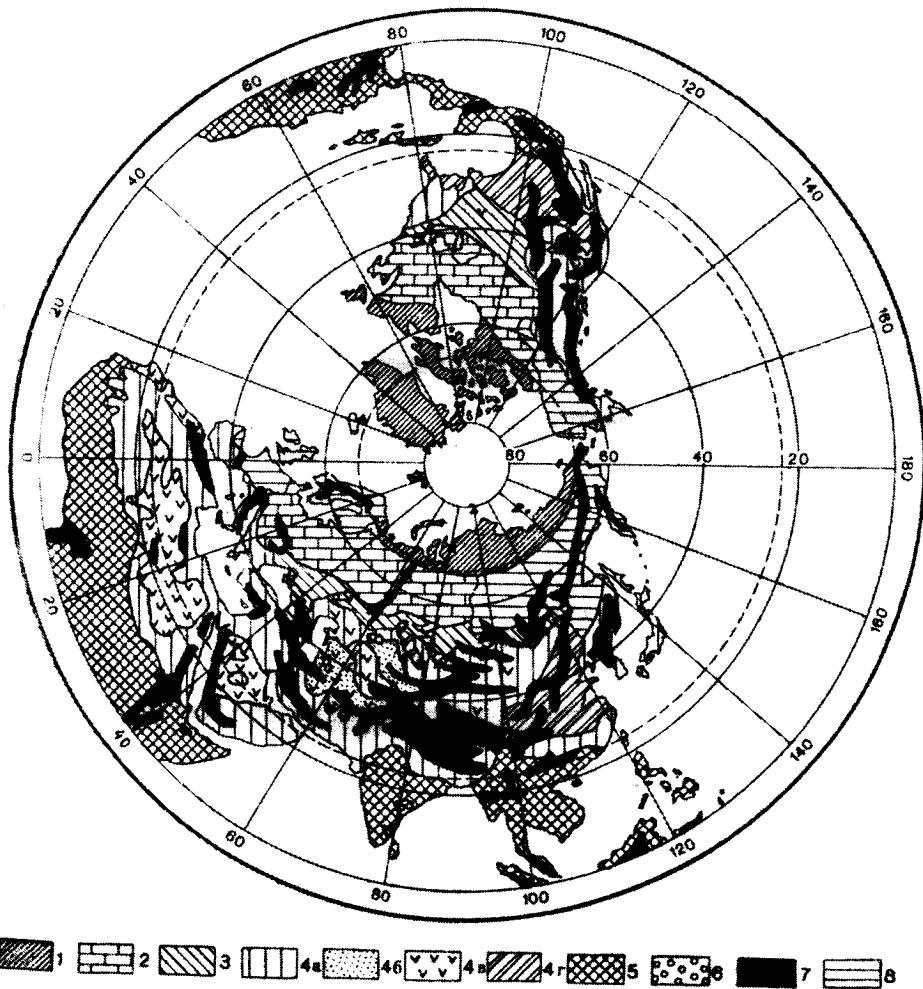


Рис. 1.2. Схема ґрунтових зон Північної півкулі [В.В. Докучаєв, 1899].
(за Б. Г. Розановим, 1977, с. 9):

1 – бореальна (арктична) зона; 2 – лісова зона; 3 – зона чорноземних степів; 4 – аеральна зона (а – кам'яністі ґрунти, б – піщані ґрунти, в – солончакові ґрунти, г – лесові ґрунти); 5 – зона латеритних ґрунтів; 6 – алювії; 7 – гірські системи; 8 – кам'яністі лісові простори

тів. Легенда до карти-схеми містила лише вісім виділів, включаючи п'ять широтних ґрунтово-географічних зон. Однак значення цієї карти Докучаєва для подальшого розвитку світової картографії ґрунтів важко переоцінити. Вперше проілюстровано, що поширення ґрунтів на земній суші не хаотичне, а має цілком закономірний характер, зумовлений природно-географічними умовами конкретної території. А головне, ця перша карта ґрунтів світу надовго визначила най-



важливіший принцип вітчизняної ґрунтової картографії – принцип зональності ґрунтового покриву.

Цей принцип покладено в основу подальшої розробки світових ґрунтових карт, складених під керівництвом К. Д. Глинки (1906, 1915, 1927), Л. І. Прасолова (1937), Ч. Келлога (1938), Д. Г. Віленського (1950), І. П. Герасимова (1956, 1960, 1964), В. А. Ковди (1974), М. А. Глазовської, В. Д. Фрідланда (1978). Зіставляючи ці карти бачимо, що вдосконалення кожної із наступних виражалось у відображенні все більшого різноманіття ґрунтів світу, уточненні та ускладненні структури ґрунтового покриву, географо-генетичних закономірностей і меж поширення різних ґрунтів. Якщо на першій ґрунтовій карті світу К. Д. Глинки було показано лише 19 виділів ґрунтів, то на карті Л. Прасолова вже 30, на карті І. П. Герасимова (1964) – 93, а на карті під редакцією В. А. Ковди (1974) масштабу 1 : 10 000 000 – 293. Якщо ґрунтові карти В. В. Докучаєва і К. Д. Глинки складені винятково дедуктивним методом на основі встановлених залежностей між природними умовами і сутністю ґрунтоутворення, то карта Л. І. Прасолова, а тим більше карти І. П. Герасимова, В. А. Ковди і М. А. Глазовської є результатом узагальнення численних ґрунтово-картографічних матеріалів, одержаних ґрунтознавцями і географами різних країн.

Із перелічених вище карт цікава за задумом і принципами складання навчальна ґрунтова карта світу масштабу 1 : 15 000 000, розроблена М. А. Глазовською і В. М. Фрідландом (1978). Відповідно до навчального призначення на карті виразно простежуються основні закономірності генези і географії ґрунтового покриву світу. Легенда карти складається із двох матриць і додаткових таблиць. У матриці „Ґрунти” по горизонталі поміщені дев'ять типів водного режиму ґрунтів, по вертикалі – три групи температурних режимів ґрунтів. На фоні гідротермічного групування показано на карті типи ґрунтів, об'єднані в генетичні групи відповідно до провідних процесів ґрунтоутворення. Всього в легенді значиться 25 генетичних груп ґрунтів, котрі об'єднують 110 ґрунтових одиниць (переважно типів ґрунтів). У другій матриці “Структури ґрунтового покриву” по вертикалі подано 12 генетико – геометричних груп мезоструктур ґрунтового покриву, по горизонталі – 5 груп комплексів і дрібноконтурних поєднань, що є компонентами мезоструктур. В окремому розділі легенди подано відомості про ґрунтоутворні породи та їхній гранулометричний склад.

Особливе місце серед світових ґрунтових карт належить ґрунтовій карті світу ФАО/ЮНЕСКО, складання якої тривало понад 15 років (1960–1975). Це перша в історії карта світу, розроблена і складена на основі міжнародної співпраці ґрунтознавців різних країн та наукових шкіл. Головною науковою проблемою її створення було розроблення легенди на базі погодженої номенклатури і діагностики виділених на карті ґрунтових одиниць. Карту масштабу 1 : 5 000 000 та легенду до неї опубліковано на 19-ти аркушах. До карти додається фунда-



ментальний пояснювальний текст. Легенда карти містить 26 груп типів ґрунтів, котрі об'єднують 133 типи ґрунтів та основних ґрунтових одиниць. У зв'язку з оновленням та уточненням карти в опублікованій 1987 р. новій легенді карти уже зазначено 27 ґрунтових груп і 144 ґрунтови одиниці.

Безперечними перевагами карти ФАО/ЮНЕСКО є погоджені на міжнародному рівні номенклатура та критерії діагностики ґрунтів, відносно великий масштаб і детальність відображення ґрунтового покриву, інформаційна насиченість характеристики ґрунтових виділів. Заслуговує схвалення бажання авторів відобразити на карті не окремі типи чи одиниці ґрунтів, а їхні поєднання (переважаючого і супутнього ґрунтів), котрі доповнюються характеристикою рельєфу і стану поверхні території, гранулометричного складу ґрунтів, рекомендаціями з їхнього використання. Такі дані, безперечно, цікаві й необхідні для оцінки земельних ресурсів світу.

В Україні 1999 р. видано „Атлас світу”, в якому поміщено оглядову навчальну ґрунтову карту світу масштабу 1 : 100 000 000 (рис. 1.6). Легенда до карти містить 31 виділ основних типів ґрунтів світу. Аналіз змісту цієї карти та зіставлення її з картами кліматичними і геоботанічними підтверджує наявність тісної географо-генетичної залежності ґрунтів від клімату і рослинності. Водночас зміст карти ілюструє охарактеризовані вище основні закономірності географії ґрунтів – горизонтальної (широтної) зональності, провінціальності-фаціальності, вертикальної зональності, літогенної диференціації та топогенно-геохімічної спорідненості ґрунтів і ґрунтового покриву. Особливо виразно проявляється на карті ґрунтово-географічна провінціальність-фаціальність. Місцеві особливості кліматів, зумовлені передусім місцевими термодинамічними атмосферними процесами, є причиною ускладнення зональності ґрунтів на рівнинах і висотної поясності в горах, розвитку специфічних місцевих явищ, а в деяких випадках навіть формування особливих типів і підтипів ґрунтів та закономірностей їхнього поширення у межах ґрунтово-біокліматичних поясів. Очевидна також важлива роль некліматичних (переважно геолого-геоморфологічних) чинників у процесах формування особливостей регіонально-топологічної географії ґрунтів (для прикладу – Центральна і Південна Азія, Африка, Австралія тощо).

1.2.2. Ґрунтові карти України

Першу карту ґрунтів України було складено 1928 р. в масштабі 1 : 1000 000. На основі нових матеріалів ґрунтово-географічних досліджень 1935 р. складено оглядову ґрунтову карту України під редакцією О. М. Грінченка, Г. С. Гриня, М. К. Крупського. На основі узагальнення матеріалів ґрунтових обстежень попередніх років 1949 р. складено нову ґрунтову карту України, а 1951 р. до неї видано монографію „Почвы УССР” (Н. Б. Вернандер та ін.).

Протягом 1957–1961 рр. в Україні здійснено великомасштабні обстеження ґрунтів. Для кожного господарства складено ґрунтови карти в масштабі

1 : 10 000 і 1 : 25 000, районні ґрунтові карти масштабу 1 : 50 000 та ґрунтові карти областей масштабу 1 : 200 000 з пояснювальними записками до них. Узагальнивши матеріали виконаних великомасштабних обстежень ґрунтів, М. К. Крупський зі співробітниками 1972 р. видали нову карту ґрунтів України у масштабі 1 : 750 000. В оглядовому варіанті цю карту в масштабі 1 : 2 500 000 видано 1977 р. з вкладкою до „Атласа почв Украинской ССР” (1979). Як варіант навчальної оглядової карти ґрунтів України останню карту масштабу 1 : 4 500 000 поміщено у виданому 1999 р. „Атласі світу” (див. рис. 1.7, легенда до карти с. 33).

У зв'язку з виконанням у 70–80-х роках минулого сторіччя робіт з коригування матеріалів великомасштабного обстеження ґрунтів України 1957–1961 рр. та необхідністю уточнення їх класифікації, деталізації та уніфікації номенклатури опрацьовано і 1981 р. видано „Полевой определитель почв” (1981). У ньому містяться описи понад 1200 різновидів ґрунтів України. Подано повні номенклатурні назви ґрунтів відповідно до принципів класифікації і діагностики ґрунтів СРСР 1977 р. та з урахуванням їхніх зональних і фаціально-провінціальних особливостей у межах території України.

Аналіз змісту перелічених вище карт (зокрема, виданих в останні 20–30 роки) засвідчує значне різноманіття ґрунтів на території нашої країни. Сучасна номенклатура їх перевищує 1200 різновидів. Якщо врахувати ще поділ ґрунтів за гранулометричним складом, то кількість ґрунтових індивідуумів, вірогідно, зростає до декількох тисяч.

У поширенні ґрунтів на території України виразно простежується широтно-кліматична зональність на рівнинній частині і вертикальна поясність у гірських областях Карпат і Криму. В межах ґрунтово-географічних зон і підзон широтна зональність ускладнюється субмеридіональними фаціально-провінціальними відмінностями ґрунтів, зумовленими регіональними особливостями їхнього гідротермічного режиму внаслідок зменшення з заходу на схід ступеню атмосферного зволоження та посилення континентальності клімату. Констатована широтно- і висотно-зональна та фаціально-провінціальна неоднорідність ґрунтового покриву знайшла відображення на схемі агроґрунтово-географічного районування України, яку подано нижче (рис. 1.5).

У межах широтних зон і фаціальних провінцій України неоднорідність ґрунтового покриву зумовлюють головню некліматичні чинники ґрунтоутворення – рельєф, ґрунтоутворні породи, прояви гідро- і галоморфізму, зміни під впливом меліоративного освоєння тощо. У результаті найбільш неоднорідний і строкакий ґрунтовий покрив Полісся, де найнеоднорідніші геолого-геоморфологічні та гідролого-меліоративні умови. Значна неоднорідність ґрунтового покриву також у лісостеповій і сухостеповій зонах України. Водночас у межах чорноземного степу ґрунтовий покрив відносно нескладний, а часто й монотонний на обширних рівнинних просторах, де поширені винятково лесові ґрунтоутворні породи.



Уточнення, на нашу думку, потребують межі поширення темно-каштанових і каштанових ґрунтів на півдні України, які на ґрунтових картах виділено неширокою смугою у приморській зоні східніше Одеси. Виконані протягом 1978–1980 рр. спеціальні ґрунтово-генетичні дослідження [Тоголев І. М., Біланчин Я. М., 1988] засвідчили відсутність темно-каштанових ґрунтів у межах приморської зони Одеської області і домінування тут у ґрунтовому покриві чорноземів південних залишково-солонцюватих, типових для південнестепової підзони України. І лише в приморській зоні східніше Тилігульського лиману, що вже у межах Миколаївської області, ґрунти морфологічно вирізняються зменшенням потужності гумусового горизонту та вмісту гумусу у верхньому горизонті, різким зменшенням гумусованості з глибиною по профілю, засоленістю ґрунтоутворної породи. Це й дало підстави діагностувати ґрунти східніше Тилігульського лиману як темно-каштанові, типові для сухостепової зони півдня України.

Зазначимо також, що і на схемах фізико-географічного районування України останніх років [П. Г. Шищенко, 1998 та 2003; А. І. Кривульченко, 2001] західну межу сухостепової зони (підзони) України з домінуючими у ґрунтовому покриві темно-каштановими і каштановими ґрунтами також проведено східніше Тилігульського лиману.

1.3. Ґрунтово-географічне районування світу та України

Особливим напрямом географії ґрунтів, що традиційно розвивається у вітчизняній науці, є *ґрунтово-географічне районування* (ГРР) країни і світу. Формування принципів районування започаткував В. В. Докучаєв, який обґрунтував виокремлення ґрунтово-географічних зон північної півкулі. У подальші роки розвиток методології і практики ГРР пов'язаний з іменами Л. І. Прасолова, М. М. Розова, Д. Г. Віленського, М. А. Глазовської, Г. В. Добровольського, а в Україні – Н. Б. Вернандер, М. К. Крупського, Г. С. Гриня, М. І. Полупана та інших географів-ґрунтознавців.

1.3.1. Основи ґрунтово-географічного районування

Мета *ґрунтово-географічного районування* – встановлення зв'язків ґрунтів і ґрунтового покриву певної території з її природно-екологічними умовами та виокремлення територій, однотипних за складом і структурою ґрунтового покриву, сукупністю чинників ґрунтоутворення, можливістю й ефективністю господарського використання ґрунтів.

При ГРР ґрунти розглядають як компонент природно-територіальних комплексів і визначають їхній зв'язок з природно-екологічними умовами. В основі ГРР лежить аналіз ґрунтових і комплексу спеціальних карт – геологічних, геоморфологічних, ландшафтних, кліматичних і геоботанічних. На відміну від звичайних ґрунтових карт, які фіксують розподіл певних різновидів ґрунтів, їхніх комплексів і поєднань на тій чи іншій території, карти ГРР віддзеркалюють в узагальненому

вигляді картину природної диференціації ґрунтового покриву залежно від умов і чинників природно-географічного середовища. У зв'язку з цим кожна схема ГґР засвідчує й детальність вивчення ґрунтів і ґрунтового покриву території, повноту врахування особливостей та умов ґрунтоутворення і закономірностей географії ґрунтів. При розробленні схеми ґрунтово-географічного районування СРСР [Іванова Є. М., Розов М. М., 1962; Добровольський Г. В., Урусевська І. С., 2004], України [Гринь Г. С., Крупський М. К., 1969; Платонова Г. Ю., 1989; Бреус Н. М., Полупан М. І., 1989] та світу [Розов М. М., Строганова М. Н., 1979] було прийнято таку схему таксономічних одиниць районування, яка відображає відповідний рівень організації структур ґрунтового покриву:

- ґрунтово-біокліматичний пояс, що є сукупністю ґрунтових широтних і вертикальних (гірських) зон, об'єднаних подібністю радіаційних і термічних умов;
- ґрунтово-біокліматична область як сукупність ґрунтових широтних і вертикальних зон, що мають подібні не лише радіаційні і термічні умови, а й характер зволоження та континентальності клімату;
- ґрунтова зона виокремлюється як ареал поширення зонального ґрунтового типу і супутніх інтразональних (переважно напівгідроморфних і гідроморфних) ґрунтів;
- гірська ґрунтова провінція як ареал певної сукупності генетично споріднених вертикальних ґрунтових зон залежно від положення гірської країни чи області в системі ґрунтово-біокліматичних поясів і областей та особливостей орографії (за своїм таксономічним положенням у системі районування гірська провінція аналогічна ґрунтовій зоні на рівнині);
- ґрунтова підзона – це частина ґрунтової зони, на території якої поширені певні зонально-підзональні та супутні інтразональні підтипи ґрунтів;
- ґрунтова провінція як частина ґрунтової зони або підзони, що виокремлюється специфічними особливостями ґрунтів за ступенем зволоження і континентальності клімату в широтному відрізку ґрунтової зони чи температурного режиму в меридіональному відрізку зони. Кожна провінція виділяється за переважаючими в ній фаціальними підтипами зональних ґрунтів, основними показниками атмосферного і ґрунтового клімату, властивостями і режимами ґрунтів.

Отже, у виокремленні перелічених одиниць ГґР проявляється головним чином різний енергетичний рівень ґрунтоутворного процесу, що визначається переважно прямим чи опосередкованим впливом кліматичних (гідротермічних) умов ґрунтоутворення. При виокремленні нижчих таксономічних одиниць ґрунтово-географічного районування – ґрунтових округів і ґрунтових районів – провідну роль відіграють місцеві літолого-геоморфологічні умови. Вони й визначають топографію ґрунтів, формуючи певні типи ґрунтових комбінацій і структури ґрунтового покриву залежно від морфології і морфометрії рельєфу та літолого-хімічних особливостей ґрунтоутворних порід.



1.3.2. Ґрунто-географічне районування світу

Схема ґрунто-географічного районування світу (рис. 1.3) із виділенням ґрунто-біокліматичних поясів та областей складена М. М. Розовим і М. М. Строгановою 1979 р. При розробленні схеми районування узагальнено матеріали вітчизняних і зарубіжних ґрунтознавців та географів з дослідження і картографування ґрунтів світу, умов їхнього формування та закономірностей поширення.

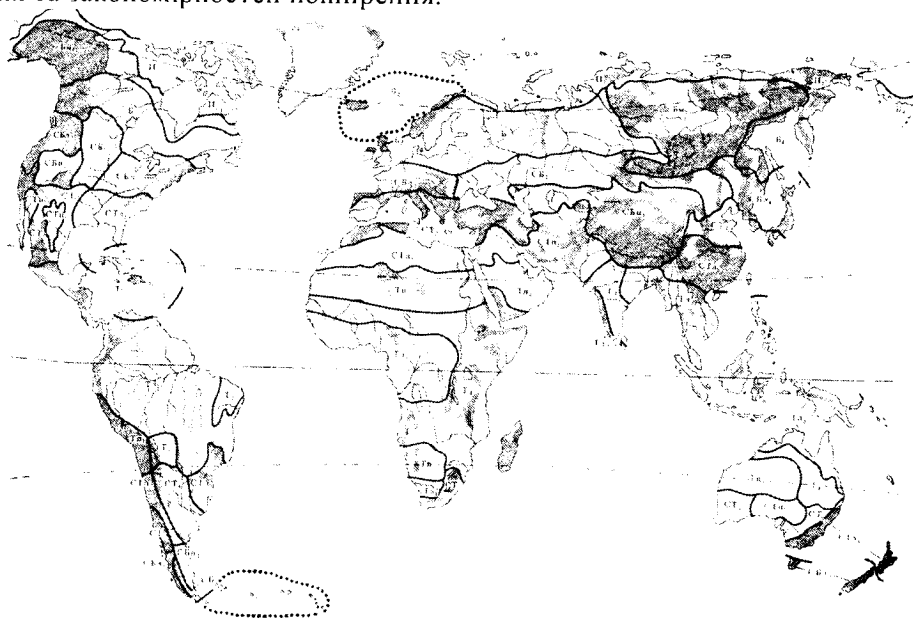


Рис. 1.3. Схема ґрунто-біокліматичних поясів та областей світу (за М. М. Розовим та М. М. Строгановою, 1979).

Полярні – П – пояси: П₁ – Північноамериканська, П₂ – Євразійська області. **Бореальні – Б – пояси:** *Бореальні тайгово-лісові* – Б₁ – Північноамериканська, Б₂ – Ісландсько-Норвезька, Б₃ – Європейсько-Сибірська, Б₄ – Берінгово-Охотська, Б₅ – Вогняноземельська; *Бореальні мерзотно-тайгові* – Бм₁ – Північноамериканська, Бм₂ – Східносибірська області. **Суббореальні – СБ – пояси:** *Суббореальні лісові* – СБ₁ – Північноамериканська східна, СБ₂ – Північноамериканська західна, СБ₃ – Західноєвропейська, СБ₄ – Східноазійська, СБ₅ – Південноамериканська, СБ₆ – Новоzeландсько-Тасманська області; *Суббореальні степові* – СБ₇ – Північноамериканська, СБ₈ – Євразійська, СБ₉ – Південноамериканська; *Суббореальні пустельні й напівпустельні* – СБ₁₀ – Центральноазійська, СБ₁₁ – Північноамериканська, СБ₁₂ – Південноамериканська області. **Субтропічні – СТ – пояси:** *Субтропічні вологолісові* – СТ₁ – Північноамериканська, СТ₂ – Східноазійська, СТ₃ – Південноамериканська, СТ₄ – Австралійська області; *Субтропічні посушливі* – СТ₅ – Північноамериканська, СТ₆ – Середземноморська, СТ₇ – Східноазійська, СТ₈ – Південноамериканська, СТ₉ – Південноафриканська, СТ₁₀ – Австралійська області; *Субтропічні пустельні й напівпустельні* – СТ₁₁ – Північноамериканська, СТ₁₂ – Афро-Азійська, СТ₁₃ – Південноамериканська, СТ₁₄ – Південноафриканська, СТ₁₅ – Австралійська області. **Екваторіально-тропічний – Т – пояс:** *Екваторіально-тропічні вологолісові* – Т₁ – Американська, Т₂ – Африканська, Т₃ – Австрало-Азійська області; *Тропічні савани* – Т₄ – Центральноамериканська, Т₅ – Південноамериканська, Т₆ – Афро-Азійська, Т₇ – Австралійська області; *Тропічні пустельні й напівпустельні* – Т₈ – Південноамериканська, Т₉ – Афро-Азійська, Т₁₀ – Південноафриканська, Т₁₁ – Австралійська області



Схема ґрунтового-географічного районування світу та складені на її основі таблиці 1.1 і 1.2 дають змогу оцінити загалом географію ґрунтового покриву й основних типів ґрунтів, якість земельних ресурсів суші та шляхи їхнього раціонального використання й охорони в розрізі ґрунтового-біокліматичних поясів і ґрунтового-біокліматичних областей.

Таблиця 1.1

Розподіл ґрунтового покриву земної суші за ґрунтового-біокліматичними поясами й областями, % (за М. Розовим та М. Строгановою, 1979)

| Пояси | Області | | | |
|-------------------------|------------------|-----------|---------------|--------|
| | вологі (гумідні) | перехідні | сухі (аридні) | всього |
| Екваторіально-тропічний | 20 | 13 | 9 | 42 |
| Субтропічні | 5 | 6 | 9 | 20 |
| Суббореальні | 4 | 6 | 6 | 16 |
| Бореальні | 18 | – | – | 18 |
| Полярні | 4 | – | – | 4 |
| Разом | 51 | 25 | 24 | 100 |

Таблиця 1.2

Ґрунтового-біокліматичні області та основні типи ґрунтів світу (за М. Розовим та М. Строгановою, 1979)

| Області та основні типи ґрунтів | Загальна площа | Оброблювані землі | Кормові угіддя | Ліси |
|---|-----------------------------|-------------------|----------------|------------|
| | млрд га / % від усієї площі | | | |
| Екваторіально-тропічні вологі – червоно-жовті і червоні фералітні | 2,59/19,42 | 0,19/13,19 | 0,23/10,46 | 1,12/30,27 |
| Тропічні посушливі і сухі – коричнево-червоні і червоно-бурі | 1,74/13,04 | 0,22/15,28 | 0,21/9,55 | 0,38/10,27 |
| Тропічні напівпустельні та пустельні – червонувато-бурі та інші | 1,30/9,75 | 0,01/0,69 | 0,31/14,09 | – |
| Субтропічні вологі – червоноземи і жовтоземи | 0,66/4,95 | 0,13/9,03 | 0,05/2,27 | 0,30/8,11 |
| Субтропічні посушливі та сухі – коричневі та сіро-коричневі | 0,86/6,45 | 0,22/15,28 | 0,17/7,73 | 0,21/5,68 |
| Субтропічні напівпустельні та пустельні – сіроземи та інші | 1,06/7,94 | 0,08/5,56 | 0,27/12,27 | 0,02/0,54 |
| Суббореальні вологі – бурі лісові | 0,60/4,50 | 0,20/13,89 | 0,06/2,73 | 0,24/6,49 |
| Суббореальні посушливі та сухі – чорноземи і каштанові | 0,79/5,92 | 0,25/17,36 | 0,20/9,09 | 0,04/1,08 |
| Суббореальні напівпустельні і пустельні – бурі, сіро-бурі та інші | 0,79/5,92 | 0,01/0,69 | 0,24/10,91 | – |
| Бореальні тайгово-лісові – підзолисті і дерново-підзолисті | 1,54/11,54 | 0,13/9,03 | 0,14/6,36 | 0,80/21,62 |
| Бореальні мерзлотно-тайгові – мерзлотно-тайгові та інші | 0,84/6,30 | – | 0,05/2,27 | 0,56/15,14 |
| Полярні – тундрові й арктичні | 0,57/4,27 | – | 0,27/12,27 | 0,03/0,81 |
| Усього | 13,34/100 | 1,44/100 | 2,20/100 | 3,70/100 |



Рис. 1.4. Ґрунтово-географічне районування України (за Г. Ю. Платоновою, 1989)

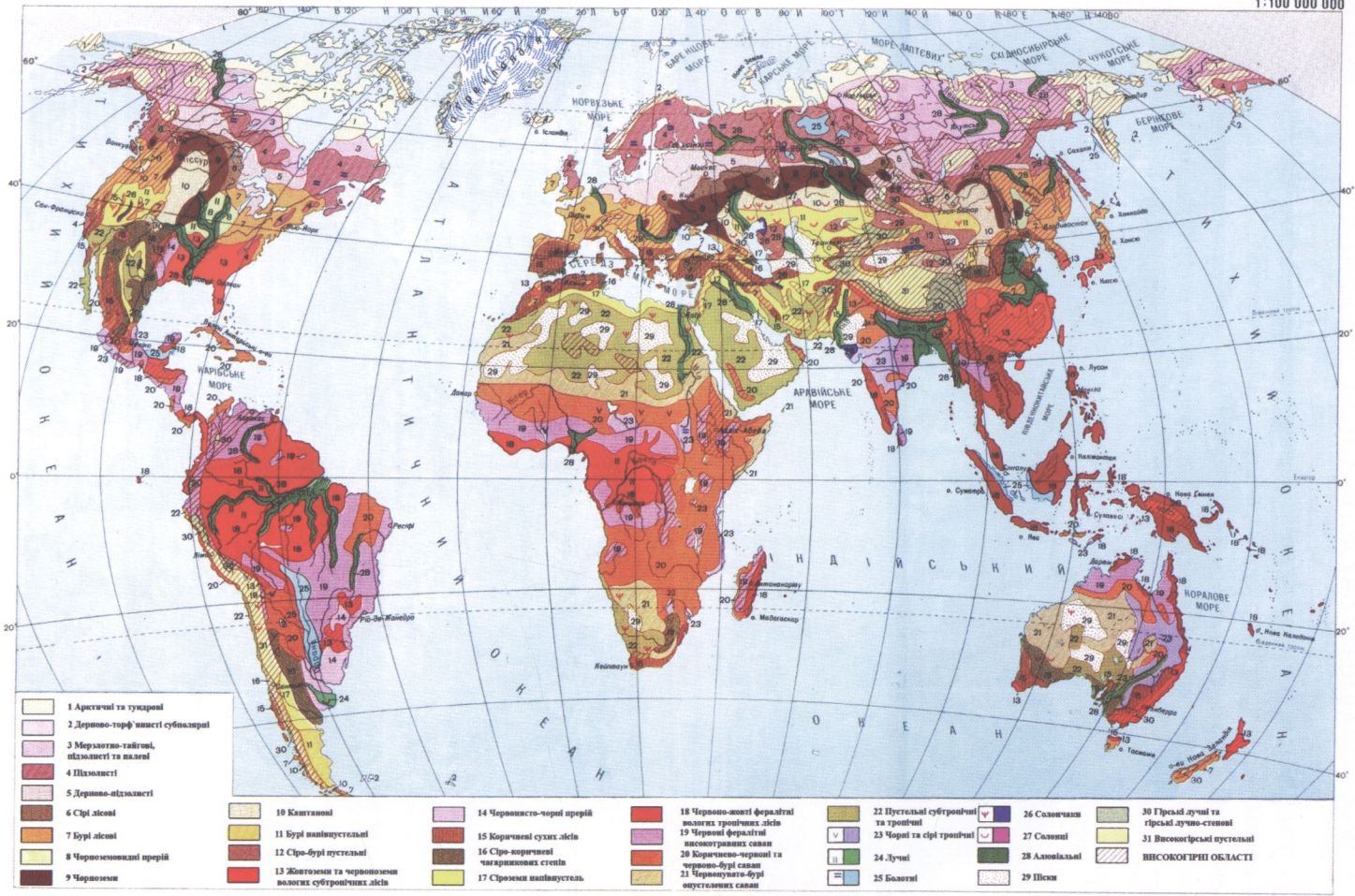


Рис. 1.6. Ґрунти світу



Рис. 1.5. Агроґрунтове районування України (за Н. М. Бреус та М. І. Полупаном, 1989)

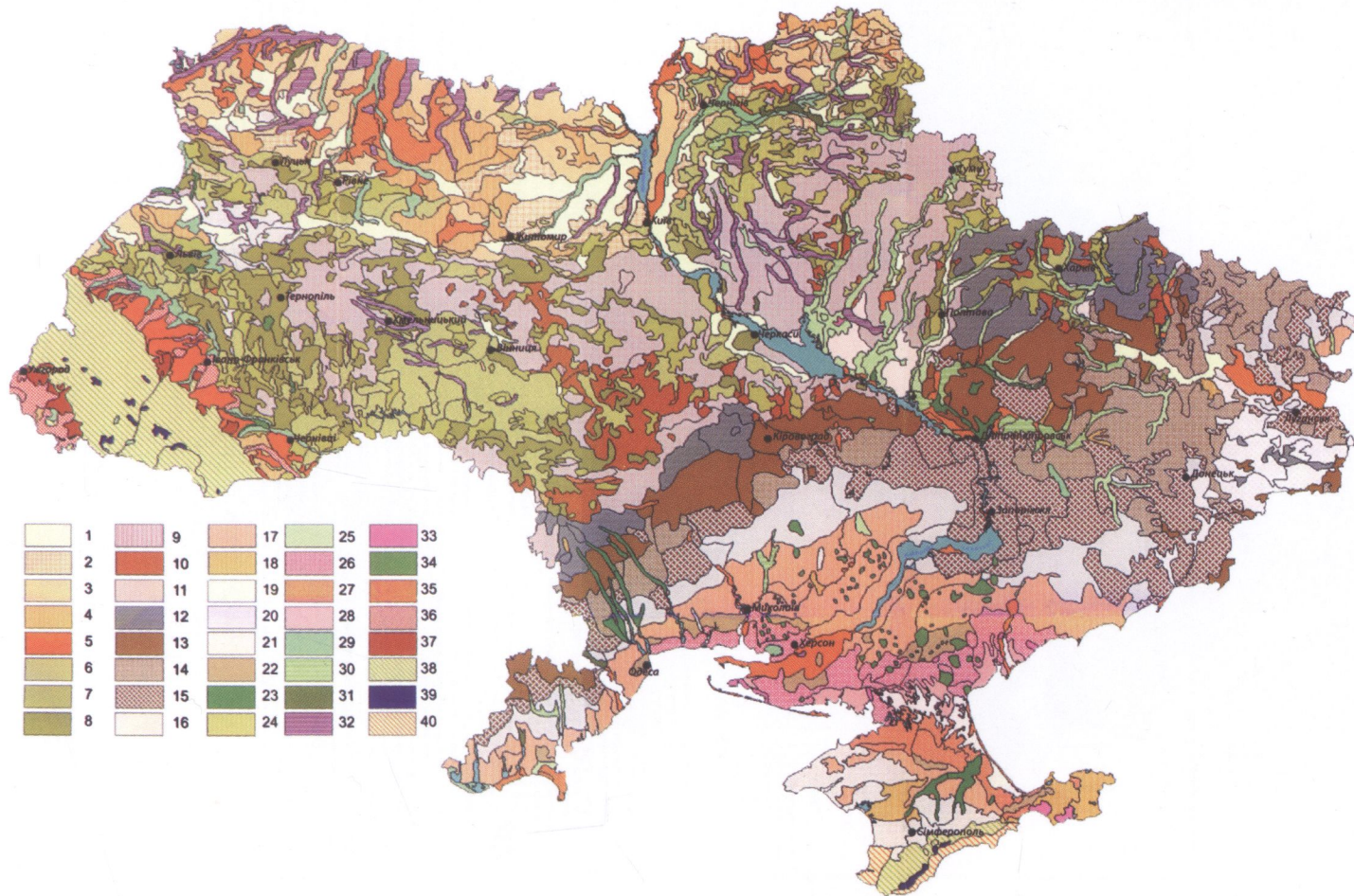


Рис. 1.7. Ґрунти України (за основу взято карту ґрунтів України (М 1: 2500 000), 1977 р., під редакцією М. К. Крупського)



ЛЕГЕНДА ДО КАРТИ ҐРУНТІВ УКРАЇНИ

| Номер на карті | Назва ґрунту |
|----------------|--|
| 1 | Дерново-слабопідзолисті піщані та глинисто-піщані |
| 2 | Дерново-середньопідзолисті сугищані |
| 3 | Дерново-слабопідзолисті піщані та глинисто-піщані |
| 4 | Дерново-середньопідзолисті сугищані |
| 5 | Дерново-середньо та сильнопідзолисті поверхнево-огієсні (Передкарпаття) |
| 6 | Ясно-сірі та сірі опідзолені ґрунти |
| 7 | Темно-сірі опідзолені |
| 8 | Чорноземні опідзолені |
| 9 | Темно-сірі реградовані |
| 10 | Чорноземні реградовані |
| 11 | Чорноземні типові малоґумусні та слабоґумусні |
| 12 | Чорноземні типові середньоґумусні |
| 13 | Чорноземні звичайні мало- та середньоґумусні глибокі та ті самі міцелярно-карбонатні |
| 14 | Чорноземні звичайні середньоґумусні |
| 15 | Чорноземні звичайні малоґумусні та ті самі міцелярно-карбонатні |
| 16 | Чорноземні звичайні малоґумусні неглибокі та ті самі міцелярно-карбонатні |
| 17 | Чорноземні південні малоґумусні та слабоґумусовані та ті самі міцелярно-карбонатні |
| 18 | Чорноземні переважно солонцюваті на важких глинах |
| 19 | Чорноземні та дернові ґрунти щебенюваті на елювії цілних безкарбонатних порід (пісковиків та сланців) |
| 20 | Чорноземні та дернові ґрунти щебенюваті на елювії цілних карбонатних порід (мергелю, крейди, вапняку) |
| 21 | Чорноземні типові залишково солонцюваті |
| 22 | Чорноземні південні залишково солонцюваті |
| 23 | Лучно-чорноземні |
| 24 | Лучно-чорноземні поверхнево солонцюваті |
| 25 | Лучно-чорноземні глибоко солонцюваті |
| 26 | Темно-каштанові залишково солонцюваті |
| 27 | Темно-каштанові солонцюваті |
| 28 | Каштанові солонцюваті |
| 29 | Лучні |
| 30 | Лучні солонцюваті |
| 31 | Лучно-болотні та болотні |
| 32 | Торфово-болотні ґрунти та торфовища низинні |
| 33 | Солонці переважно солончакові |
| 34 | Лучно-чорноземні та дернові осолоділі глейові ґрунти та солоди |
| 35 | Дернові переважно огієсні піщані, глинисто-піщані та сугищані ґрунти в комплексі зі слабоґумусованими пісками |
| 35К | Дернові піщані та глинисто-піщані переважно неогієсні ґрунти в комплексі зі слабоґумусованими пісками та чорноземними піщаними ґрунтами, місцями з кучугурним рельєфом |
| 36 | Дернові опідзолені суглинкові ґрунти та огієсні їх види |
| 37 | Буроземно-підзолисті ґрунти та поверхнево огієсні їх види |
| 38 | Бурі гірсько-лісові щебенюваті та дерново-буроземні ґрунти в комплексі з огієсними їх відмінами |
| 39 | Дерново-буроземні та гірсько-лучні ґрунти |
| 40 | Коричневі гірські щебенюваті ґрунти |



Із поданих даних бачимо, що майже половину (42%) всієї площі ґрунтового покриву земної суші займає екваторіально-тропічний пояс. До того ж, більша частина площі поясу розташована в областях гумідного і перехідного клімату. Ця обставина визначає виняткову значимість ґрунтів екваторіально-тропічного поясу в загальному земельному фонді Землі, особливо на перспективу, оскільки в землеробському використанні тут перебуває менше 8% площі ґрунтів поясу. Сьогодні найосвоєнішими для землеробства (від 20–25 до 31–33%) є ґрунти вологих (гумідних) та помірно сухих кліматичних областей суббореального і субтропічного поясів (чорноземи і каштанові, бурі лісові, коричневі та сірокоричневі, червоноземи і жовтоземи).

1.3.3. Ґрунтово-географічне та агроґрунтове районування України

Вперше ґрунтово-географічне районування території України виконано 1962 р. при складанні карти районування СРСР, наступне – у зв'язку з розробленням карти ґрунтово-географічного районування СРСР для вищої школи масштабу 1 : 8 000 000 1980 р. [Добровольський Г. В., Урусевська І. С., 2004]. У подальші роки проведено уточнення схеми ГПР території України, яку в оновленому варіанті поміщено в першому томі Географічної енциклопедії України [Платонова Г. Ю., 1989]. На всіх схемах районування території України застосовано традиційну систему таксономічних одиниць – ґрунтово-біокліматичний пояс, ґрунтово-біокліматична область, ґрунтова зона, гірська ґрунтова провінція, ґрунтова підзона (рис. 1.4).

Згідно зі схемою ґрунтово-географічного районування, територія України розташована в бореальному, суббореальному та субтропічному помірно теплому поясах. У межах цих поясів виокремлено такі ґрунтово-біокліматичні області: Центральна тайгово-лісова бореального поясу, Центральна лісостепова і степова та Західна буроземно-лісова суббореального поясу, Південнобережна кримська ксерофітні-лісова субтропічного поясу. В межах областей виокремлено традиційні ґрунтово-географічні широтні зони і підзони, а в гірських областях Карпат і Криму – гірські ґрунтові провінції.

На основі матеріалів великомасштабного обстеження ґрунтів України 1957–1961 рр. співробітниками Українського науково-дослідного інституту ґрунтознавства та агрохімії ім. О. Н. Соколовського 1969 р. складено карту-схему *агроґрунтового районування* (АґР) України [Гринь Г. С., Крупський М. К., 1969]. Оновлений у наступні роки варіант цієї карти поміщений у першому томі Географічної енциклопедії України. Завдання АґР полягає у поділі території за ознаками подібності у ґрунтовому покритті з урахуванням усього комплексу природно-географічних умов і чинників (клімату, рельєфу, рослинного і тваринного світу, ґрунтоутворних і підстилаючих порід, природних вод), важливих для сільськогосподарського виробництва (рис. 1.5).

Проведення АґР передбачає також аналіз властивостей ґрунтів та їхнього використання, оцінку рівня родючості, обґрунтування комплексу заходів з охо-



рони та підвищення продуктивності. В основу АґР України покладено принципи ГґР, дещо деталізовані відповідно до регіональних особливостей умов ґрунтоутворення, властивостей ґрунтів і структури ґрунтового покриву. В процесі проведення районування використовували ґрунтові карти різного масштабу, схеми компонентних (кліматичного, геоморфологічного, геоботанічного тощо) і комплексного фізико-географічного районувань, результати оцінки ґрунтів і земель, матеріали зі спеціалізації та ефективності сільськогосподарського виробництва.

У результаті АґР на території України виділено такі таксономічні одиниці:

- агроґрунтові області як сукупність ґрунтових структур у межах поясу з подібними радіаційними і термічними режимами, умовами зволоження і континентальності клімату, які зумовлюють особливості ґрунтоутворення, розвитку рослинності та ведення землеробства. Виділені ті ж чотири області, що і на схемі ГґР України – Центральну тайгово-лісову бореального поясу, Центральну лісостепову і степову та Західну буроземно-лісову суббореального поясу, Південнобережну кримську ксерофітно-лісову субтропічного поясу;
- агроґрунтові зони на рівнинній частині території України, які характеризуються однотипними фізико-географічними умовами, певною макроструктурою ґрунтового покриву і зональними типами ґрунтів – Поліську, лісостепову, степову та сухостепову зони;
- вертикальні агроґрунтові зони у гірських областях Карпат і Криму – по п'ять вертикальних зон у кожній з гірських областей;
- агроґрунтові підзони у межах степової зони України з переважанням того чи іншого підтипу зональних чорноземних ґрунтів – північностепову підзону чорноземів звичайних і південностепову підзону чорноземів південних;
- агроґрунтові провінції у межах агроґрунтових зон і підзон, котрим властиві певні особливості ґрунтоутворення, зумовлені місцевими особливостями гідротермічного режиму ґрунтів і континентальності клімату. Всього на території України виокремлено 18 агроґрунтових провінцій, зокрема у Поліській зоні – 4, лісостеповій – 4, степовій – 8 і сухостеповій – 2 провінції;
- агроґрунтові райони в межах агроґрунтових провінцій, які характеризуються однотипним рельєфом та однорідним покривом ґрунтоутворних порід, майже однорідним ґрунтовим покривом. На території України виокремлено понад 140 агроґрунтових районів [Бреус Н. М., Полупан М. І., 1989];
- у випадку неоднорідності ґрунтового покриву території в межах агроґрунтового району виокремлюють підрайони та мікрорайони.

Агроґрунтове районування України має важливе значення для визначення агроресурсного потенціалу території та спеціалізації сільськогосподарського виробництва, обґрунтування системи агро меліоративних заходів з охорони та підвищення продуктивності ґрунтів і земель.



Контрольні запитання і завдання

1. Назвіть основні закони географії ґрунтів і розкрийте їх суть.
2. У чому полягають фаціальні особливості поширення ґрунтів?
3. Охарактеризуйте закономірності поширення ґрунтів у гірських системах.
4. У чому полягає літогенна дивергенція ґрунтів і ґрунтового покриву?
5. Охарактеризуйте зміст ґрунтових карт світу.
6. Проаналізуйте стан ґрунтово-географічних досліджень в Україні.
7. У чому полягає широтна кліматична зональність і вертикальна поясність ґрунтів України?
8. Які принципи покладено в основу ґрунтово-географічного районування?
9. Які особливості покладено в основу ґрунтово-географічного й агроґрунтового районування України?
10. Назвіть таксономічні одиниці агроґрунтового районування України.
11. Як використовують матеріали великомасштабних обстежень ґрунтів України?

Література

1. Атлас почв Украинской ССР / [под ред. Н. К. Крупского, Н. И. Полупана]. – К. : Урожай, 1979. – 145 с.
2. Атлас світу. – К. : Картографія, 1999. – 216 с.
3. Бреус Н. М. Агроґрунтове районування / Н. М. Бреус, М. І. Полупан // Географічна енциклопедія України : В 3 т. – К. : УРЕ, 1989. – Т. 1. – С. 12–13.
4. Глазовская М. А. География почв с основами почвоведения / М. А. Глазовская, А. Н. Геннадиев. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1995. – 400 с.
5. Гоголев И. Н. Использование земельных ресурсов / И. Н. Гоголев, Я. М. Биланчин // Лиманно-устьевые комплексы Причерноморья. – Ленинград : Наука, 1988. – С. 87–94.
6. Гринь Г. С. Принципи агроґрунтового районування Української РСР / Г. С. Гринь, М. К. Крупський // Агроґрунтове районування України. – К. : Урожай, 1969. – С. 3–26.
7. Добровольский Г. В. География почв / Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1984. – 416 с.
8. Докучаев В. В. К учению о зонах природы / В. В. Докучаев // Избранные сочинения. – М. : Госсельхозиздат, 1949. – Т. III. – С. 317–329.
9. Классификация и диагностика почв СССР / [В. В. Егоров, В. М. Фридлянд, Е. Н. Егорова и др.]. – М. : Колос, 1977. – 224 с.
10. Кривульченко А. І. Сухостепові ландшафтні комплекси: поширення та систематика / А. І. Кривульченко // Укр. геогр. журнал. – 2001. – № 2. – С. 22–27.
11. Платонова Г. Ю. Ґрунтово-географічне районування / Г. Ю. Платонова // Географічна енциклопедія України: В 3 – х томах. – К. : УРЕ, 1989. – Т. 1. – С. 300–301.
12. Полевый определитель почв / [под ред. Н. И. Полупана, Б. С. Носко, В. П. Кузьмичева]. – К. : Урожай, 191. – 320 с.
13. Почвенно-географическое районирование СССР (в связи с сельскохозяйственным использованием земель) / [под ред. Е. Н. Ивановой, Н. Н. Розова, Д. М. Шашко]. – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – 422 с.
14. Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара / Б. Г. Розанов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1977. – 248 с.
15. Розов Н. Н. Почвенный покров мира / Н. Н. Розов, М. Н. Строганова. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1979. – 290 с.
16. Шищенко П. Г. Фізико-географічне районування України. Масштаб 1 : 6 000 000 / П. Г. Шищенко // Україна. Навчальний атлас. – К. : Картографія, 1998. – С. 50.

Розділ 2

ГРУНТИ АРКТИЧНОЇ ЗОНИ

Арктична зона включає острови Північного Льодовитого океану, розташовані північніше 75° пн. ш.: Шпіцберген, Землю Франца-Йосифа, Північну Землю, північну частину Новосибірських островів і півострова Таймир, окремі острови Канадського архіпелагу (Прінс-Патрік, Мелвіл, Маккензі-Кінг, Батерст та інші), значну частину Землі Баффіна, північну частину Гренландії.

В Антарктиді полярні пустельні ґрунти поширені фрагментарно, в межах окремих розрізнених, вільних від льоду оазисів прибережної частини континенту. Оазиси займають лише 0,06% від площі Антарктиди. Площі окремих оазисів коливаються від декількох десятків до сотень квадратних кілометрів. Найбільшими за площею з них є оазиси Бангера, Вікторії, Тейлор-Росса, Абляційний, Тангера, Вестфолль, Еймері, Райта.

2.1. Умови ґрунтотворення

Суттєвою особливістю арктичної зони є значне поширення сучасного зледеніння. Льодовиками покрито близько 30% площі всіх островів.

Клімат арктичної зони дуже суворий, холодний, радіаційний баланс не більший 6 ккал (25 кДж)/см² в рік. Середня річна температура становить від -10°C до -14°C, зимові температури – від -25°C до -31°C. Влітку середньодобова температура не перевищує +5°C. Безморозний період триває всього 12–14 днів у році. Кількість опадів невелика (приблизно 150 мм), випадають вони здебільшого у вигляді снігу навіть влітку. Сніговий покрив малопотужний, а на підвищених елементах рельєфу повністю здувається вітром. Повсюдно поширена багаторічна мерзлота, потужність якої вимірюється сотнями метрів.

Для рельєфу арктичної зони характерні льодовикові й абляційні форми. Ґрунтотворення переважно розвивається у вузьких пергляціальних зонах між краями льодовика і береговою лінією на низовинах, нагірних і морських терасах.

У складі ґрунтотворних порід переважають щебенюваті елювіально-солифлюкційні, морські, часто засолені, і льодовикові відклади. У результаті морозного вивітрювання поверхня ґрунтів розтріскується на багатокутники-полігони. Тріщини поступово перетворюються в пониження, створюючи нерівності мікрорельєфу. На щебенюватих і кам'янистих породах у результаті виморожування на поверхні накопичується щебенюватий матеріал.

Суттєвий вплив на ґрунтотворення у цій зоні має імпульверизація солей з моря і сильні вітри, які сприяють засоленню та окарбоначенню ґрунтів.

Рослинність арктичної зони доволі розріджена і бідна за флористичним складом. Переважають мохи і лишайники. У найбільш суворих районах окремі куртини рослинності займають 5–10% площі, а в південній частині зони рослинність покриває 50–60% поверхні, простягаючись вздовж тріщин смугами. На поверхні полігонів розвинуті синьо-зелені водорості.

Загальні запаси повітряно-сухої фітомаси сягають 15,8 ц/га, в її складі переважає надземна частина.

На фоні низької енергетики ґрунтотворення в зоні незначні локальні зміни умов суттєво впливають на тип ґрунтотворення, збільшуючи дивергенцію ґрунтів і ґрунтового покриву. Це є характерною рисою ґрунтотворення у високих широтах.

Оазиси Антарктиди отримують малу кількість опадів, що зумовлено низькою абсолютною вологістю повітря через низькі температури, а також стокові вітри, що дують з високих льодовикових поверхонь. Кількість опадів в оазисі Бангера становить 62 мм за рік, в оазисі Райта на Землі Вікторії коливається від 300 мм у прибережній частині до 80 мм у внутрішніх, більш сухих областях; опади, які випадають навіть влітку у вигляді снігу, переважно випаровуються.

Рослинний покрив оазисів дуже бідний. Більша частина поверхні скель і кам'янистих розсіпів оголена. На скелях місцями поселяються різні види накипних і куцистих лишайників, літофільних мохів. На дрібноземному субстраті – моренах, флювіогляціальних і озерних відкладах – мохи поселяються частіше. У тріщинах скель, на дрібноземному субстраті флора представлена колоніями зелених і синьо-зелених водоростей. Найбільше мохів і лишайників у місцях поселень пінгвінів і лігвищ тюленів у прибережній і острівній частинах Антарктиди. На пінгвінячих базарах поверхня скель і дрібноземних продуктів вивітрювання покрита органічним шаром товщиною у декілька сантиметрів – суміш гуано, підстилки з пір'я і пуху та мінеральних частинок. На такому органічному субстраті добре приживаються мохи і лишайники. Вміст органічної речовини під подушками лишайників на о. Хосуел становить близько 10%. У дрібноземі під мохами і на старих пінгвінячих базарах, складених переважно мінеральним грубогравійним матеріалом, вміст гумусу становить близько 0,4–0,8%.



Сильно збагачені на органічні речовини донні відклади мілких пересихаючих прісних і солоних озер. Їхні води багаті на синьо-зелені та діатомові водорості. При їхньому відмиранні на дні утворюється товща сапропелю потужністю 15–25 см, який поступово гуміфікується і мінералізується. Так, в солончакових ґрунтах по берегах гірко-солоного озера в оазисі Бангера вміст гумусу становить 6,9%.

На більшій частині оазисів Антарктиди, з бідною рослинністю чи без неї, на перше місце виступають процеси акумуляції різного роду продуктів вивітрювання і ґрунтоутворення.

2.2. Арктичні ґрунти (*Leptic Cryosols, Gelic Regosols, Gelic Leptosols*)

Арктичні ґрунти с характерним типом ґрунтів для арктичної ландшафтно-географічної зони. Арктичні ґрунти – це добре дреновані ґрунти Арктики і Антарктики.

У розвитку арктичних ґрунтів важливу роль відіграє мерзлота, яка визначає інтенсивність вивітрювання, температурний і водний режими ґрунтів і підґрунтя. Сезонне відтаювання має короткий період – 1,5–2 місяці і поширюється на невелику глибину – до 30–50 см. При цьому температура діяльного шару ґрунту близька до 0°C. Тому біо- та геохімічні процеси сповільнені, а з кінця серпня і до початку липня практично відсутні [І. С., Михайлов, 1962].

Ґрунти арктичних пустель формуються переважно на ділянках з дрібноземом і здебільшого фрагментарно і комплексно, що зумовлено комплексністю рослинності, яка розвивається вибірково відповідно до умов рельєфу, експозиції, характеру материнських порід. Окрім комплексності, простежується тут і полігональність – ґрунти розбиті вертикальними морозобійними тріщинами шириною до 2 см. Ґрунтовий профіль арктичних ґрунтів вкорочений (40–50 см), при цьому потужність його часто змінюється з вклинюванням окремих горизонтів. У ґрунтах арктичних пустель відсутній горизонт кислої підстилки *Ho*. Ілювіальний горизонт виражений слабо, інколи він зовсім відсутній. Для ґрунтів характерна значна скелетність, відсутність ознак оглеєння, накопичення оксидів феруму у верхніх горизонтах, слабо виражене переміщення речовини по профілю, інколи воно зовсім відсутнє (фото 1).

Вперше тип ґрунтів арктичних пустель виокремлено Є. М. Івановою (1956). Вагомий внесок у дослідження ґрунтів арктичних пустель зробили Б. Н. Городкова (1939), Ю. А. Ліверовський (1964), І. С. Михайлов (1960, 1970), Л. С. Говоруха (1962), В. О. Таргульян, Н.А. Караваєва (1964), М. А. Глазовська (1958), Дж. Тедроу (1975).

Арктичні ґрунти поділяють на два підтипи: *арктичні пустельні й арктичні типові гумусні*. Сучасний рівень вивченості цих ґрунтів дає змогу в межах підтипу арктичних пустельних ґрунтів виокремити два роди: а) насичені; б) карбонатні та засолені.

Арктичні пустельні ґрунти (Leptic Cryosols) характерні для супераридної (до 100 мм опадів) і ультрахолодної частини Арктики. Формуються під сильно-розрідженим рослинним покривом (рослини на віддалі декількох метрів одна від одної) у вигляді куртин з мохів і лишайників з поодинокими екземплярами квіткових рослин (фото 1). Значні площі тут займають щебенюваті елювіально-делювіальні відклади, кам'янисті розсипи, солові піски. Поверхня арктичних пустельних ґрунтів покрита щебенювано-кам'янистим панциром. Ґрунтовий профіль ґрунтів має таку будову [Глазовська М. А., 1973].

H_{CaCO_3} – гумусовий горизонт потужністю 12–15 см, світло-сірого кольору, без вираженої структури, легкого гранулометричного складу. Корінців рослин мало. На нижній поверхні щебеню, який трапляється в цьому горизонті, наявні карбонатні кірки.

I_{CaCO_3} – ілювіальний карбонатний горизонт, сягає глибини 35 см, яскраво-коричневого забарвлення, насичений щебенем і гравієм, легкого гранулометричного складу, трохи ущільнений, з рясними карбонатними кірками на щебені і пухкими новоутвореннями карбонатів у дрібноземі. Корінці рослин у цьому горизонті трапляються дуже рідко. На глибині приблизно 40 см інтенсивність коричневого забарвлення послаблюється і горизонт I змінюється ґрунтоутворюючою породою P – гравійно-піщаним матеріалом сірувато-коричневого кольору (фото 2).

Для арктичних пустельних ґрунтів характерна дискретність гумусових горизонтів [Говоруха Л. С., 1970], які розвиваються у вигляді гнізд або кишень під дерниною. На оголених ділянках породи практично не зазнають впливу процесів ґрунтоутворення або покриті тонкою плівкою синьо-зелених водоростей.

Американський ґрунтознавець Дж. Тедроу називає ці ґрунти полярно-пустельними. Вони трапляються на півночі Гренландії (Земля Пірі) і в північній частині Канадського архіпелагу.

Глибина сезонного відтаювання внаслідок легкого гранулометричного складу сягає 1 м. Вище 1 м ґрунти досить сухі. Це насичені арктичні пустельні ґрунти, незасолені, займають добре дреновані підвищені елементи рельєфу. На схилах з полігональною структурою поверхні сформувались карбонатні та засолені арктичні пустельні ґрунти.

У гранулометричному складі арктичних пустельних ґрунтів переважають піщані фракції. Вміст пилу малий – 10%, мулу – близько 5%. Вміст гумусу у верхньому горизонті коливається у межах 0,2–1,0%. Високий вміст гумусу в ґрунтах, сформованих на ділянках, непокритих вищими рослинами, Дж. Тедроу

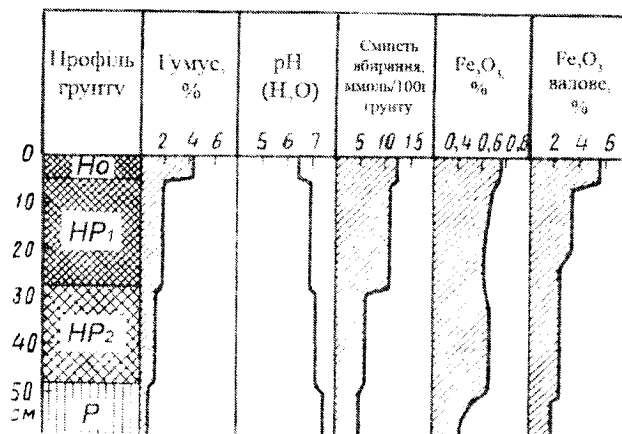


Рис. 2.1. Будава профілю, склад і властивості арктичного ґрунту (за І. С. Михайловим, 1988)

пов'язує з багатою флорою водоростей, які поселяються на поверхні ґрунту і між щелебом.

Насиченість ґрунтів основами свідчить про слабкий ступінь дренажності [Дж. Тедроу, 1966; 1975]. Ємність вбирання низька – до 10 ммоль на 100 г ґрунту. В літній період на поверхні з'являються вицвіти легкорозчинних солей.

Арктичні типові гумусні ґрунти (*Umbric Cryosols, Ornithic Regosols*) сформувались переважно на невисоких плато, плакорних вододільних височинах і абразійно-аккумулятивних морських терасах під мохово-різнотравно-злаковою рослинністю (загальне покриття 10–30%) по морозобійних тріщинах і тріщинах висихання (фото 3).

Фізичне вивітрювання призводить до переважання у гранулометричному складі ґрунтів полімінеральних піщаних фракцій. Кількість мулу невисока, в ньому переважають гідрослюди й аморфні гідроксиди феруму.

Вміст гумусу у верхньому гумусовому горизонті (0–12 см) коливається від 3 до 6%, інколи може сягати 9%. З глибиною його вміст поступово зменшується, сягаючи в надмерзлотному горизонті 1,5–2%. Відношення С_{гк}:С_{фк} становить 0,3–0,7. У складі гумусу переважають малорухомі фульвокислоти і гумати кальцію, значний вміст також негідролізованого залишку [С. В. Лобова, А. В. Хабаров, 1983].

Реакція арктичних типових гумусних ґрунтів слабокисла і нейтральна, величина рН водного становить 6–7, зрідка слаболужна. Ємність вбирання коливається у межах 5–15 ммоль на 100 г ґрунту. Ступінь насичення ґрунтів основами високий – 90–99%, що зумовлено незначним вилуговуванням катіонів кальцію і



магнію. Верхні горизонти ґрунтів містять багато рухомого заліза – до 1000 мг/100 г ґрунту, особливо у ґрунтах, сформованих на базальтах і діоритах.

Арктичні типові гумусні ґрунти мають більше поширення в євро-азійському секторі Арктики (фото 4).

В арктичних пустелях, у пониженнях рельєфу, трапляються плями дрібногорбкуватої тундри з *арктично-тундровими ґрунтами*. Поверхня ґрунтів покрита суцільним плащем рослинності – осока, дріада, карликова верба. Для арктично-тундрових ґрунтів характерний торф'янистий горизонт потужністю 5–15 см. Під ним залягає темно-бурий гумусовий горизонт потужністю 3–5 см. Глибше знаходиться перехідний малопотужний піщаний, насичений водою горизонт, без ознак оглеєння. З глибини 25–30 см починається постійно мерзла товща. Такі ґрунти Дж. Тедроу називає горбкуватими.

Арктично-тундрові ґрунти незасолені, безкарбонатні, мають нейтральну або слабокислу реакцію, містять багато гумусу. Проте в зоні полярних пустель такі ґрунти займають незначні площі.

У межах арктичних пустель, у западинах рельєфу, сформувались ґрунти, подібні до тундрових. Однак, на відміну від типових тундрових, вони менш потужні, мають нейтральну або лужну реакцію. Поверхня цих ґрунтів покрита чорним лишайником.

Зрідка трапляються торф'яністі болотні ґрунти. На о. Принс-Патрік є невеликі ділянки боліт з потужністю торф'яного горизонту до 60 см і кислою реакцією торфу. Утворення подібних потужних торф'яних ґрунтів Дж. Тедроу пов'язує з теплішим кліматичним періодом у минулому. Товща торфу пронизана лінками льоду, а поверхня покрита широкими, виповненими льодом тріщинами.

У гирлах рік, які затоплюються морськими водами, трапляються ділянки маршевих солончаків, а на пташиних базарах – біогенні акумуляції.

ґрунти полярних пустель Антарктиди за літо відтають на 30–40 см. Для них характерне червонувато-коричневе або оранжеве забарвлення через наявність гідроксидів феруму. Від соляної кислоти закипають з поверхні, що свідчить про наявність карбонатів кальцію. Поряд з кальцитом на поверхні скель спостерігаються вицвіти легкорозчинних солей: гіпсу, тенардиту, галіту. Сольові вицвіти в оазисах поширені повсюдно, а по берегах озер, в замкнутих депресіях рельєфу, сформувались солончаківі ґрунти. Наприклад, вздовж берега гірко-солоного озера в оазисі Бангера, у водах якого міститься 17,3 г/л солей, утворилась смуга кіркових солончаків. Кількість легкорозчинних солей у верхньому горизонті цих ґрунтів становить 13,4%. У складі солей переважають хлориди натрію, магнію і кальцію, тобто солей, які легко розчиняються за низьких температур. У ґрунтах дрібноземних плям на підвищених поверхнях оазису вміст солей становить лише 0,3%. У складі солей, поряд з хлоридами,



багато сульфатів і бікарбонатів натрію, менш розчинних, ніж хлориди. Диференціація вмісту солей у грунтах різних елементів рельєфу засвідчує, що в літній період, під час танення льодовиків, в оазисах відбувається переміщення легкорозчинних продуктів вивітрювання і формування ґрунтово-геохімічної катени. Водночас засоленість антарктичних ґрунтів зумовлена не лише вивітрюванням і континентальним соленакопиченням, але й еоловим принесенням солей з океану.

Дослідженнями вчених (Дж. Тедроу та ін.) в оазисах Землі Вікторії виявлено диференціацію ґрунтів, зумовлену віком поверхні, положенням у ландшафті, ступенем зволоженості клімату і складом ґрунтоутворних порід.

Для ґрунтів полярних пустель Антарктиди характерний грубий гранулометричний склад, дуже низький вміст мулуватих частинок (від сотих часток відсотка до 3–4%), низький вміст пілуватих частинок (до 6%), значна кам'янистість, слабка диференціація профілю. Усі ґрунти містять незначну кількість рухомого заліза. Вміст карбонатів кальцію, залежно від ґрунтоутворних порід і геоморфологічного положення, коливається від 0,5–1,0% до 7–12%.

Отож у перигляціальних пустелях Антарктиди скрізь і чітко виражені ознаки пустельного вивітрювання і ґрунтоутворення: дуже слабе глиноутворення, формування кірок „пустельного загару”, окарбоначення продуктів вивітрювання, соленакопичення з диференціацією солей по профілю і в межах ґрунтово-геохімічних катен за елементами рельєфу. Низький вміст органічної речовини, домінуюча участь у процесах ґрунтоутворення водоростей і лишайників наближає ґрунти пустель Антарктиди до ґрунтів високогірних пустель і ґрунтів жарких пустель світу.

Території Арктики й Антарктики знаходяться поза межами сільськогосподарської діяльності людини. В Арктиці райони полярних пустель можуть використовуватись як мисливські угіддя і резервати для збереження та підтримання численності різних видів тварин і птахів (білий ведмідь, вівцебик, біла канадська гуска тощо).

Контрольні запитання і завдання

1. *Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення арктичної зони.*
2. *Які особливості формування ґрунтів арктичних пустель?*
3. *Як поділяють арктичні ґрунти?*
4. *Які особливості характерні для профілю арктичних пустельних ґрунтів?*
5. *Який вміст гумусу в арктичних ґрунтах?*
6. *Проаналізуйте властивості ґрунтів полярних пустель Антарктиди.*
7. *Як використовують ґрунти Арктики й Антарктики?*



Література

1. Владыченский А. С. Особенности горного почвообразования / А. С. Владыченский. – М. : Наука, 1998. – 191 с.
2. Герасимова М. И. География почв России / М. И. Герасимова. – М. : Изд-во МГУ, 2007. – 312 с.
3. Глазовская М. А. География почв с основами почвоведения / М. А. Глазовская, А. Н. Геннадиев. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2005. – 461 с.
4. Голубчиков Ю. Н. География горных и полярных стран / Ю. Н. Голубчиков. – М. : Изд-во МГУ, 1996.
5. Добровольский Г. В. География почв / Г. В. Добровольский, П. С. Урусевская. – М. : Изд-во МГУ, 2004. – 460 с.
6. Почвообразование и выветривание в гумидных ландшафтах. – М. : Наука, 1978.
7. Соколов И. А. Почвообразование и эогенез / И. А. Соколов. – М. : Почв. ин-т им. В. В. Докучаева, 1997.
8. Таргульян В. О. Почвообразование и выветривание в холодных гумидных областях / В. О. Таргульян. – М., 1971.

Розділ 3

ҐРУНТИ І ҐРУНТОВИЙ ПОКРИВ ТУНДРОВОЇ ЗОНИ

Тундрова зона розташована на південь від арктичної зони і широкою смугою охоплює узбережжя Північного Льодовитого океану, поширюючись на деякі південні частини островів (Нова Земля, Колгуєв, Вайгач, Ляховські острови, Врангеля та інші).

Тундрова зона поділяється на три підзони: арктичну, типову і південну тундри. Південна межа тундри збігається з північною межею тайгових лісів і проходить на Кольському півострові неподалік 68° пн. ш., далі на схід (до Єнісею) приблизно по полярному колу. У Середньому Сибіру ця межа дуже зміщується на північ і в пониззях Хатанги та Лени проходить по $72-71^{\circ}$ пн. ш. На Колімі вона опускається до 68° , а в басейні Охотського і Берингового морів – до 60° пн. ш. На півночі Феноскандії під впливом теплих Норвезької і Нордканської течій межа зміщується на північ до $69-70^{\circ}$ пн. ш. і знову опускається до $60-63^{\circ}$ пн. ш. в районі Ісландії та Шетландських островів.

На Північноамериканському континенті південна межа суттєво відхиляється від широтного напрямку. На півострові Лабрадор, який перебуває під впливом холодної течії і на узбережжі холодної Гудзонової затоки з наростанням континентальності клімату південна межа тундри зміщується на північ: на меридіані озера Великого Медвежого вона проходить північніше Полярного кола, а поблизу гирла р. Маккензі є на $68,5^{\circ}$ пн. ш., займаючи найпівнічніше положення. В районі північної Аляски, вздовж Чукотського моря, південна межа тундри зміщується на південь.

У південній півкулі тундра відсутня. В субарктичному поясі суша представлена невеликими групами островів з типовим океанічним кліматом, з дощовими, похмурими і прохолодними зимою і літом. Замість тундри тут поширені луки, зарості вереску і трав'янисто-мохові болота. Ґрунти промерзають періодично або цілий рік перебувають у відталому стані.

3.1. Умови ґрунотворення

Тундрова зона вирізняється менш суворим кліматом, ніж арктична зона. Радіаційний баланс зростає до 10–20 ккал (41–82 кДж)/см² в рік. Для клімату тундри характерні незначна кількість тепла і мала тривалість періоду з додатними температурами, велика тривалість холодного періоду, залягання близько до поверхні багаторічно мерзлих товщ, мала кількість опадів і переважання їх над випаровуваністю в річному циклі. Середня річна температура повітря в межах усієї тундрової зони від'ємна: від 0–0,2° (Ісландія, Кольський півострів) до 16–19° в азійській тундрі. Температура найхолоднішого місяця – січня – знижується з заходу на схід, сягаючи на Кольському півострові від -8 до -10°C і в найбільш континентальних районах Сибіру від -35 до -37°C. На Чукотці зимові температури дещо пом'якшуються від -25 до -20°C. Температура найтеплішого місяця – липня – на південній межі тундри становить 8–4°C, а сума температур понад 10°C сягає 400–600°. Тривалість безморозного періоду 2–3 місяці, а з температурою понад 10°C – приблизно 50 днів. Найбільша кількість опадів (понад 400 мм) випадає на заході (Кольський півострів) і на сході тундрової зони (Чукотський півострів), а найменша (150–250 мм) – у центральній азійській частині при річному випаровуванні 150–300 мм і високій вологості повітря (75–90% влітку), що спричинює перезволоження.

Ґрунотворними породами слугують різноманітні четвертинні й сучасні льодовикові, флювіогляціальні, морські, алювіальні й озерні відклади різного гранулометричного складу, часто кам'янисті і щебенюваті. В гірських частинах території ґрунотворні породи представлені грубоуламковим слювіо-делювієм корінних порід.

На значній частині території тундрової зони переважають рівнинні форми рельєфу з плоскохвилястою або увалисто-горбкуватою поверхнею. Наявність багаторічної мерзлоти зумовлює велику кількість озер і боліт, горбистий і полігональний мікрорельєф.

Характерною особливістю рослинності тундрової зони є відсутність лісів. Слово *тундра* в перекладі з карельської мови означає „безлісе місце”.

Тундровий тип рослинності порівняно молодий і сформувався на початку четвертинного періоду в плейстоцені. У складі тундрової рослинності переважають мохи, лишайники, чагарнички, низькорослі чагарники і трав'янисті рослини. За характером рослинності тундрову зону поділяють на підзони: арктичних тундр, типових мохово-лишайникових і чагарникових тундр і південних чагарникових тундр.

У підзоні арктичної тундри основу надґрунтової рослинності формують мохи і лишайники, а верхній ярус складається з пухівки, осоки, альпійської то-



локнянки, куропатячої трави. Поверхня кам'янистих розсіпів покрита кірковими і накипними лишайниками.

У підзоні типової тундри панує мохово-лишайникова рослинність. З лишайників найпоширенішими є куцові: кладонії, цинтарії, алекторії. Значні площі займають чагарничкові тундри, де, крім мохів і лишайників, у рослинному покриві домінують чорниця, брусниця, буюхи.

Ділянки плямистої тундри вирізняються значною неоднорідністю рослинного покриву. Плями можуть бути зовсім не зайнятими рослинністю, або ж вона перебуває на різних стадіях розвитку (фото 5).

У підзоні південної тундри переважає чагарникова рослинність з окремими низькорослими пригніченими деревами. Тут домінують карликова берізка з домішками карликової верби, багна. Другий ярус утворюють осока, куропатяча трава, вівсяниця та інші. В нижньому ярусі домінують бурі та зелені мохи в поєднанні з лишайниками і деякі трави.

У південній частині підзони трапляються невеликі групи деревної рослинності з модрини, ялини з характерною однобічною формою крони.

У підзоні південної тундри значні площі зайняті великогорбкуватими і плоскогорбкуватими болотами. По річкових долинах у зоні тундри трапляються окремі масиви низькорослих лісів.

Загальні запаси фітомаси збільшуються від 30–50 ц/га в арктичній тундрі до 200–450 ц/га і більше в типовій і південній тундрі. Характерне різке переважання підземної частини, яке сягає 70–90% від загальних запасів фітомаси. Щорічний приріст становить 10–25 ц/га.

Інтенсивність розкладення опаду в тундровій зоні дуже низька, тому на поверхні накопичується напіврозкладена підстилка, незважаючи на незначне надходження органічних залишків. Зольність більшості тундрових рослин незначна (1,7–2,3%), у складі попелу дуже мало основ. Біологічний колообіг речовин тундри характеризується як застійний, низькозольний, дуже малопродуктивний, азотного типу хімізму. Важливу роль у генезі ґрунтів тундри відіграють такі кріогенні процеси, як плямоутворення, випинання, тріщиноутворення, соліфлюкція, термокарстові явища.

3.2. Тундрово-глейові ґрунти (*Gleyic Cryosols*)

Самостійний тип тундрових ґрунтів вперше виокремили В. В. Докучаєв і М. М. Сибірцев. Ґрунти і ґрунтовий покрив вивчали Ю. А. Ліверовський, Є. М. Іванова, О. А. Полинцева, Н. А. Караваєва, В. О. Таргульян, І. В. Ігнатенко, Л. Г. Єловська, В. Д. Васильєвська та інші.

Процеси ґрунтотворення в тундрі відбуваються в умовах перезволоження та нестачі тепла й охоплюють лише сезонно відтаюючий шар ґрунту. Мікробіологічні процеси сконцентровані переважно у верхньому 10–20-сантиметровому шарі.

Головними рисами тундрового глейового ґрунтотворення є: невелика швидкість руйнування і зміни ґрунтотворних порід; відносно сповільнене видалення продуктів ґрунтотворення з ґрунтової товщі; слабка диференціація профілю щодо мулу і мінеральних компонентів поруч з метаморфізмом мінеральної частини *in situ*; наявність постійного або періодичного оглеєння у всіх генетичних горизонтах профілю; відносна сповільненість процесів розкладення і синтезу органічних речовин; утворення в результаті процесів гуміфікації кислій органічної речовини у вигляді грубогумусових і гумусових горизонтів і значної кількості безколірних легкорозчинних гумусових сполук, які володіють високою рухомістю; значний вплив криогенних процесів на морфологію і фізико-хімічні властивості ґрунтів.

Кислий характер утворених органічних речовин, постійна наявність їх у ґрунтовому розчині, інтенсивний розвиток процесів оглеєння сприяють накопиченню рухомих продуктів ґрунтотворення. Проте помітного перерозподілу вмісту мулу і півтораоксидів у профілі ґрунтів тундри не спостерігається, оскільки близьке залягання багаторічної мерзлоти, криогенний масо- і вологообмін, слабка водопроникність ґрунтової товщі гальмують процеси диференціації. Водночас у тундрових ґрунтах інколи спостерігається надмерзлотна акумуляція гумусу і заліза над горизонтом багаторічної мерзлоти.

Тундрові глейові ґрунти є типовими для тундрової ландшафтно-географічної зони. В Євразії ці ґрунти займають 2,7% від площі континенту, у Північній Америці – до 4,6%. Загальна площа тундрових глейових ґрунтів на Земній кулі близько 2600 тис. км².

Тундрові глейові ґрунти поділяють на кілька підтипів. Сформовані в різних біокліматичних провінціях тундрової зони залежно від умов ґрунтотворення тундрові глейові ґрунти можуть мати суттєві відмінності в будові профілю. Підтипівий поділ тундрових глейових ґрунтів не є завершеним через їхню недостатню вивченість. Основними підтипами тундрових глейових ґрунтів є: арктично-тундрові гумусні глеюваті (тундрові гумусні слабооглесні); тундрові глейові типові; тундрові глейові гумусні; тундрові глейові перегнійні; тундрові глейові торф'янисті; тундрові глейові отідолені.

Арктично-тундрові гумусні глеюваті ґрунти (Umbric Gleyic Cryosols) формуються у північній тундрі, в межах фації континентального клімату на плейстоценових суглинках, алювіально-озерних піщано-суглинкових відкладах з аллохтонним торфом, делювії корінних порід, морських піщано-глинистих відкладах.



Ґрунти займають рівнинні плакорні ділянки, вершини горбів і гряд, передгірські рівнини. Значні території тут заболочені або являють собою ерозійно-термокарстові депресії – аласи. Тут багато озер, інколи з гідролакколитами.

Поверхня ґрунтів розбита серією тріщин на шестигранники зі сторонами 1–15 м, які, в свою чергу, поділяються на дрібніші полігони. Ширина тріщин може бути декілька метрів, а глибина – до 1 м. На схилах мікрорельєф ускладнюється випинанням, соліфлюкційними і зсувними процесами, внаслідок чого утворюються своєрідні куполоподібні гостроверхі горби-байджараки.

Арктично-тундрові гумусні глеюваті ґрунти формуються під розрідженою злаково-різнотравно-чагарниково-моховою рослинністю. Будова профілю арктично-тундрових гумусних глеюватих ґрунтів така: під дерниною залягає малопотужний (до 5 см) гумусовий горизонт *H*, коричнево-бурого або темно-коричневого забарвлення з сірим відтінком, з великою кількістю корінців рослин. Нижче виділяється темно-бурій або коричнево-бурій горизонт *Igl* (*Bgl*) з блідими сизуватими і рудими плямами, який з глибини 20–30 см переходить у бурій горизонт *I* (*B*) без ознак оглеєння. З глибини 40–50 см починається багаторічна мерзлота. Інколи наявні поховані гумусові горизонти [Є. В. Лобова, А. В. Хабаров, 1983].

За гранулометричним складом ґрунти суглинкові і глинисті, рідше супіщані і піщані, щебенюваті. Профіль ґрунтів насичено-гумусовий. У гумусовому горизонті *H* вміст гумусу становить 4–7%, інколи 10%. З глибиною вміст гумусу зменшується, сягаючи 2–3% у надмерзлотному шарі. У зволжених ґрунтах спостерігається другий максимум гумусу (до 12%) – надмерзлотний. Цей гумус затриманий мерзлотою, ретинизований. Склад гумусу фульватний, С_{гк}:С_{фк} – 0,3–0,7; значний вміст негідролізованого залишку; відношення *C:N* сягає 10–20; реакція ґрунтового розчину від кислої-слабокислої (рН від 3,5 до 5–6) у верхніх горизонтах до слабкислої-нейтральної – у нижніх. Ступінь насиченості основами різний залежно від складу ґрунотворних порід (60–93%). Ємність вбирання становить 10–30 ммоль на 100 г ґрунту. В ґрунтах міститься значна кількість рухомих сполук SiO₂ і R₂O₃, а також органозалізистих конкрецій [Є. В. Лобова, А. В. Хабаров, 1983].

Тундрові глейові тунгові ґрунти (*Gleyic Cryosols, Turbic Gleysols*) поширені у північній частині Західносибірської низовини, на Північносибірській, Яно-Індигірській, Колимо-Алазейській і Абійській низовинах, на північному сході Чукотки. На Північноамериканському материку ґрунти розповсюджені на Лаврентійській височині і на Алясці. Сформувалися в межах морешних, озерно-льодовикових, льодовикових горбисто-грядових, льодовиково-морських рівнин, абразійно-аккумулятивних приморських рівнин, складених моренними, флювіогляціальними, елювіальними відкладами суглинкового і глинистого гранулометричного складу. Рівнини сильно заболочені. Добре виражений тріщинно-

полігональний мікрорельєф і горби випинання. На схилах увалів мікрорельєф ускладнений соліфлюкцією і зсувами. Ґрунти утворились під трав'янисто-моховими, чагарничково-трав'яно-лишайниково-моховими угрупованнями. Торфовий горизонт відсутній. Під живою рослинною подушкою або дерниною є пухкий гумусовий горизонт *H*, насичений живими і відмерлими корінцями рослин, потужністю від 1 до 10 см. Під ним залягає ілювіальний горизонт *Igl* (*Bgl*), суглинковий чи глинистий, щільний, нерівномірно забарвлений, на бурому фоні вохристі і сизі плями, в нижній частині спостерігається надмерзлотне оглеєння. Материнська порода *PGl* – мерзлий, глейовий суглинок, темно-сизого забарвлення, з численними прожилками льоду. Потужність діяльного шару досягає 40–80 см (фото 6).

Протягом восьми–дев'яти місяців такі ґрунти перебувають у мерзлому стані, а сезонно відтаюючий діяльний шар – в умовах перезволоження і дефіциту тепла. Наявність багаторічної мерзлоти спричиняє замкненість водного і сольового режимів. Внаслідок цього вивітрювання мінералів слабе, навіть у пилюватих фракціях трапляються уламки порід.

Ґрунти містять від 4 до 10%, інколи до 13% гумусу. Відношення C:N широке – до 40, внаслідок неповної гуміфікації рослинного опаду. Гумусові речовини мігрують вниз до мерзлоти, де поступово накопичуються, піддаючись мерзлотній ретинізації [Н. А. Караваєва, 1982].

Реакція ґрунтів – від кислої до слабокислої і нейтральної (рН водне 3,8–6,3). Найменші значення спостерігаються в гумусовому горизонті (рН водне –3,8–4,5; рН сольове –2,7–3,8). Ємність вбирання невисока. У складі обмінних катіонів переважає кальцій. У гумусовому горизонті *H* значний вміст обмінного Гідрогену (до 20–40% від суми обмінних катіонів). У ґрунтах багато аморфних сполук SiO_2 і Al_2O_3 і особливо Fe_2O_3 з максимумом у горизонті *H* (рис. 3.1).

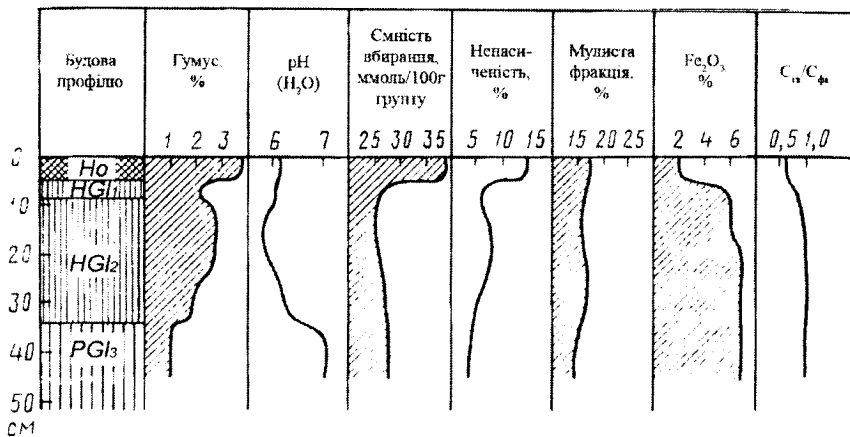


Рис. 3.1. Склад і властивості тундрових глейових типових ґрунтів, півострів Таймир (за В. А. Ковдою, Б. Г. Розановим, 1988)



Тундрові глейові гумусні (зрубогумусні) ґрунти (*Umbric Gleyic Cryosols*) формуються на суглинкових і глинистих ґрунтоутворних породах у межах вододільних рівнин, з добре розвиненим плямисто-горбкуватим мікрорельєфом. Розвиваються під чагарничково-мохово-лишайниковою рослинністю. Ці ґрунти мають більш чи менш виражений гумусово-акумулятивний горизонт потужністю декілька сантиметрів. Для тундрових глейових гумусних ґрунтів характерне поверхнєве накопичення слабозкладених мохів і сильне оглеєння верхніх мінеральних горизонтів при зменшенні ступеня оглеєння з глибиною, що зумовлено дуже коротким перебуванням нижніх горизонтів у незамерзломому стані. Будова профілю тундрових глейових гумусних ґрунтів така:

Ht – торф'янистий горизонт потужністю 5–10 см, складається з опадів мохів, листя чагарників, лишайників:

Hlgl (*ABgl*) – гумусовий горизонт, ілювійований, потужністю 5–10 см, сірувато-бурий, з сизуватим відтінком, з темними плямами або язиками по старих морозобійних тріщинах, тиксотропний, багато корінців і кореневого слабозкладеного опадів, неясно вираженої грудкуватої структури з вохристими плямами, з різким переходом до сильніше оглеєних горизонтів. У нижній частині виділяється шар мінерального глею (*Gl*);

IPgl (*BCgl*, або *GB*) – бурій, з сизуватим відтінком, з окремими гумусовими і залізними плямами, потужністю до 20 см, тиксотропний, з глибини 60–70 см мерзлий.

Pgl – магеринська порода, менше оглеєна, мерзла, з прошарками льоду товщиною 1–3 см.

За гранулометричним складом тундрові ґрунти переважно суглинкові. У складі гранулометричних фракцій переважають дрібний пісок і крупний піл. Кількість мулу становить 10–25%, складається він з монтморилоніту, вермикуліту, каолініту, хлориту, гідролюд.

Гумус грубий, кислий. Його вміст в горизонті *Hlgl* становить 2–4%, в горизонті *IPgl* на глибині 70–80 см – 0,5–1,2%. Відношення $C_{гк}:C_{фк} = 0,3–0,6$. Реакція ґрунтового розчину кисла, рН водне – 5,1–5,8. Гідролітична кислотність становить 5–10 ммоль на 100 г ґрунту. В гумусовому горизонті міститься до 10 ммоль обмінного кальцію і 2–5 ммоль обмінного магнію [Є. В. Лобова, А. В. Хабаров, 1983].

Тундрові глейові перегійні ґрунти (*Umbric Gleyic Cryosols*) розповсюджені в межах європейської підзони північної тундри і на помірно зволужених рівнинних ділянках Північного Сибіру і Північної Америки. Профіль ґрунтів складається з малопотужної (2–3 см) торф'янистої підстилки *Ht*(*А₀*), перегійного горизонту *HtH* (*А₀А₁*) бурувато-коричневого забарвлення, з великою кількістю напіврозкладених рослинних решток потужністю 5–7 см. Нижче залягає голубувато-сірий або сірий глейовий горизонт *Gl*. Ступінь оглеєння може не змінюватись

до мерзлоти або зменшуватись. Загальна потужність профілю 60–80 см. Вміст гумусу в горизонті *HtH* становить 30–60%, азоту – близько 1,5%; в глейовому горизонті *Gl*, відповідно, 0,5–2,0% і 0,05–0,1%. Реакція ґрунтового розчину кисла і слабокисла, ступінь насичення основами 20–50%. Часто над мерзлим шаром спостерігається акумуляція гумусових речовин (І. С. Кауричев, 1989).

Тундрові глейові торф'янисті ґрунти (*Histic Gleyic Cryosols*) утворюються в умовах утрудненого відтоку атмосферних опадів на породах різного гранулометричного складу, переважно у південній типовій і чагарниковій тундрі та лісо-тундрі. Будова профілю цих ґрунтів така:

Ho – торф'яниста підстилка потужністю 5–7 см;

HT – торф'янистий горизонт, коричневого забарвлення, потужністю від 3–5 до 15–20 см, інколи до 30 см;

H – темно-сірий гумусовий горизонт потужністю 2–6 см;

Gl – глейовий горизонт, брудно-сталевого, сірого або сизого забарвлення, з вохристими плямами, нерідко тиксотропний, поступово переходить у материнську породу.

Загальна потужність профілю 60–100 см. Для цих ґрунтів характерна слабка криогенна порушеність профілю. Втрати при прожарюванні у торфовому горизонті становлять 70%, вміст азоту близько 1,5%. У глейовому горизонті *Gl* вміст гумусу 1,5–6,0%, азоту – 0,1–0,2%. Реакція ґрунтового розчину кисла і сильнокисла, рН водне становить 3,7–5,3. Гідролітична кислотність у торф'яному горизонті дорівнює 90–120 ммоль на 100 г ґрунту, у мінеральних – 7–15 ммоль на 100 г ґрунту [І. С. Кауричев, 1989; Є. В. Лобова, А. В. Хабаров, 1983].

Тундрові глейові опідзолені ґрунти (*Stagnosols*) розповсюджені переважно у південній тундрі. Формуються на породах легкого гранулометричного складу з лишайниково-моховим покривом з домішками карликової берези і багна.

Профіль цих ґрунтів має ознаки опідзолення (освітлення) у верхній частині і складається з таких горизонтів:

Ho – торф'яниста підстилка потужністю 3–5 см;

H₁(A) – перегнійний або гумусовий горизонт потужністю 5–10 см, бурувато-коричневого забарвлення;

HE(A₂) – опідзолений горизонт потужністю 20–40 см, сизувато-світло-бурий, інколи з жовтуватим або голубим відтінком;

Gl – глейовий ілювіальний горизонт, бурувато-сизий або сизий, поступово (за відсутності мерзлоти) або різко переходить у материнську породу *P*.

Загальна потужність профілю цих ґрунтів понад 1 м. Опідзоленість чітко виражена за розподілом мулуватої фракції, валових і аморфних R_2O_3 , увібраних основ (І. С. Кауричев, 1989).

В ілювіальному горизонті спостерігається відносне накопичення гумусу – до 2–3%, тоді як в інших горизонтах його менше: в *HE* – 0,7–1,5%. Склад гумусу філь-



ватний Сгк:Сфк = 0,02–0,5. Обмінні основи містяться лише в підстилці, з мінеральної частини вимиті повністю. В обмінній формі тут перебуває здебільшого Гідроген. Реакція ґрунтів сильнокисла, рН водне – 3,8–5,5 [Є. В. Лобова, А. В. Хабаров, 1983].

3.3. Підбури й альфегумусові підзоли (*Entic Podzols*)

Зовсім по-іншому відбувається ґрунтоутворення в тундрі на легких за гранулометричним складом породах. На кам'янистих і хрящуватих піщано-супіщаних породах внаслідок їх високої водопроникності і низької водоутримуючої здатності, а також часто за відсутності мерзлого водотривкого горизонту надлишок атмосферної вологи швидко просочується через пухку, охоплену ґрунтоутворенням товщу і скидається у ґрунтові та річкові води (фото 7). Ґрунтовий профіль розвивається в переважно окислювальному середовищі при інтенсивному промиванні і низхідному переміщенні вологи. Характерною особливістю ґрунтів, на відміну від тундрових глейових, є відсутність глейових горизонтів і ознак оглеєння у профілі та переважання червонуватого, коричневатого і буруватого забарвлення мінеральної товщі завдяки великій кількості окиснених форм заліза.

За особливостями будови вирізняють два типи ґрунтів тундри на легких за гранулометричним складом породах: тундрові підбури і підзоли альфегумусові.

Тундрові підбури (*Entic Podzols*) – ґрунти з бурим морфологічно не опідзоленим профілем. Вони характеризуються відсутністю освітлених мінеральних горизонтів і заляганням зразу під органічним горизонтом бурої мінеральної товщі, яка бліднішає з глибиною. Профіль підбурів складається з таких горизонтів: *O* (*HO*) – грубогумусовий горизонт (підстилка); *H_u* – гумусовий акумулятивно-ілювіальний, фульватний; *I_{hFe-Al}* – ілювіально-гумусовий залізисто-алюмінієвий; *I_{hFe}* – ілювіально-гумусовий залізистий, який поступово переходить у породу; *P_{stal}* – сіалітна ґрунтоутворна порода (фото 8).

Дані про склад і властивості підбурів подано на рисунку 3.2. Підбури характеризуються кислою і сильнокислою реакцією, вилугованістю та ненасиченістю всього ґрунтового профілю, високою гідролітичною і обмінною кислотністю. Ступінь насичення основами – 40–80%, у вбирному комплексі поруч з іоном гідрогену багато алюмінію. Донизу кислотність і ненасиченість зменшується, а також знижується ємність вбирання і сума вбирних основ (Ca^{2+} і Mg^{2+}). Головною причиною кислої реакції і ненасиченості підбурів є диспропорція між малою швидкістю вивільнення основ із силікатів і швидким винесенням розчинних форм основ [В. О. Таргульян, 1971].

Загальний вміст мулу коливається доволі істотно залежно від характеру ґрунтоутворної породи, переважає акумулятивний тип його розподілу.

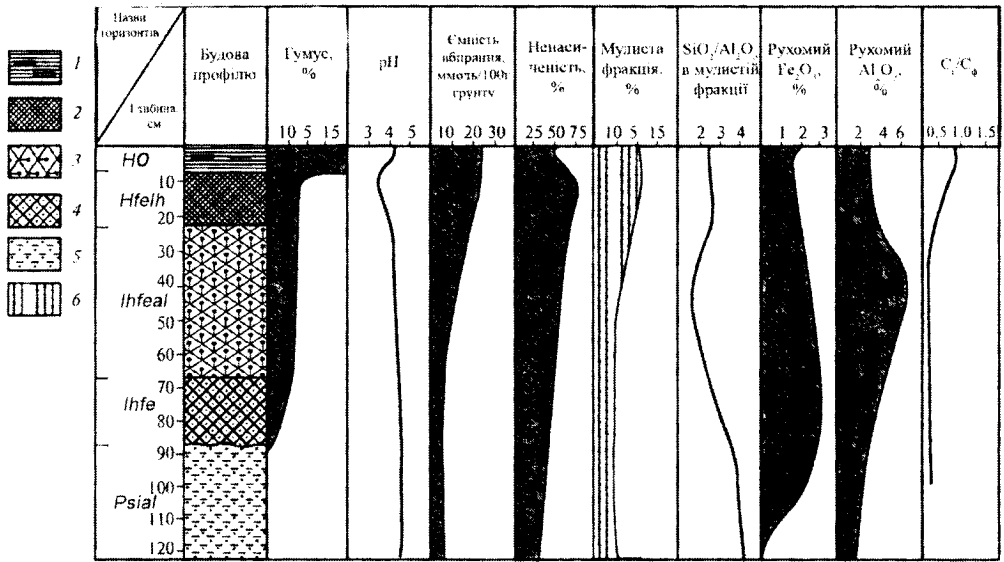


Рис. 3.2. Будова профілю, склад і властивості підбурю (за О. М. Геннадівим, М. А. Глазовською, 2005). Генетичні горизонти:

1 – грубогумусовий (підстилка); 2 – гумусовий акумулятивно-ілювіальний; 3 – ілювіально-гумусовий Fe-Al; 4 – ілювіально-гумусово-залізнитий; 5 – сіалітна ґрунтоутворна порода. Склад мулуватої фракції; 6 – алофаново-літний

У складі гумусу різко переважають рухомі й агресивні фракції гумінових кислот і фульвокислот, зв'язаних з півтораоксидами. Гумінові кислоти, зв'язані з кальцієм, відсутні. Відношення C_{гк}:C_{фк} зростає від органічних горизонтів (0,8–0,4) до мінеральних ілювіально-гумусових (0,3–0,1). Збільшення відносного вмісту фульвокислот вниз по профілю корелює зі збільшенням вмісту рухомих півтораоксидів і свідчить про їхнє спільне переміщення.

Валовий аналіз виявляє збагачення всього ґрунтового профілю, порівняно з породою, оксидами заліза й алюмінію та збіднення кремнеземом. У профілі підбурів слабовиражений внутріґрунтовий елювіально-ілювіальний перерозподіл оксидів заліза й алюмінію.

Підзоли альфегумусові (Podzols) формуються у відносно тепліших, гумідних і менш континентальних районах (південна тундра) зазвичай на породах дуже кислих (кварцові піски), бідних лужноземельними основами, а також залізом і алюмінієм, здатні нейтралізувати агресивні фульвокислоти. На відміну від підбурів, у профілі альфегумусових підзолів під органічно-акумулятивним горизонтом наявний мінеральний освітлений підзолистий горизонт (E), який різко переходить у яскраво-буру або коричнево-буру товщу ілювіальних гори-



зонти. Альфегумусові підзоли відзначаються загальною незначною потужністю профілю.

Понижені, погано дреновані елементи рельєфу в тундровій зоні зайняті тундровими торф'янисто-глейовими (болотно-тундровими) і тундровими болотними ґрунтами. Здебільшого болотні ґрунти характеризуються кислою і дуже кислою реакцією ґрунтового розчину, високою гідролітичною кислотністю, зокрема у верхніх горизонтах профілю.

Незважаючи на суворість кліматичних умов і бідність рослинного покриву, тундрові біогеоценози мають важливе господарське значення. В зоні тундри знаходяться значні площі пасовищ північного оленя. Тут випасається близько 3 млн домашніх оленів і декілька сотень тисяч диких північних оленів. Основні пасовища розташовані в смузі мохово-лишайникових і чагарникових тундр, а також на галофітних приморських луках. Лишайникові тундри використовують як зимові пасовища оленів, а мохові, трав'янисто-мохові, чагарникові тундри і приморські луки – як літні. Лишайникові біогеоценози використовують також для заготівлі кормів на зиму для оленів, корів, овець. Для господарських цілей місцеве населення перетворює окремі тундрові ценози в лучні агроценози. З цією метою ділянки на нижніх терасах і схилах сильно удобрюють ґноєм, що сприяє розвитку лучної рослинності. Арктична тундра менше сприятлива для розвитку оленярства.

Землеробство у тундрі переважно закритого типу (тепличне). У сприятливих мікрокліматичних умовах розвивається землеробство відкритого ґрунту. Основні сільськогосподарські культури відкритого ґрунту зони тундри і лісотундри – картопля, капуста, цибуля, морква, редиска, кормові коренеплоди, овес, ячмінь на зелену масу. Короткий вегетаційний період обмежує кількість культур.

Для освоєння тундрових ґрунтів необхідні такі агро меліоративні заходи: теплова меліорація шляхом осіннього снігозатримання і прискореного сходження снігового покриву навесні, що досягається мульчуванням торфом, перегноєм; мульчування ґрунтів влітку для кращого поглинання сонячних променів і збільшення температури ґрунту. Застосовують такі заходи, як вирощування культур на валах, гребенях, глибоке розпушування, дренаж, вапнування, внесення органічних і мінеральних добрив.

Тундрові ландшафти дуже відчутно реагують на різну антропогенну діяльність. Ненормований випас оленів призводить до цілковитого знищення або розрідження рослинного покриву. Для його відновлення необхідно багато років, тому що лишайники ростуть дуже повільно. При витоптуванні моху може розростись типчак і щучка. На динаміку рослинного покриву впливають пожежі. На межі з лісотундрою вони можуть сприяти появі деревних порід. Порушені тундрові ландшафти і ґрунти важко відновлюються, передусім суглинково-глинисті інтенсивно оглеєні і тиксотропні ґрунти.



Внаслідок господарського освоєння зони тундри, росту видобутку газу, нафти, інших корисних копалин загострилась проблема охорони природи. Важливе значення має збереження й охорона північної, важко відновлювальної межі лісів, а також просування лісів на північ, вирощування деревних порід у населених пунктах, збереження природного рослинного покриву, який захищає мерзлотні ґрунти і підґрунтя від розтавання жильного льоду і катастрофічного розвитку ерозійних процесів.

Контрольні запитання і завдання

1. *Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення тундрової зони.*
2. *Які ґрунтоутворні породи переважають у тундровій зоні?*
3. *Які особливості будови тундрово-глейових ґрунтів?*
4. *Назвіть головні риси тундрового глейового ґрунтоутворення.*
5. *Як класифікують тундрово-глейові ґрунти?*
6. *Охарактеризуйте основні фізико-хімічні властивості ґрунтів тундри.*
7. *Якими особливостями морфологічної будови та властивостями характеризуються підбури?*
8. *Як використовують території, де поширені тундрові ґрунти?*
9. *Які шляхи використання та охорони ґрунтів тундрової зони Вам відомі?*

Література

1. Васильевская В. Д. Почвообразование в тундрах Средней Сибири / В. Д. Васильевская. – М. : Наука, 1980.
2. Герасимова М. И. География почв России / М. И. Герасимова. – М. : Изд-во МГУ, 2007. – 312 с.
3. Горячкин С. В. Направление тасежного почвообразования: спектр мезоморфных почв Европейского Севера // Почвообразование и выветривание в гумидных и семигумидных ландшафтах / С. В. Горячкин. – М. : ИГРАН, 1991. – С. 8–72.
4. Добровольский Г. В. География почв / Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская. – М. : Изд-во МГУ, 2004. – 460 с.
5. Игнатенко И. В. Почвы Восточно-Европейской тундры и лесотундры / И. В. Игнатенко. – М. : Наука, 1980.
6. Караваева Н. А. Тундровые почвы Северной Якутии / Н. А. Караваева. – М. : Наука, 1969.
7. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
8. Тундрові ґрунти В кн. : Ґрунтознавство / [за ред. проф. Д. Г. Тихоненка]. – Київ : Вища освіта, 2005. – С. 343–347.

Розділ 4

ҐРУНТИ ТАЙГОВО-ЛІСОВОЇ ЗОНИ

Тайгово-лісова зона займає значну частину борсального (помірно холодного) поясу. В північній півкулі утворює широкий пояс, який простягається в широтному напрямі через Євразію і Північну Америку. На півночі вона межує з лісотундрою, на півдні у внутрішньоконтинентальному секторі на широті 57–58° пн. ш. – з лісостепом, а в приоксанічних секторах – з хвойно-широколистяними і широколистяними лісами субборсального поясу.

У межах борсальних хвойних і мішаних лісів Північної Америки, а особливо в Євразії, у внутрішньоконтинентальних секторах, поширена вікова мерзлота. Через велику протяжність зони з заходу на схід і з півночі на південь природні умови надзвичайно різноманітні.

4.1. Умови ґрунтоутворення

Клімат зони помірно континентальний, у Східному Сибіру – різко континентальний, а на Далекому Сході – мусонний. Середня річна температура повітря змінюється від +4°C в Європейській частині до (-7)–(-10)°C у Східному Сибіру і до +7,5°C на Далекому Сході.

У центральній частині тайгово-лісової зони опадів за рік випадає 350–700 мм, тривалість періоду з температурою понад +10°C 40–155 днів, а сума температур за цей час 400–2450°C. У Східному Сибіру ці показники відповідно становлять 150–600 мм, 40–123 дні і 400–2000°C; на Далекому Сході – 380–1000 мм, 40–123 дні і 400–1500°C.

У тайгово-лісовій зоні максимум опадів випадає влітку. Річна кількість опадів здебільшого перевищує випаровуваність у 1,10–1,33 рази і тому ця територія належить до зони достатнього і надлишкового зволоження. Лише в небагатьох районах Східного Сибіру кількість опадів менша від випаровуваності, і ці території недостатньо зволожені.

Автоморфні ґрунти тайгово-лісової зони утворюються в умовах промивного типу водного режиму, а в Східному Сибіру – мерзлотного водного режиму.

Рельєф у Європейській частині зони представлений низовинними просторами і височинами з абсолютними позначками 290–460 м над рівнем моря. Їхня поверхня сильно розчленована річковими долинами, балками і ярами, отож рельєф набуває горбисто-хвилястого характеру.

Найбільшими пониженнями є Полісько-Дніпровська, Верхньоволзька, Оксько-Мокшинська і Мещорська низовини. Це слабозрчленовані, плоскі або слабохвилясті рівнини з висотами 100–150 м, зі значною кількістю дрібних озер і великими заболоченими масивами. Іноді трапляються невисокі моренні та дюнні підняття. Обширною слабодренованою рівниною є Західносибірська низовина.

На схід від ріки Єнісею простягається Середньосибірське плоскогір'я, Центральньо-Якутська низовина та обширні гірські споруди Східного Сибіру і Далекого Сходу з дуже складним гірським рельєфом. На Далекому Сході гірські хребти чергуються з ділянками рівнин і обширних низовин, до яких приурочені основні масиви сільськогосподарських земель.

Ґрунтоутворними породами в Європейській частині переважно є льодовикові та водно-льодовикові. Трапляються також породи іншого походження. Основні породи – моренні відклади, безкарбонатні та карбонатні, різного гранулометричного складу – трапляються повсюдно, а найбільше – в межах поширення Валдайського зледеніння. Покривні суглинки і глини, лесоподібні карбонатні легкі та середні суглинки приурочені до центральних і південних районів. Водно-льодовикові піщані й супіщані породи приурочені до низовин – Полісько-Дніпровської, Мещерської, Верхньоволзької. Двочленні породи – піски і супіски, які підстеляються з глибини 40–60 см суглинком або глиною, трапляються переважно в північних районах. Стрічкові глини поширені в північно-західних районах. Елювій і делювій корінних порід поширений найбільше в межах височин і на Далекому Сході. Сучасні алювіальні відклади приурочені до заплав рік.

У Західному Сибіру переважають льодовикові та водно-льодовикові відклади, а в північних районах – моренні піски, супіски, суглинки, у південних – пилуваті середні та важкі суглинки.

У гірських районах Європейської частини тайгово-лісової зони, а також на Середньосибірському плоскогір'ї і на Далекому Сході ґрунтоутворні породи представлені головню елювієм і делювієм корінних порід. У Центральньо-Якутській низовині ґрунтоутворними породами є четвертинні озерно-алювіальні лесоподібні суглинки і супіски. Рівнинні простори Далекого Сходу складені четвертинними пісками, супісками і глинами.

Переважаючим типом рослинності є тайгово-мохові, мохово-чагарникові, трав'янисто-чагарникові ліси, які на півдні змінюються листяними і широколистяними лісами. Значно поширена і лучна трав'яниста рослинність – на суходіль-



них і заплавлених луках і під пологом лісу. Значні площі зайняті болотними асоціаціями.

У зв'язку з неоднорідністю природних умов тайгово-лісову зону поділяють на підзону північної тайги з глеспідзолистими ґрунтами, підзону середньої тайги з підзолистими ґрунтами і підзону південної тайги з дерново-підзолистими ґрунтами.

Північно-тайгова підзона розташована на південь від тундри. Її північна межа близька до Полярного кола, а на півдні вона доходить до 62–64° пн. ш. Особливістю клімату є надлишкове зволоження і порівняно обмежене надходження тепла. Температура найхолоднішого місяця – січня – на заході становить (-10)–(-12)°С, на сході – від -20 до -25°С. Із заходу на схід змінюється кількість опадів: від 400–600 мм на заході до 380–550 мм на сході.

Підзона характеризується поширенням північно-тайгових лісів і лісотундрового рідколісся. У Європейській частині переважають ялиново-березові ліси, на пісках – соснові. У Західному Сибіру – переважають ялинові та ялиново-модринові. Під пологом лісу розвинутий моховий покрив і чагарнички (брусниця, чорниця, буюхи, багно, вероніка та інші). Крім цього, є сфагнум і зозулин льон, а також лишайники. Північно-тайгові ліси низькорослі, незімкнуті. На межі з тундрою північно-тайгові ліси оконтурені смугою лісотундри, що представлена чергуванням березових, ялинових, ялиново-березових рідколісь і тундри.

У ґрунтовому покриві північно-тайгової підзони поширені *глеспідзолисті ґрунти* на суглинкових породах і *альфегумусові* на піщаних у поєднанні з *болотно-підзолистими* і *торф'яно-болотними ґрунтами*. Характерною особливістю є переважання болотних і сильнозаболочених ґрунтів над глеспідзолистими ґрунтами і підзолами. Останні зазвичай приурочені до добре дренованих прирічкових смуг, сродованих височин або територій з піщаними відкладами з глибоким рівнем ґрунтових вод.

4.2. Глеспідзолисті ґрунти (*Albic Stagnosols, Stagnic Luvisols*)

Вперше глеспідзолисті ґрунти були досліджені Є. М. Івановою (1943), а згодом їх внесено в класифікацію як самостійний підтип у типі підзолистих ґрунтів.

Водний режим глеспідзолистих ґрунтів промивний, з тривалим поверхневим застоєм води, передусім навесні та восени, що спричиняє формування безпосередньо під грубогумусовою підстилкою (O) освітленого сизувато-сірого підзолистого елювіально-глейового горизонту *Egl*, утвореного поєднанням елювіально-глейового і власне підзолистого процесів. Нижче знаходиться перехідний до елювіального горизонт *Elgl*, ілювіальний – *Il* з глинистими плівками, який поступово переходить у неоглесну ґрунтоутворю породу *P*.

Отож характерними морфологічними ознаками глеєпідзолистих ґрунтів є відсутність гумусового горизонту і поверхнєве оглеєння в автономних умовах. За глибиною нижньої межі підзолистого горизонту в цілих ґрунтах (від нижньої межі підстилки) глеєпідзолисті ґрунти поділяють на види: *поверхневопідзолисті* (глибина нижньої межі < 5 см), *мілкопідзолисті* (5–20 см), *неглибокопідзолисті* (20–30 см) і *глибокопідзолисті* (> 30 см).

Глеєпідзолисті ґрунти дуже кислі по всьому профілю (pH_{KCl} 3,3–4,0). Найбільш кислий горизонт *Egl*, куди надходять кислі продукти розкладення лісової підстилки. Обмінна кислотність зумовлена головню алюмінієм. Насиченість основами в елювіальній частині профілю становить не менше 20%. Ці ґрунти містять мало гумусу, максимум його є в горизонті *Egl* (2–4%). За складом гумус фульватний (Сгк:Сфк = 0,2–0,3). Характерним є високий вміст світлозabarвлених гумусових сполук, їхня затічність, чітко виражена здатність утворювати рухомі комплексні форми з півтораоксидами. У складі гумінових кислот відсутня фракція, зв'язана з кальцієм.

Профіль добре диференційований за розподілом мулуватої фракції і валовим складом. Виділяється верхня опідзолена частина з найбільш широким відношенням $SiO_2:R_2O_3$. У глеєпідзолистих ґрунтах весь профіль порівняно з вихідною породою є елювіальним, різний лише ступінь винесення з різних горизонтів (більший з горизонту *Egl* і менший з горизонту *I*). Кислотний гідроліз поєднується з лесиважем (від франц. *lessiver* – вимивати, вилуговувати) – суспензійним переміщенням тонкодисперсних мінеральних частинок тріщинами і міжагрегатними ходами.

Поверхнєве оглеєння сприяє мобілізації несилікатних півтораоксидів, особливо заліза, в горизонті *Egl* і накопиченню його в горизонтах *Elgl* і *Igl* здебільшого у вигляді комплексних сполук з органічними кислотами. Максимальна кількість рухомого Fe_2O_3 спостерігається зразу ж під підзолистим горизонтом на фоні винесення валового заліза, що є показником елювіально-глейового процесу.

У Західній Європі ґрунти з поверхнєвим оглеєнням у результаті тимчасового перезволоження атмосферними опадами і періодичною зміною окисно-відновних умов отримали назву „псевдоглей”, ґрунти з постійним перезволоженням атмосферними водами – „стагноглей”. Стагноглеї можна розглядати як останню стадію еволюції псевдоглею у вологому кліматі.

В умовах вологого клімату північної тайги на легких породах, які забезпечують вільний внутрішній дренаж, формуються підзоли альфегумусові. Вони приурочені до древньоалувіальних і флювіогляціальних пісків і супісків або хрящувато-щебенюватого елювію і делювію бідних основами і півтораоксидами корінних порід. Бідність ґрунтотворних порід і опадів звичайної для піщаних ґрунтів рослинності основами й утворення в результаті розкладення та гуміфі-



кації опадів гумусових речовин головно фульвокислотної природи, які діють на мінеральну частину ґрунту, розкладаючи її, сприяють формуванню під грубогумусовою підстилкою елювіального білуватого підзолистого горизонту *E*. Відповідно до вертикальної фільтрації і зв'язування в органо-мінеральні комплекси все нових порцій заліза й алюмінію фульвокислоти досягають відомого рівня насиченості півтораоксидами і випадають в осад, утворюючи ілювіально-алюмо-залізисто-гумусовий (альфегумусовий) горизонт *Ihf* вохристого, червоно-бурого або темно-коричневого забарвлення, який поступово переходить у ґрунтотворну породу. Профіль ґрунтів формується в умовах окиснення, і ознаки оглеєння, на відміну від глеєпідзолистих ґрунтів, відсутні.

4.3. Підзоли (*Albic Podzols*)

У середньотайговій підзоні під пологом хвойних лісів на суглинкових і супіщаних породах на припіднятих дренажних елементах рельєфу розвиваються типові підзоли.

Підзона середньої тайги розташована на південь від північної тайги, приблизно між 62–64° пн. ш. Північнотайгова підзона характеризується більшою забезпеченістю теплом і додатними середньорічними температурами. Температура найтеплішого місяця – липня – на північній границі підзони близько 15–16°C, а на південній – 16,5–17,5°C. Клімат підзони надлишково вологий. Кількість опадів змінюється від 500–600 мм на заході до 480–550 мм на сході. Температура найхолоднішого місяця – січня – становить від -6 до -10°C на заході і до -24°C на сході. Період з температурою понад 10°C триває 90–114 днів.

У рослинному покриві переважають темнохвойні ялинові ліси, а на сході – з домішкою ялиці. Під пологом лісу розвинутий мох і чагарнички – чорниця і брусниця. Підлісок розвинутий слабо і складається з горобини, берези. У Західному Сибіру переважають ялиново-ялицево-кедрові ліси. Характерна особливість середньої тайги – незначна участь трав'янистої рослинності у надґрунтовому покриві плакорних лісів (фото 9).

Термін „*підзол*” використано В. В. Докучаєвим із народного лексикону Смоленської губернії і запроваджено в наукову літературу, оскільки у верхній частині профілю вирізняється освітлений безструктурний горизонт, забарвлення якого нагадує колір золи (попелу). Інколи ґрунтознавці України такі ґрунти називають *попільняками*.

Перші уявлення про генезу підзолів були висловлені у працях В. В. Докучаєва і М. М. Сибірцева, а розвиток ідей підзолотворного процесу пов'язаний з працями К. К. Гедройца, К. Д. Глинки, В. Р. Вільямса, О. А. Роде, В. В. Пономарьової, Ф. Р. Зайдельмана та інших.

Важливою особливістю підзолистого процесу є руйнування у верхній частині профілю ґрунту первинних і вторинних мінералів і винесення продуктів руйнування у нижчі горизонти і ґрунтові води. У найчистішому вигляді підзолистий процес відбувається під пологом темнохвойного лісу майже без трав'янистої рослинності. Відмерлі частини деревної і мохово-лишайникової рослинності накопичуються переважно на поверхні ґрунту у вигляді лісової підстилки. Ці залишки містять мало кальцію, азоту і багато важкорозчинних сполук, таких як лігнін, воски, смоли і дубильні речовини.

У процесі розкладення лісової підстилки утворюються різні водорозчинні органічні сполуки. Низький вміст елементів живлення і основ у підстилці, а також переважання грибною мікрофлори сприяють інтенсивному утворенню кислот, серед яких найпоширенішими є фульвокислоти і низькомолекулярні органічні кислоти (мурашина, оцтова, лимонна та інші). Кислі продукти підстилки частково нейтралізуються основами, які вивільняються при її мінералізації, більша ж їх частина надходить з водою в ґрунт, взаємодіючи з його мінеральними сполуками. До кислих продуктів лісової підстилки додаються органічні кислоти, що утворюються в процесі життєдіяльності мікроорганізмів безпосередньо в самому ґрунті, а також ті, які виділяються корінням рослин. Однак, незважаючи на прижиттєву роль рослин і мікроорганізмів у руйнуванні мінералів, найбільша роль в опідзолюванні належить кислим продуктам специфічної і неспецифічної природи, які утворюються в процесі перетворення органічних залишків лісової підстилки.

У результаті промивного водного режиму і дії кислих сполук із верхніх горизонтів лісового ґрунту видаляються насамперед всі легкорозчинні речовини. За подальшої дії кислот руйнуються і більш стійкі сполуки первинних і вторинних мінералів. Насамперед руйнуються мулуваті мінеральні частинки, тому при підзолоутворенні верхній горизонт поступово збіднюється мулом.

Продукти руйнування мінералів переходять у розчин і в формі мінеральних або органо-мінеральних сполук переміщуються із верхніх горизонтів у нижні: калій, натрій, кальцій і магній переважно у вигляді солей карбонової і органічних кислот (у тому числі й у вигляді фульвокислот); кремнезем у формі розчинних силікатів калію і натрію та частково псевдосилікатної кислоти $\text{Si}(\text{OH})_4$; Сульфур у вигляді сульфатів. Фосфор утворює здебільшого трудно розчинні фосфати кальцію, феруму й алюмінію, які практично вимиваються дуже мало.

Залізо й алюміній при опідзолюванні мігрують здебільшого у формі органо-мінеральних сполук. У складі водорозчинних органічних речовин підзолистих ґрунтів є різні сполуки – фульвокислоти, поліфеноли, низькомолекулярні органічні кислоти, кислі полісахариди тощо. Багато з цих сполук містять, окрім карбоксильних груп і атомні угруповання (спиртовий гідроксил, карбонільну групу, аміногрупи та інші), які зумовлюють можливість утворення ковалентного



зв'язку. Водорозчинні органічні речовини, які містять функціональні групи – носії електровалентного і ковалентного зв'язків, визначають можливість широкого формування в ґрунтах комплексних (в тому числі хелатних) органо-мінеральних сполук. При цьому можуть утворюватися колоїдні, молекулярно- та іонорозчинні органо-мінеральні комплекси феруму й алюмінію з різними компонентами водорозчинних органічних речовин. Такі сполуки характеризуються високою міцністю зв'язку іонів металу з органічними адептами в широкому інтервалі рН.

У результаті підзолистого процесу під лісовою підстилкою виокремлюється підзолистий горизонт, який володіє такими основними ознаками і властивостями: внаслідок винесення феруму і мангану та накопичення залишкового кремнезему забарвлення горизонту з червоно-бурого або жовто-бурого робиться світло-сірим або білуватим, який нагадує золу (попіл); горизонт збіднений елементами живлення, півтораоксидами і мулуватими частинками; має кислу реакцію і сильно ненасичений основами; у суглинкових і глинистих відмінах він набуває пластинчасто-листуватої структури або робиться безструктурним.

Частина речовин, винесених з лісової підстилки і підзолистого горизонту, закріплюється нижче підзолистого горизонту. Утворюється горизонт вмивання, або ілювіальний, збагачений мулуватими частинками, півтораоксидами заліза й алюмінію та іншими сполуками. Інша частина речовин, вимитих низхідними потоками води, досягає ґрунтового-підґрунтових вод і, рухаючись разом з ними, виходить за межі ґрунтового профілю.

В ілювіальному горизонті завдяки вмитим сполукам можуть утворюватися вторинні мінерали типу монтморилоніту, гідроксидів заліза й алюмінію та інші. Ілювіальний горизонт набуває помітної ущільненості, інколи деякої зцементованості. Гідроксиди заліза і марганцю в окремих випадках накопичуються в профілі ґрунту у вигляді залізо-марганцевих конкрецій. У легких за гранулометричним складом ґрунтах вони приурочені найбільше до ілювіального горизонту, а у важких – до підзолистого. Утворення цих конкрецій, очевидно, пов'язане з життєдіяльністю специфічної бактеріальної мікрофлори.

На однорідних за гранулометричним складом породах (наприклад, на покривних суглинках) ілювіальний горизонт зазвичай формується у вигляді темно-бурих або коричневих нальотів (лакування) органо-мінеральних сполук на гранях структурних окремоостей, на стінках тріщин. На легких породах цей горизонт виражений у вигляді оранжево-бурих або червоно-бурих прошарків або вирізняється коричнево-бурим відтінком.

У деяких випадках в ілювіальному горизонті піщаних підзолистих ґрунтів накопичується значна кількість гумусових речовин. Такі ґрунти називають підзолистими ілювіально-гумусовими.

Отож підзолистий процес супроводжується руйнуванням мінеральної частини ґрунту і винесенням деяких продуктів руйнування за межі ґрунтового про-

філю. Частина продуктів закріплюється в ілювіальному горизонті, утворюючи нові мінерали. Однак елювіальному процесу, що розвивається при опідзоленні, протистоїть інший, протилежний за своєю суттю, процес, пов'язаний з біологічною акумуляцією речовин.

Інтенсивність підзолистого процесу залежить від поєднання чинників ґрунтоутворення. Одна з умов його прояву – низхідний потік води. Чим менше промочується ґрунт, тим слабше протікає цей процес. Тимчасове надлишкове зволоження ґрунту під лісом посилює підзолистий процес. У цих умовах утворюються закисні легкорозчинні сполуки заліза і марганцю та рухомі форми алюмінію, що сприяє їхньому винесенню з верхніх горизонтів ґрунту. Окрім того, виникає велика кількість низькомолекулярних кислот і фульвокислот. Зміна режиму зволоження ґрунту, що відбувається під впливом рельєфу, також буде посилювати або послаблювати розвиток підзолистого процесу.

Розвиток підзолистого процесу значною мірою залежить від властивостей материнської породи, зокрема її хімічного складу. На карбонатних породах цей процес значно слабшає, що спричинене нейтралізацією кислих продуктів вільним вуглекислим кальцієм породи і кальцієм опаду. Окрім того, в розкладенні опаду зростає роль бактерій, а це веде до утворення менш кислих продуктів, ніж при грибному розкладенні. Катіони кальцію і магнію, вивільнені з лісової підстилки і переміщені в ґрунт, коагулюють органічні сполуки, гідроксиди заліза, алюмінію і марганцю, оберігаючи їх від винесення з верхніх горизонтів ґрунту.

На вираженість підзолистого процесу великий вплив має також склад деревних порід. В однакових умовах розташування опідзолювання під листяними (зокрема, широколистяними) лісами (дуб, липа, клен тощо) відбувається слабше, ніж під хвойними. Опідзолювання під пологом лісу посилює зозулин льон і сфагнові мохи.

Поруч з опідзолюванням генеза підзолистих ґрунтів пов'язана з лесиважем. Теорія лесиважу розроблена К. Д. Глинкою, потім удосконалена Ф. Дюшофуром, В. Кубієною, І. П. Герасимовим, С. В. Зонном та іншими. Процес лесиважу відбувається під листяними лісами за участі менш кислого гумусу і супроводжується переміщенням із верхніх горизонтів у нижчі мулуватих частинок без їх хімічного руйнування. Ґрунти, в яких освітлений елювіальний горизонт формується під впливом лесиважу і поверхневого оглеєння, називають *псевдопідзолистими*, а сукупність цих процесів – *псевдоопідзоленням*.

Підзоли мають генетичний профіль з контрастними переходами між генетичними горизонтами (фото 10).

Но – горизонт, що представляє органігенну частину профілю і розділяється на дві частини: зверху – типова лісова підстилка, що складається з залишків хвої, мохів, шишок, листя; потужність підстилки від 2 см до 10 см; нижче рослинні залишки краще розкладені, частина їх перетворена в грубий гумус, має нестривко-



дрібогрудкувату структуру; горизонт пронизаний тонкими коренями деревних рослин, містить продукти діяльності комах; нижня межа проходить на глибині 10–15 см.

E – підзолистий горизонт, різко відрізняється від верхнього горизонту, має білувато-попелясте забарвлення, або білий, з ознаками горизонтального поділу; слабоущільнений або пухкий; потужність від декількох сантиметрів до 20–30 см; перехід у нижчі горизонти різкий, перехід слабохвилястий.

Ih – ілювіально-гумусовий або ілювіально-залізисто-гумусовий, коричнево-бурого (коричневого) або вохристо-бурого забарвлення; структура виражена слабо, проте горизонт ущільнений, зцементований, інколи являє собою чергування більше і менше озалізнених прошарків товщиною до 1 см (псевдофібри); на кам'янистих компонентах – натічні темно-бурі плівки; загальна товщина горизонту може бути лише декілька сантиметрів, проте може сягати і 50 см; перехід у ґрунотворну породу поступовий.

P – сіалітна ґрунотворна порода, піщана або опіщанена з включеннями хрещи і щебеню.

Така ж різка диференціація профілю простежується і за хімічними властивостями.

Підзоли мають специфічний гумусовий профіль: в горизонті *Ho* кількість органічної речовини (слаборозкладені органічні залишки) сягає 5% і більше, у підзолистому горизонті його вміст різко знижується (інколи до часток відсотка), а в горизонті *Ih* зазвичай спостерігається його максимум – до 3–8%. Вниз по профілю до материнської породи його вміст поступово зменшується. У складі гумусу переважають фульвокислоти: у верхній частині профілю відношення Сгк:Сфк – 0,4–0,6, а в середній і нижній частинах може звужуватися до 0,2–0,1. Частина фульвокислот представлена фракцією органо-мінеральних сполук, зв'язаних з півтораоксидами, але в помітних кількостях наявні і вільні фульвокислоти, насамперед близько до поверхні ґрунту.

Підзоли – одні з найкисліших і найбільш ненасичених ґрунтів. У горизонтах *Ho* і *E* величини рН можуть знижуватися до 3,5 і 3,0 і тільки нижче від горизонту *Ih* вони наближаються до слабокислої реакції. Ненасиченість основами у верхній частині профілю може перевищувати 70–80%. У складі ґрунтового-вбирного комплексу при підлеглому значенні кальцію і магнію переважає водень і алюміній. Ємність вбирання незначна, причому коливається по профілю: від 2–4 ммоль/100 г ґрунту в горизонті *E* до 15–20 ммоль/100 г ґрунту в горизонті *Ho* і понад 5 ммоль/100 г ґрунту в горизонті *Ih*.

Для підзолів типовим є ілювіально-ілювіальний тип розподілу валових і особливо несилікатних форм оксидів феруму й алюмінію. Різкий мінімум їх вмісту спостерігається в горизонті *E* і максимум – у горизонті *Ih*. Деяке відносне збільшення R_2O_3 простежується в грубогумусовому горизонті. За загального ма-

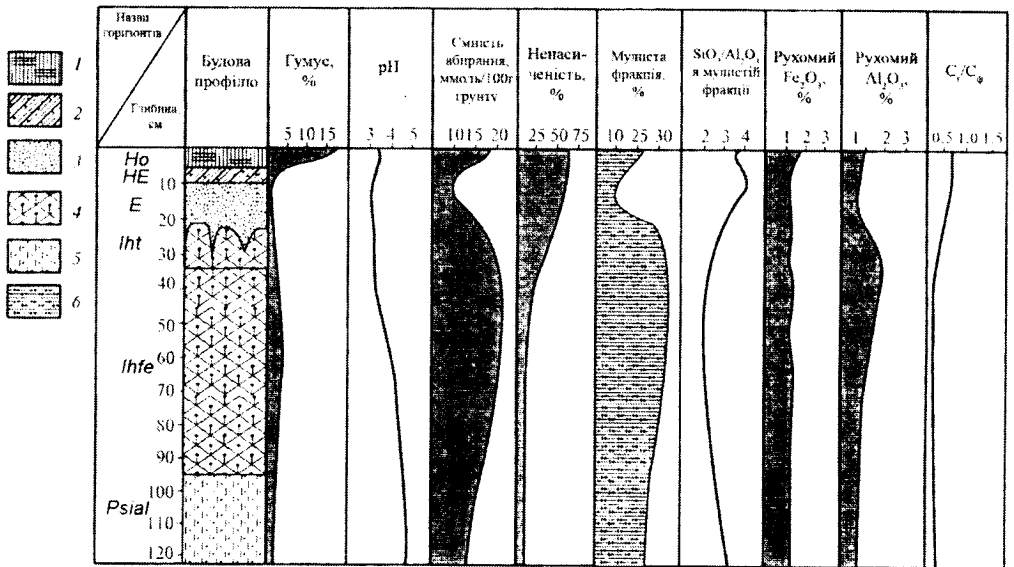


Рис. 4.1. Будова профілю, склад і властивості підзолистого ґрунту (за О. М. Геннадієвим, М. А. Глазовською, 2005). Генетичні горизонти:

1 – грубогумусовий; 2 – гумусово-елювіальний; 3 – елювіальний; 4 – ілювіальний; 5 – сіалітна ґрунтотворна порода. Склад мулуватої фракції: 6 – іліт-монтморилонітовий

лого вмісту (менше 5%) мулувата фракція має більш-менш рівномірний розподіл по профілю (рис. 4.1).

Для підзолів характерна висока водопроникність і мала вологоємність, а також низька забезпеченість елементами живлення. Підзоли не утворюють суцільних великих ґрунтових ареалів, що зумовлено специфікою літології поверхневих порід. Найчастіше вони утворюють асоціації з різними болотними ґрунтами, що характерно для великих зандрових полів – Полісся. На гірських схилах вони поєднуються зазвичай з буроземами.

Підзоли, як на пісках, так і на щебенюватому елювії-делювії гірських схилів, – це типово лісові ґрунти, і жодне інше землекористування на них не є екологічно доцільним.

Землеробське використання піщаних підзолів можливе, проте вони малопродуктивні для сільськогосподарських культур. Для покращення їхніх властивостей необхідне періодичне внесення високих доз органічних добрив, вапнування, а також необхідне регулярне внесення мінеральних добрив. Розорювання суглинкових підзолів спричиняє їхнє знеструктурування, а низький вміст гумусу – схильність орного горизонту до запливання й утворення кірки. Ці несприятливі властивості можна усунути шляхом інтенсивного окультурення (внесенням органічних добрив, посівом багаторічних трав, вапнуванням та іншими заходами).



4.4. Дерново-підзолисті ґрунти (*Albeluvisols*)

Дерново-підзолисті ґрунти поширені в південно-тайговій підзоні тайги (мішані ліси), яка розташована на південь від середньої тайги між 60° пн. ш., опускаючись на заході до 50° пн. ш. У цю підзону входить і Українське Полісся.

Для клімату підзони характерне достатнє зволоження при значному забезпеченні теплом. Температура найтеплішого місяця – липня – в усій підзоні 17–20°C, найхолоднішого місяця – січня – від -2° до -5°C на заході і від -20°C до -25°C на сході. Кількість атмосферних опадів зменшується з заходу на схід: у європейській частині – 700–600 мм, в азійській – 500–350 мм. Коефіцієнт зволоження 1,00–1,33.

Природні умови підзони сприяють формуванню південно-тайгових лісів з домішкою широколистяних порід і змішаних хвойно-широколистяних лісів з багатим трав'яним покривом. На крайньому заході ліси хвойно-широколистяні з домішкою ялини, дуба, граба, місцями бука, в підліску – ліщини. На легких породах ліси соснові та сосново-дубові, на схід бук і граб відсутні. У Західному Сибіру ліси ялиново-кедрово-ялицеві в поєднанні з березняками й осичниками. В широколистяних лісах добре розвинутий підлісок з липи, горобини, черемхи, ліщини, а також трав'яний покрив (фото 11).

Достатньо вологий і теплий клімат сприяє енергійній діяльності ґрунтової фауни і мікроорганізмів, забезпечує інтенсивний біологічний колообіг. Найвність у лісах листяних порід і трав'янистої рослинності, які мають підвищену зольність порівняно з хвойними породами і мохами, сприяє закріпленню частини гумусових речовин у верхньому горизонті і формуванню у верхній частині профілю під підстилкою чітко вираженого гумусово-аккумулятивного горизонту (*H*), утвореного в результаті дернового процесу. Однак для цілковитої нейтралізації основ, утворених у процесі розкладення рослинних залишків, гумусових речовин не вистачає, тому тут відбувається і підзолистий процес. Поєднання цих процесів веде до формування дерново-підзолистих ґрунтів, які становлять основний фон ґрунтового покриву південно-тайгової підзони, переважаючи на додатних елементах рельєфу.

В основі поділу дерново-підзолистих ґрунтів на види є: потужність гумусового горизонту: слабодернові (< 10 см), середньодернові (10–15 см), глибокодернові (> 15 см); глибина нижньої границі підзолистого горизонту: поверхнево-підзолисті (< 10 см), мілкопідзолисті (10–20 см), неглибокопідзолисті (20–30 см) і глибокопідзолисті (> 30 см).

Генетичний профіль цілинних дерново-підзолистих ґрунтів має такі горизонти:

Ho – лісова підстилка, складається з опадів хвої, листя, уламків гілок, шишок, залишків мохів і трав; нижні шари зазвичай характеризуються значним



розкладенням, посиленням темно-сірого забарвлення, земляним складенням, потужність коливається від 1–2 до 10–15 см;

HE – гумусово-акумулятивний (елювіальний), сірий або світло-сірий, дрібногрудкувата нестійка структура, пухке складення, в горизонті зосереджена основна маса коріння дерев'янистої і трав'янистої рослинності, потужність від декількох до 10–15 см;

E – підзолистий, найсвітліше забарвлений, сірувато-білуватий, має шарувату або пластинчасту структуру, інколи безструктурний, потужність від 1 до 20 см і більше; легший за гранулометричним складом, ніж нижчий горизонт; слабоущільнений, нерідко в горизонті трапляються рудякові зерна чорного забарвлення діаметром до декількох міліметрів; нижня межа нерівна, часто язичувата;

I – ілювіальний; бурий, темно-бурий або червоно-бурий, ущільнений і важчий за гранулометричним складом, ніж підзолистий горизонт; має горіхувату структуру, донизу – призматичну або брилувату; на гранях структурних агрегатів темні коричневі плівки, нерідко поверхня покрита білуватою присипкою і чорними плямами манганового складу; горизонт має вертикальну протяжність до 100–150 см;

P – материнська порода сіалітного складу, частіше безкарбонатна, знаходиться на глибині 200–250 см (фото 12).

Оцінюючи властивості дерново-підзолистих ґрунтів, необхідно відзначити такі їхні загальні властивості:

- чітко виражена диференціація профілю на елювіальну та ілювіальну частини з утворенням світлого підзолистого горизонту у верхній частині профілю під малопотужним гумусовим горизонтом;
- збіднення елювіальної частини профілю фізичною глиною, мулом, півтораоксидами і відповідне їх накопичення в ілювіальному горизонті; відносне збагачення елювіальних горизонтів SiO_2 ;
- малий вміст гумусу (2–3% в горизонті *H* і 0,5–1,0% в горизонті *E*), малий запас гумусу при переважанні в складі гумусу фульвокислот над гуміновими, а в складі гумінових – бурих гумінових кислот;
- висока актуальна і потенціальна кислотність верхньої частини профілю, передусім у цілинних ґрунтах під лісом;
- невелика ємність катіонного обміну (10–15 ммоль/100 г ґрунту) при низькому ступені насичення основами (менше 50% у верхній частині профілю);
- низька забезпеченість елементами живлення рослин;
- несприятливі фізичні властивості: наявність ущільненого ілювіального горизонту в середній частині профілю і відповідна диференціація фільтраційних властивостей по профілю, відсутність агрономічно цінної структури (неміцна грудкувато-пилувата в горизонті *H*, плитчасто-пластинчаста



в горизонті *E*, призмоподібна в горизонті *I*), велика щільність і низька пористість;

- високий вміст рухомого алюмінію, що зумовлює обмінну кислотність ґрунтів і унеможливує токсикоз рослин (рис. 4.2).

Своєрідним варіантом підзолистих ґрунтів є палево-підзолисті ґрунти (*Brunic Luvisols*), які поширені в північно-західних районах Росії і частково в Білорусі. Для їхнього профілю характерні наявність бурого підгоризнту у верхній частині горизонту *E* і загальний палевий відтінок підзолистого горизонту. Їхнє утворення пов'язане зі специфікою водного режиму (підтягування до поверхні збагачених ферумом розчинів під час літнього висихання).

Серед орних дерново-підзолистих ґрунтів виокремлюють дерново-слабопідзолисті, дерново-середньопідзолисті і дерново-сильнопідзолисті. На високих піщаних пагорбах Українського Полісся трапляються дерново-приховано-підзолисті ґрунти з недиференційованим озалізненим профілем, які професор Д. Г. Тихоненко виокремлює як іржаво-бурі ґрунти.

Підзолисто-дернові ґрунти характеризуються глибоким гумусовим горизонтом (до 40 см). У розораних варіантах у цих ґрунтах виокремлюють орний і підорний горизонти. Такі ґрунти приурочені до периферії неглибоких знижень або западин, де відсутній застійний режим вологи.

На територіях атмосферного і підґрунтового перезволоження утворюються оглесні види дерново-підзолистих і підзолисто-дернових ґрунтів. У профілі таких ґрунтів на глибинах проявляються ознаки оглешення, що надає горизонтам

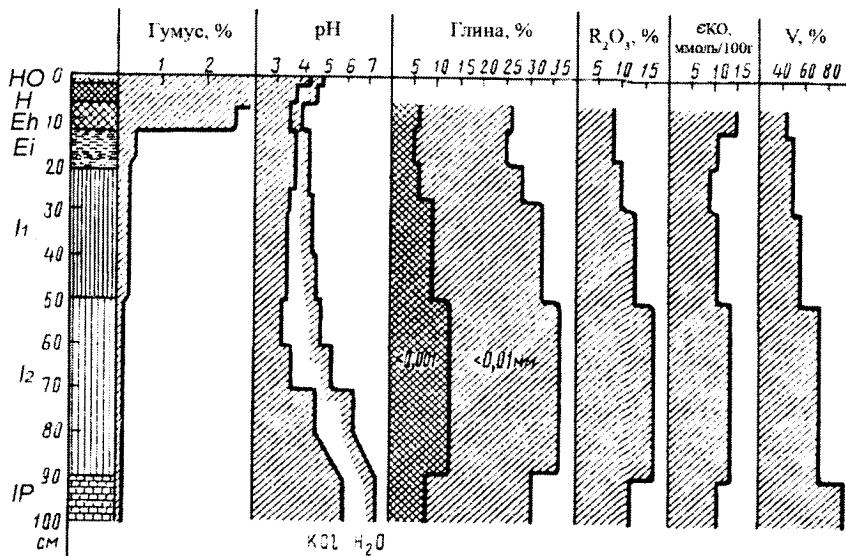


Рис. 4.2. Будова профілю, склад і властивості дерново-підзолистого ґрунту (за В. В. Пономарьовою, 1970)



сизого або сталевно-сірого забарвлення, pojawiaються іржаво-вохристі плями, залізо-марганцеві конкреції, пунктуації тощо.

Оглеєні ґрунти розрізняють за способом оглеєння, глибиною залягання оглеєних горизонтів, ступенем оглеєння. За способом оглеєння вирізняють поверхнево-оглеєні (оглеєність від застою поверхнево-делювіальних вод) і ґрунтово-глейові (з близьким заляганням підґрунтових вод) ґрунти.

Ґрунтово-глейові ґрунти поділяють на глейові (оглеєний весь профіль), глеюваті (оглеєність не вище від ілювіального горизонту), глибоко-глеюваті (оглеєність у нижній частині профілю або в породі). За ступенем оглеєння вирізняють слабо-, середньо- і сильнооглеєні дерново-підзолисті ґрунти.

Природна родючість дерново-підзолистих ґрунтів низька, оскільки вона лімітується несприятливим комплексом як фізико-хімічних, так і фізичних властивостей. При розорюванні й освоєнні цих ґрунтів необхідно застосовувати спеціальні заходи з їхнього окультурення. Окультурення орних дерново-підзолистих ґрунтів передбачає створення глибокого (25–30 см), пухкого (щільність будови 1,1–1,2 г/см³), високогумусованого (3–5% гумусу), слабокислого (рН_{КСІ} 5,5–6,0) або нейтрального орного шару, чого досягають поступовим поглибленням при внесенні високих доз органічних добрив і вапнуванні, а також систематичним внесенням мінеральних добрив, регулюванням водного режиму, веденням системи обробітку і сівозміни.

4.5. Болотно-підзолисті ґрунти (*Histic Gleyic Podzols, Histic Planosols*)

Ґрунти болотно-підзолистого типу формуються в результаті підзолистого і болотного процесів ґрунтоутворення, зумовленого тимчасовим надлишковим зволоженням поверхневими або м'якими ґрунтовими водами. Поширені в підзоні глеєпідзолистих і підзолистих ґрунтів, а також у підзоні дерново-підзолистих ґрунтів і приурочені до понижених елементів рельєфу. Ці ґрунти належать до напівгідроморфних, мають кислу реакцію (рН_{КСІ} 3–4). Підзолистий горизонт збагачений кремнеземом і збіднений півтораоксидами, а в глейових горизонтах накопичуються рухомі форми феруму.

Болотно-підзолисті ґрунти зберігають ознаки підзолистих ґрунтів, проте характеризуються оглеєнням мінеральної частини і мають з поверхні органічний горизонт від 10 до 30 см.

Профіль болотно-підзолистих ґрунтів має таку будову: з поверхні лісова підстилка *O* або очіс, нижче є торф'янистий горизонт *T*, який може бути слаборозкладеним (торф'яний), середньорозкладеним (перегнійно-торф'яний) і сильнорозкладеним (перегнійний). Під торф'янистим горизонтом залягає гумусовий горизонт *H* або *Hgl*, під ним підзолистий *E* або *Egl*, ілювіальний *I* і порода *P* або *Pgl*.



Оглеєння породи виражене тільки при ґрунтовому зволоженні. Профіль, залежно від підзони, має потужність 50–200 см.

Серед болотно-підзолистих ґрунтів вирізняють такі підтипи: торф'янисто-підзолисті поверхнево-глейові (H 10–30 см, оглеєння сильне по всьому профілю), торф'янисто-підзолисті ґрунтово-глейові (H 10–30 см, оглеєння сильне, нижня частина профілю перезволожена, часто водоносна), перегнійно-підзолисті поверхнево-глейові. Потужність перегнійного горизонту H 10–20 см, вміст гумусу 20–30%. Реакція ґрунтового розчину у верхній частині профілю кисла ($pH_{КСІ}$ близько 4), а в нижній – близька до нейтральної (pH 6–7). Дерново (перегнійно)-підзолисті ґрунтово-глейові формуються на піщаних і супіщаних породах у підзоні дерново-підзолистих ґрунтів. Потужність перегнійного або дернового горизонту 10–20 см, добре виражений ортзандовий, або ілювіально-гумусовий, горизонт, в якому міститься від 2 до 10% гумусу.

4.6. Мерзлотно-тайгові ґрунти (*Gelistagnic Cambisols, Gelic Cambisols*)

Мерзлотно-тайгові ґрунти поширені на схід від р. Єнісей у Східносибірській мерзлотно-тайговій області. Великі масиви мерзлотно-тайгових ґрунтів приурочені до територій Канадського кристалічного щита і між Великим Медвежим і Несвольничим озерами та Гудзоною затокою, на півострові Лабрадор. У континентальних районах Азії південна межа поширення мерзлотно-тайгових ґрунтів проходить приблизно до 50-ї паралелі, на Алясці і в Центральній частині Північноамериканського материка по 60°, на півострові Лабрадор опускається до 54° пн. ш. Мерзлотно-тайгові ґрунти в Євразії приурочені до області суцільного і переривчастого поширення багаторічно мерзлих порід, у Північній Америці – до області острівної мерзлоти.

Характерною особливістю клімату території поширення мерзлотно-тайгових ґрунтів є те, що температура ґрунтів найтеплішого місяця року завжди нижча, ніж температура повітря. Кількість опадів суттєво змінюється від 200–300 до 500–600 мм.

Мерзлотно-тайгові ґрунти формуються переважно під модриною тайгою з надґрунтовим покривом з чагарничків (багно, брусниця, буяхи тощо) (фото 13).

Вирізняють три підтипи мерзлотно-тайгових ґрунтів: мерзлотно-тайгові глейові, мерзлотно-тайгові неоглеєні, мерзлотно-палеві ґрунти.

Профіль мерзлотно-тайгових оглеєних ґрунтів характеризується оторфованістю органогенного горизонту, наявністю оглеєння і слідів мерзлотного перемішування профілю, слабкою диференціацією профілю за забарвленням і гранулометричним складом, наявністю фрагментів похованого органогенного матеріалу в профілі внаслідок кріотурбацій, тиксотропністю ґрунту. При випну-

тому горбкуватому нанорельєфі органогенний горизонт складається з підстилки і темно-коричневого перегнійно-торф'яного горизонту *HT*, нижче розташовується буро-коричневий шаруватий горизонт *Ih*. Зверху донизу темне забарвлення посилюється. Зростає також пливунність і тиксотропність. У тріщинах горизонт *HT* має потужність від 18 до 50 см і переходить у бурий оглеєний і переважно мерзлий горизонт *Igl* (фото 14).

У мерзлотно-тайгових ґрунтах простежується низький вміст високодисперсних мінералів.

Мерзлотно-тайгові ґрунти мають кислу або сильнокислу реакцію, ненасичені основами. У нижній частині профілю кислотність стає дещо меншою. Диференціація профілю за валовим хімічним складом не виражена, але чітко простежується акумуляція рухомих оксидів феруму як по всьому профілю, так і особливо у верхній його частині. Вміст рухомого заліза може сягати 20–25% від валового.

Гумус мерзлотно-тайгових ґрунтів становить 4–5% і він різко фульватний (Сгк:Сфк – 0,3–0,6). Гумус має натічний характер. Його максимум спостерігається у верхній частині профілю з поступовим зменшенням вниз по профілю; у надмерзлотному горизонті спостерігається другий максимум збільшення органічної речовини. Відношення С:N – 32–24. Гумінові кислоти переважно зв'язані з півтораоксидами.

Для мерзлотно-тайгових ґрунтів характерний рівномірний розподіл мулуватої фракції по профілю та однорідне співвідношення фракцій по всіх горизонтах. На щебенюватих породах у гірських районах по всьому профілю переважає крупна фракція 0,25–0,01 мм. Ґрунти середнього і важкого гранулометричного складу, безструктурні та практично водонепроникні. У випадку розорювання водо-фізичні властивості мерзлотно-тайгових ґрунтів ще більше погіршуються. Нижні горизонти мають листувате складення (рис. 4.3).

Гене́за мерзлотно-тайгових ґрунтів обумовлена такими процесами ґрунотворення: підстилкоутворення і поверхнєве накопичення грубого гумусу; гумусова мобілізація рухомого феруму і подальша його міграція за рахунок кріогенних процесів; за наявності льодистої мерзлоти в поганих умовах дренажу розвивається процес оглеєння, а в умовах доброго дренажу починається процес міграції і винесення алюмо-залізисто-гумусових сполук і формування освітленого горизонту (опідзолення); наявність кріотурбаційних процесів, таких як морозобійне розтріскування, випинання, тиксотропний плин, кріогенне оструктурування.

Мерзлотно-тайгові неоглеєні ґрунти (гомогенні кріоземи) розвиваються під рідкостійною пригніченою модриновою тайгою на різних ґрунотворних породах за відсутності застійного зволоження. Для гомогенних кріоземів характерна наявність торф'яного органогенного горизонту, мала потужність профілю і велика кількість включень льоду, переважання у мінеральному горизонті нерозкладе-

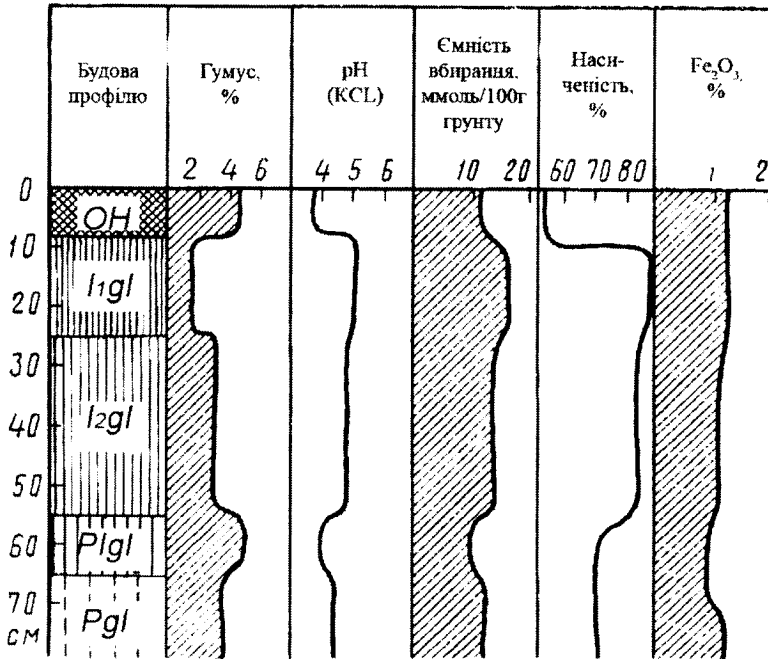


Рис. 4.3. Будова профілю, склад і властивості мерзлотно-тайгового ґрунту (за Є. М. Наумовим, 1971)

них і напіврозкладених рослинних залишків за рахунок кріотурбацій, гомогенність, безструктурність, шливунність, відсутність ознак оглеєння.

Палеві мерзлотні ґрунти, на відміну від мерзлотно-тайгових глейових і неоглесених ґрунтів, формуються в умовах ультраконтинентального холодного напіваридного клімату переважно на середніх і основних породах, хоча трапляються і на кислих. Поширені у передтундрових рідколіссях підзони середньої і південної тайги. Особливостями будови профілю палевих ґрунтів є наявність гумусово-аккумулятивного горизонту, метаморфічний характер горизонту, відсутність ознак Al-Fe-гумусового процесу, фульватне гумусоутворення без потічності гумусу, високий вміст окристалізованих сполук вільного феруму при низькому вмісті аморфних сполук, повна насиченість основами (палеві нейтральні ґрунти) або помірна насиченість (кислі палеві ґрунти).

Основними елементарними процесами, що формують профіль палевих ґрунтів, є: уламкова ферсальгізація (оглинювання й озалізнення), біогенна аккумуляція, гумусонакопичення на місці, кріогенне розтріскування, дегідратація і кристалізація вільних сполук феруму.

Райони поширення мерзлотно-тайгових ґрунтів здебільшого є базами оленярства, мисливсько-промислового господарства, звірівництва. Незважаючи на

суворі кліматичні умови, тут розвинуте м'ясо-молочне тваринництво, табунне конярство, овочівництво закритого і відкритого ґрунту. На схилах південної експозиції і в місцях, захищених від холодного вітру, за умови достатнього внесення добрив і правильної системи догляду за рослинами можна отримувати непогані врожаї овочевих і кормових культур.

На Камчатці під березовими лісами з потужним високотрав'ям широко поширені попело-вулканічні ґрунти. Вони характеризуються грубим і дуже рухливим гумусом, вміст якого у верхніх горизонтах становить 7–15%. Ґрунти ненасичені основами, кислі. У нижній частині профілю часто розвинутий ілювіально-залізисто-гумусовий горизонт вохристого забарвлення, багатий оксидами алюмінію і феруму.

У тайгових лісах Далекого Сходу поширені буро-тайгові ґрунти, які містять велику кількість гумусу в горизонті H_1 (20–24%) з різким падінням горизонті I (5–6%). Мають кислу реакцію ґрунтового розчину по всьому профілю, ненасичені основами. Ознаки опідзолення виражені слабо або відсутні. В умовах сезонного поверхневого зволоження і розвитку елювіально-глейового процесу формуються буро-тайгові ґрунти з освітленим горизонтом E , які називають тайговими підбілами.

4.7. Болотні ґрунти (*Gleysols, Histosols*)

Болотні ґрунти мають широке розповсюдження на земній поверхні. *Основні масиви болотних ґрунтів зосереджені в тундровій, тайгово-лісовій і тропічній зонах.* В Україні площа боліт і заболочених земель приблизно 5,5 млн га, а власне боліт – 1,17 млн га. Болота найбільше зосереджені на Поліссі та Малому Поліссі, Лівобережному Лісостепу, Середньому Придніпров'ї, Західному Лісостепу, Передкарпатті та Закарпатті.

Формування і розвиток болотних ґрунтів нерозривно пов'язані з надлишковим зволоженням, спричиненим поверхневими і ґрунтовими водами та приуроченим до від'ємних форм рельєфу, а також до рівнинних територій зі слабким поверхневим стоком або його відсутністю у випадку наявності щільного водотривкого горизонту в товщі ґрунту чи ґрунтоутворної породи. Болотні ґрунти формуються під впливом двох процесів – торфоутворення та оглешення (фото 15).

Торфоутворення – це накопичення на поверхні ґрунту напіврозкладених рослинних залишків у результаті їх сповільненої гуміфікації і мінералізації в умовах надлишкового зволоження. На початковій стадії заболочування появляються вологолюбні автотрофні рослини, які в наступній стадії змінюються зеленими мохами, зозулиним льоном і, насамкінець, білим мохом – сфагнумом. Надлишкове зволоження відображається не тільки на складі рослинності, але й на темпах і характері розкладення її залишків.



В анаеробних умовах інтенсивність процесів окиснення сильно слабшає і органічні речовини до кінця не мінералізуються. Розкладення їх при анаеробності веде до утворення проміжних продуктів у вигляді високомолекулярних органічних кислот (масляна, молочна, оцтова тощо), які пригнічують життєдіяльність мікроорганізмів, що відіграють важливу роль у процесах перетворення органічних речовин у ґрунті.

При розкладенні органічних залишків в анаеробних умовах на поверхні ґрунту накопичуються напіврозкладені органічні речовини у вигляді торфу. Потужність товщі торфу може сягати 10 м і більше. В утворенні торфу важлива роль належить різним ґрунтовим мікроорганізмам. На початковій стадії на відмерлій рослинності активно розвиваються неспороносні бактерії і гриби, які надалі змінюються целюлозорозкладачами та іншими мікроорганізмами.

Анаеробіозис різко гальмує розкладення органічної речовини, а тим самим і залучення зольних елементів і азоту в нові цикли біологічного колообігу, тому виникає відносна нестача елементів зольного живлення і азоту для рослин.

У різних умовах заболочування території простежуються свої особливості розвитку і зміни болотної рослинності.

При болотному процесі в пониженнях, куди з ґрунтово-підґрунтовими водами надходить значна кількість елементів живлення, можуть стійко розвиватися вимогливіші до поживного режиму трав'янисті рослини-торфоутворювачі: щільнокущові злаки, осоки, очерет, пухівка, рогіз, хвощ та інші. Особливо велику роль у торфоутворенні відіграють мохи: гілкові зелені (*Bryales*), зозулин льон (*Politrichum commune L.*), білі сфагнові (*Sphagnales*).

Другим важливим процесом в утворенні болотних ґрунтів є глейовий. Термін „глей” введений в наукову літературу Г. М. Висоцьким, який вперше вказав на біохімічну природу глеєутворення. Глей – це більш-менш щільна суглинкова або глиниста порода сірого кольору з зеленкуватим відтінком. Головну роль у процесі оглеєння відіграє перетворення оксиду заліза в закис з подальшим його вилугуванням. Цей перехід відбувається в умовах утрудненого або повного припинення доступу кисню повітря за участі анаеробних мікроорганізмів.

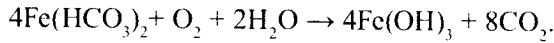
Власне процес оглеєння – складний біологічний відновний процес, який відбувається при перезволоженні ґрунтів в анаеробних умовах за обов'язкової наявності органічної речовини і участі анаеробних мікроорганізмів. Провідна роль у процесах оглеєння належить маслянокислим бактеріям.

При глеєутворенні відбувається руйнування первинних і вторинних мінералів. Окрім того, суттєвих перетворень зазнають сполуки елементів зі змінною валентністю (Fe, Mn, S і N). Найхарактерніша особливість глеєутворення – відновлення окисного заліза в закисне. Воно може відбуватися в результаті як ферментативної діяльності мікроорганізмів, так і під впливом продуктів життєді-



яльності анаеробних мікроорганізмів. До таких продуктів належать газоподібні сполуки (H_2 , H_2S), низькомолекулярні органічні кислоти і гумінові кислоти.

Перша речовина, що утворюється при відновленні заліза, – двовуглекисле залізо $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, яке в природних умовах досить добре розчинне у воді і при зміні відновних умов на окисні легко окислюється з утворенням гідрооксиду заліза:



Іржаві та вохристі плями, примазки та інші залізисті утворення в слабозаболочених ґрунтах зумовлені сполуками гідрату окису заліза, які виникають при зміні окисно-відновних умов. При тривалому і постійному надлишковому зволоженні в умовах стійкого розвитку глейового процесу іони закисного заліза вступають у реакцію з кремнеземом і глиноземом, утворюючи з ними вторинні алюмоферосилікати, в склад яких входить закисне залізо.

Такі мінерали, на відміну від мінералів, що містять окисне залізо, мають сизувате, брудно-зеленкувате або голубувате забарвлення. Ґрунтові горизонти, в яких накопичуються такі мінерали, називають *глейовими*. Коли надлишкове зволоження нетривале, то суцільний глейовий горизонт може не утворитися, а замість нього в ґрунтовому профілі появляються окремі сизуваті або зеленувато-голубуваті плями. Такі горизонти називають *глеюватими*.

У процесі оглеєння, окрім вторинних мінералів, стійкіших до окислення, утворюються і менш стійкі мінерали, до яких можна віднести сидерит (FeCO_3) і вівіаніт [$\text{Fe}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$]. При оглеєнні ґрунт відносно збагачується силікатною кислотою і збіднюється залізом і трохи алюмінієм.

Під час оглеєння відновлюється марганець з утворенням рухомих його сполук. Продуктами відновлення сірки в умовах розвитку стійкого оглеєння є H_2S і FeS .

Оскільки при оглеєнні утворюються активні органічні сполуки з кислотними властивостями і рухомі компоненти руйнування та відновлення мінеральної частини ґрунту, то створюються сприятливі умови для виникнення різноманітних органо-мінеральних сполук, що мають важливе значення в міграції заліза, марганцю і алюмінію з оглеєних горизонтів. Найсильніше процеси міграції розвиваються в ґрунтах поверхневого тимчасового надлишкового зволоження під впливом сезонного оглеєння при поєднанні з низхідними струменями води. Такий елювіально-глейовий процес відіграє значну роль у формуванні елювіальних горизонтів у різних типах ґрунтів – глеєпідзолистих, солодях, підбілах та інших.

Розвиток процесів оглеєння суттєво погіршує агрономічні властивості ґрунтів, і для їхнього покращення необхідне проведення корінної зміни водно-повітряного режиму осушувальними меліораціями, а для ґрунтів тимчасового поверхневого зволоження – застосування комплексу агротехнічних заходів.



Основними типами заболочування або болотоутворення є заболочування суші і заторфовування водойм. Заболочування суші відбувається атмосферними і прісними ґрунтовими водами.

Заболочування суші атмосферними водами відбувається головню на вирівняних територіях, складених важкими породами, і приурочене до різного роду понижень на вододілах. На початкових стадіях поверхневого заболочування формуються перегнійно-підзолисті поверхнево-глеюваті ґрунти. Надалі гумусовий горизонт цих ґрунтів оторфовується, а потім утворюється самостійний торф'яний горизонт на поверхні ґрунту, в результаті чого формуються торф'янисто- або торф'яно-підзолисто-глейові ґрунти, які при подальшому наростанні торф'яного шару перетворюються в болотний верховий ґрунт.

Заболочування прісними (м'якими) ґрунтовими водами відбувається на безкарбонатних переважно легких породах, які підстеляються важкими за гранулометричним складом відкладами. Надходження атмосферних опадів спричиняє високе стояння ґрунтово-підґрунтових вод, внаслідок чого виникає надлишкове зволоження ґрунтового профілю. Заболочування починається з розвитку оглеєння у нижніх горизонтах і формування трав'янистої підстилки, а потім і торф'янистого горизонту. Стійкий розвиток ґрунтового заболочування прісними водами веде до утворення болотно-підзолистого, а потім торф'яно-глейового і торф'яного ґрунту верхового болота.

Заболочування жорсткими ґрунтовими водами відбувається за рахунок ґрунтових вод, насичених двовуглекислим кальцієм $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. На таких ділянках добре розвивається вологолюбна трав'яниста рослинність, дерева і чагарники. Наявність бікарбонату кальцію зумовлює нейтральну або слаболужну реакцію, при якій активніше відбуваються процеси гуміфікації, а утворені гумусові речовини нейтралізуються і закріплюються іоном кальцію. В таких умовах формуються дерново-глейові ґрунти. Стійке і тривале перезволоження жорсткими ґрунтовими водами зумовлює утворення на поверхні ґрунту торфового горизонту, і поступово дерново-глейовий ґрунт перетворюється в болотний торф'яний низинний ґрунт.

Утворення торф'яних болотних ґрунтів можливе і в ході заторфовування водойм. Відмерлий планктон (водорості, молюски тощо) зміщується на дні з мінеральним мулом, утворюючи сапропель (гниючий мул), який поступово переходить у більш тверду органічно-мінеральну масу – сапропеліт. Крім того, в утворенні торф'яної маси беруть участь і плаваючі рослини, які утворюють щільну сплавину, від якої відриваються нижні частини й опускаються на дно, заповнюючи водойму. Так поступово відбувається заторфовування водойми зверху і знизу. На поверхні торф'яної товщі, яка вийшла з-під води, поселяється болотна рослинність і надалі можуть поступово розвиватися стадії ґрунтів низинного, перехідного і верхового болота.



Серед болотних ґрунтів вирізняють три типи: торф'яні верхові, торф'яні низинні і болотні мінеральні ґрунти.

Торф'яні верхові ґрунти характеризуються низькозольним сильнокислим торфом, переважно слабнорозкладеним.

Торф'яні низинні ґрунти характеризуються високою зольністю торфу, значними запасами елементів мінерального живлення.

Болотні мінеральні ґрунти – це ґрунти перехідних і низинних боліт, в яких акумуляція органічних речовин не дійшла до стадії торфоутворення.

У болотних ґрунтах виділяють такі горизонти: лісова підстилка *O*, або очіс *Oч*; торф'яний горизонт *T* з поділом на підгоризонти T_1 і T_2 залежно від ступеня розкладення рослинних речовин. Торф'яний горизонт може бути слабнорозкладеним (торф'яним), середньнорозкладеним (перегнійно-торф'яним) і сильнорозкладеним (перегнійним). Нижче від торф'яного горизонту залягає глейовий (*Gl*) горизонт, а під ним залягає ґрунтотворна порода (фото 16).

Різні умови ґрунтоутворення верхових і низинних болотних ґрунтів визначають значні відмінності складу і властивостей їхніх торф'яних горизонтів. У верхових болотах ступінь розкладення торфу слабкий і середній, у низинних – найчастіше високий. Торф у верхових болотних ґрунтах слабо гуміфікований, гумусові речовини становлять 10–15% загального *C* і в їхньому складі переважають фульвокислоти. Торф низинних болотних ґрунтів добре гуміфікований, у ньому міститься 40–50% гумусових речовин, переважна частина яких представлена гуміновими кислотами.

Торф болотних ґрунтів багатий азотом (від 0,5–2,1% у верхових до 3–4% в низинних ґрунтах), проте азот перебуває у важкомобілізованих формах. Реакція торфу верхових болотних ґрунтів кисла і сильнокисла, а низинних коливається від слабокислої до слаболужної. Торф усіх видів характеризується високою смістю вбирання (від 80–90 до 130–200 ммоль/100 г) і відрізняється за гідролітичною кислотністю і насиченістю основами. Ступінь насичення основами в торфі верхових ґрунтів 10–30%, а в низинних – 70–100%. Торф верхових ґрунтів має низьку зольність (2–5%), низинних – 5–10%, перехідних – до 30–50%.

Найважливішими компонентами попелу є фосфор, калій і кальцій. Фосфор у торфі міститься здебільшого в органічній формі і в невеликих кількостях (0,1–0,4%). Усі торфи бідні калієм. Вміст кальцію у торфі верхових боліт незначний, а в торфі низинних ґрунтів у середньому 2–4%, досягаючи в карбонатних родах 30% і вище.

Торф'яні горизонти болотних ґрунтів мають специфічні фізичні властивості: низькі показники щільності будови, високу вологоємність, слабкі водопроникність і теплопровідність. Вологоємність низинного торфу становить від 400 до 900%, верхового – від 1000 до 1200%.



Слабка теплопровідність торф'яних горизонтів визначає неглибоке промерзання болотних ґрунтів у холодний період і дуже повільне їхнє прогрівання. Сухий торф добре адсорбує гази, зокрема аміак, що має важливе значення у випадку використання торфу як підстилки.

Найпоширеніші в Україні низинні торфові болота (95%) і лише незначні масиви (5%) являють собою перехідні та верхові болота з відповідними ґрунтами.

Низинні торф'яні ґрунти формуються в умовах багатого та підвищеного водно-мінерального живлення за рахунок підґрунтових, алювіальних і делювіальних вод. Ці ґрунти утворилися з гідрофільних рослин, вибагливих до мінерального живлення. Низинні торф'яні ґрунти переважно середньо- та високозольні, величина рН у межах 5,4–7,6, вміст загального азоту 1,5–3,5%, P_2O_5 – 0,18–0,40%, K_2O – 0,03–0,45%.

За товщиною торфу всі органогенні ґрунти поділяються на торф'янисто-болотні (менше 20 см), торф'яно-болотні (20–50 см), торф'яники неглибокі (50–100 см), середньоглибокі (100–200 см), глибокі (200–400 см) і надглибокі (понад 400 см).

Болотні ґрунти розрізняються не тільки за генезою, складом і властивостями, а також мають різну цінність як сільськогосподарські угіддя. Більш важливими в сільськогосподарському значенні є низинні болотні ґрунти, торф яких має високу зольність, більший вміст азоту і сприятливу реакцію.

Використання болотних ґрунтів відбувається в двох напрямках: як джерело органічних добрив і як об'єкт для освоєння та перетворення їх у культурні угіддя. В землеробстві існує два способи використання торфу: як підстилку на тваринницьких фермах і для приготування компостів.

Болотні ґрунти представляють собою цінний земельний фонд, який після осушення та проведення культуртехнічних і агротехнічних заходів використовують як сільськогосподарські угіддя (рілля, сіножаті, пасовища).

В Україні осушено близько 2,5 млн га гідроморфних ґрунтів, серед яких переважають болотні ґрунти. Майже суцільне осушення і розорювання гідроморфних земель, проведення культуртехнічних меліорацій різко порушили екологічну рівновагу, властиву природній дренажній мережі з тисячолітньою історією. Це спричинило істотне обміління річок у межень, погіршення гідрохімічного режиму території, озалізнєння дренажних систем і вихід їх з ладу, „спрацювання” осушених торф'яників, торфові пожежі, пересушення і дефляцію значної частини торфових ґрунтів, вторинне підкислення та підлужування торфових ґрунтів, істотне збіднення біорізноманіття гідроморфних ландшафтів, зменшення природного генофонду тварин і рослин. Торф'яні ґрунти після їхнього осушення втрачають притаманну цілиним варіантам здатність відігравати в ландшафтах роль акумулятора і детоксиканта всіляких забруднювачів довкілля. Ренатуралізація осушених торфових земель потребує нових методичних і технологічних підходів.

4.8. Дернові ґрунти (*Phaeozems, Umbric (Mollic) Leptosols*)

Дернові ґрунти формуються в різних біохімічних умовах як під трав'янистою рослинністю, так і під лісами (переважно листяними) з розвинутим трав'яним покривом на карбонатних або багатих первинними мінералами породах.

Дернові ґрунти поширені на рівнинах Європи, Східного Сибіру, Північної Америки (США, Канада). Значні площі дернових ґрунтів є в країнах Балтії, Російській Федерації (Ленінградська, Псковська, Новгородська, Архангельська, Вологодська, Смоленська області), Білорусі, Молдові, на Північному Кавказі. Дернові ґрунти трапляються на Далекому Сході, Камчатці, Курильських островах. В Україні дернові ґрунти поширені в Західному і Малому Поліссі (Волинська, Рівненська і Львівська області), на лівобережжі – в Новгород-Сіверському Поліссі (Чернігівська область). Тут вони формуються на крейдо-мергельних породах під корінними мішаними лісами з розвинутим трав'яним покривом.

Термін „дернові ґрунти” запроваджений в наукову літературу В. В. Докучаєвим, а теорія дернового процесу ґрунтоутворення розроблена В. Р. Вільямсом, І. В. Тюрніним, В. А. Ковдою, В. Ф. Вальковим, І. А. Крупеніковим, І. М. Гоголевим та іншими вченими.

В узагальненому вигляді дерновий процес передбачає накопичення гумусу і набуття ґрунтом грудкувато-зернистої структури під дією трав'янистої рослинності. При цьому відбувається акумуляція азоту, фосфору і зольних елементів живлення рослин, створення ґрунтом сприятливих для більшості рослин і ґрунтових тварин водно-фізичних властивостей, пов'язаних з пухким складенням ґрунтової маси.

Найсприятливіше дерновий процес розвивається під лучною і лучно-степовою трав'яною рослинністю. Тривалий вплив корневих систем трав і супутніх їм організмів зумовлює залучення в біологічний колообіг значних кількостей вуглецю, азоту, фосфору, кремнію, кальцію, магнію, сірки та інших елементів.

Коренева система трав'янистої рослинності, маючи велику розгалуженість, сумарну довжину і поверхню коріння, а також здатність вбирання у корневих волосків, дуже сильно діє на ґрунтову масу, механічно і біохімічно створюючи особливу прикореневу ризосферну зону. Тут відбувається інтенсивне насичення мікрофауною і мікрофлорою, створюється багате ферментами середовище зі специфічними газовим, водним, окисно-відновним і кислотно-лужним режимами.

Високий вміст білків і зольних елементів у складі трав'янистої рослинності, близька до нейтральної реакція середовища створюють умови для процесів гуміфікації за гуматним і гуматно-фульватним типами. Рівень накопичення гумусу різний і залежить від тривалості та інтенсивності біологічних процесів.



Важливим екологічним чинником дернового процесу є те, що більша частина атмосферних опадів (40–80%) утримується ґрунтом і надалі витрачається рослинністю на транспірацію. Фізична розпушуюча здатність трав'янистої рослинності, їхня структуроутворююча функція оптимізують щільність будови ґрунту і сприяють формуванню дрібногрудкуватої і зернистої структури, що характеризується високою механічною міцністю та водостійкістю. Наявність такої структури екологічно гармонізує співвідношення у ґрунтовій масі води і повітря.

Важливий вплив на властивості дернових ґрунтів і, зокрема, вміст гумусу має наявність у ґрунті основ, насамперед вуглекислого, силікатного й обмінного кальцію і магнію.

Отож *дерновий процес зумовлює такі ознаки і властивості дернових ґрунтів*: добре виражений гумусовий горизонт, грудкувато-зернисту механічно міцну і водостійку структуру, високий вміст гумусу (від 3–4% до 12–15% і більше), високу ємність вбирання, слабокислу, нейтральну або слаболужну реакцію, підвищений запас азоту і зольних елементів живлення рослин, сприятливі фізичні та водно-фізичні властивості.

Дернові ґрунти поділяють на три типи: дерново-карбонатні (рендзини), дерново-літогенні та дерново-глейові. За вмістом гумусу і потужністю гумусового горизонту дернові ґрунти поділяють на такі види: перегнійні – понад 12% гумусу, багатогумусні – 5–12%, середньогумусні – 3–5%, малогумусні – менше 3% гумусу; малопотужні – потужність гумусового горизонту менша 12 см та середньопотужні – понад 15 см.

Дерново-карбонатні ґрунти (рендзини) (*Rendzic Leptosols*) поширені в країнах Балтії, на Силурійському плато (Ленінградська область), у Білорусі, Молдові, в західних областях України (Волинська, Львівська, Рівненська), Новгород-Сіверському Поліссі та приурочені до виходів на поверхню мергельно-крейдових порід. Розвиваються під широколистяними і хвойно-широколистяними лісами з розвинутим трав'яним покривом в умовах промивного або періодично промивного водного режиму при доброму внутріґрунтовому дренажі. Це інтразональні біолітогенні ґрунти. Поєднання різних елементарних ґрунтових процесів в умовах достатнього зволоження спричинило формування недиференційованого (чи слабодиференційованого) профілю, що має збагачений колоїдами і півтораоксидами гумусово-акумулятивний горизонт з поступовим зменшенням їх вниз по профілю, за винятком кальцію, кількість якого збільшується у тому ж напрямі (фото 17).

Дерново-карбонатні ґрунти (рендзини) мають неглибокий гумусований профіль (30–70 см), кількість гумусу швидко зменшується з глибиною. На поверхні та в гумусово-акумулятивному горизонті наявні уламки ґрунтоутворюючої карбонатної породи, кількість і діаметр яких з глибиною зростає. З цим і пов'язана назва „рендзини”, що походить від польського слова „*rendzyk*”, що означає „брыз-

котіти”, тобто при обробітку щєбінь вдарявся об метал ґрунтооброблювальних знарядь і брязкотів. В Україні є своя народна назва цих ґрунтів – „ґромиші”, що походить від слів „ґримотіти”, „ґриміти”.

Найповніше морфолоґічну будову дерново-карбонатних ґрунтів описано в працях І. М. Гоголева, Г. О. Андрущенко, Д. І. Ковалишин, А. А. Кирильчука, С. П. Позняка, В. Г. Гаськевича та інших.

У профілі дерново-карбонатних ґрунтів (рендзин) виділяють такі генетичні горизонти: *Hk* – гумусовий, темно-сірий, карбонатний, зернисто-порохуватої структури, зі значним вмістом уламків породи. Нижче сформувався гумусовий перехідний горизонт (*HPk*) сірого забарвлення з білуватим відтінком, зернисто-грудкуватої структури, з уламками елювію карбонатних порід. Перехідний гумусовий горизонт (*Phk*) – білувато-сірого забарвлення, складається з уламків породи, простір між якими заповнений гумусово-глинистим матеріалом, переходить спочатку в детрит мергелю, крейди, а нижче залягає суцільна плита крейди, мергелю, розбита на структурні блоки (фото 18).

За гранулометричним складом дерново-карбонатні ґрунти переважно піщані або пилувато-легкосуглинкові та середньосуглинкові. У верхньому горизонті суглинкових ґрунтів вміст гумусу в середньому становить 4–6%, а може досягати 12–15%. У складі гумусу відношення Сгк:Сфк – 1,1–1,4. Реакція ґрунтового розчину нейтральна або слаболужна (рН – 7,2–7,9) по всьому профілю при повному насиченні основами. Для гумусового горизонту характерна висока ємність вбирання (до 35–60 ммоль на 100 г ґрунту). Ці ґрунти достатньо забезпечені доступними для рослин сполуками азоту і фосфору, кількість рухомого калію недостатня. Найявність у дерново-карбонатних ґрунтах значної кількості карбонатів кальцію (від 10–15 до 60%) сприяє закріпленню органічної речовини ґрунту, мінеральних колоїдів, що спричиняє механічну міцність і водостійкість структури, відносно сприятливі фізичні та водно-фізичні властивості (Кирильчук, Позняк, 2004) (рис. 4.4).

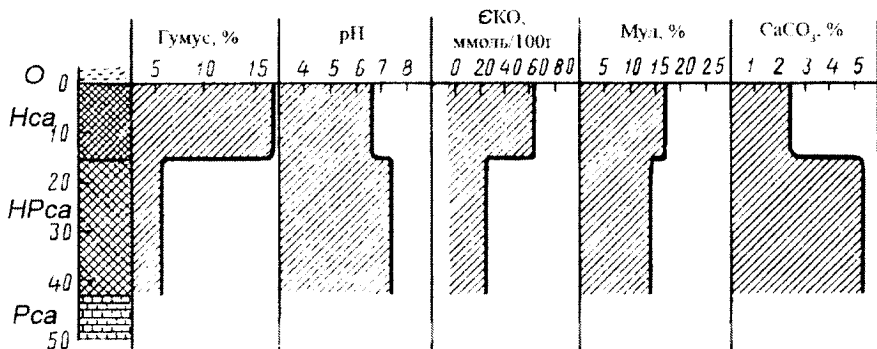


Рис. 4.4. Будова профілю, склад і властивості рендзин (за В. А. Ковдою, Б. Г. Розановим, 1988)



Серед дерново-карбонатних ґрунтів вирізняють підтипи дерново-карбонатних вилугуваних і дерново-карбонатних опідзолених.

Дерново-літогенні ґрунти (ранкери) (*Umbric Leptosols, Mollic Leptosols*) формуються на силікатних (безкарбонатних) породах. Термін „ранкер” взятий з австрійського лексикону і походить від слова „*runk*”, що означає „покрив”. Такі ґрунти поширені в Середньому Сибіру на елювії-делювії базальтів, а також трапляються невеликими плямами в Житомирському Поліссі України, де на поверхню виходять щільні породи Українського кристалічного щита. Ці ґрунти близькі до рендзини, але позбавлені карбонатів. Профіль ранкерів є типово акумулятивним ($H+Hr+P$), неглибоким (15–25 см), дуже щепенюватим. Щільні породи залягають близько до поверхні (25–30 см). Вони характеризуються нейтральною або слабкокислою реакцією, вміст гумусу становить від 2–4 до 6–9%, з глибиною він швидко падає. Гумус фульватного типу. Ємність вбирання 15–20 моль/100 г ґрунту. Профіль за валовим хімічним складом відносно однорідний. Властивості цих ґрунтів (зокрема гранулометричний склад, хрящуватість і щепенюватість) успадковуються від гіпергенної товщі.

Дерново-глейові ґрунти (*Umbric Gleysols*) формуються за участі сильно-мінералізованих, багатих кальцієм (жорстких) ґрунтових вод. Вони зберігають ознаки дернових ґрунтів, але характеризуються чітко вираженим оглешення і наявністю торф'яної підстилки та перегнійного горизонту. Дерново-глейові ґрунти відрізняються високим вмістом гумусу (10–15%), значною ємністю вбирання (35–40 ммоль/100 г), високою насиченістю основами, нейтральною і слабкокислою реакцією, біогенною та гідрогенною акумуляцією деяких елементів. Внаслідок близького залягання ґрунтових вод мають несприятливий водно-повітряний режим. Володіють високою потенційною родючістю, хоча потребують регулювання водного режиму.

Дерново-глейові ґрунти поділяють на підтипи: дерново-підзолисто-глейові, дерново-підзолисто-глейоваті та перегнійно-ґрунтово-глейові.

Контрольні запитання і завдання

1. Які умови ґрунтоутворення характерні для тайгово-лісової зони?
2. На які підзони поділяють тайгово-лісову зону?
3. Які особливості будови профілю глеопідзолистих ґрунтів Ви знаєте?
4. Назвіть особливості підзолистого процесу ґрунтоутворення.
5. Визначте поняття процесу лесиважу.
6. Яка будова профілю підзолистих ґрунтів?
7. Охарактеризуйте особливості дерново-підзолистих ґрунтів.
8. Опишіть особливості утворення і властивості болотно-підзолистих ґрунтів.
9. Які особливості утворення мерзотно-тайгових ґрунтів?



10. *Охарактеризуйте особливості болотного процесу ґрунтоутворення і властивості болотних ґрунтів.*
11. *У чому полягає процес оглешення ґрунтів?*
12. *Опишіть умови ґрунтоутворення, класифікацію і властивості дернових ґрунтів.*
13. *Які особливості використання й охорони ґрунтів тайгово-лісової зони?*

Література

1. Гаськевич В. Г. Осушені мінеральні ґрунти Малого Полісся / В. Г. Гаськевич, С. П. Позняк. – Львів : Видав. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2004. – 256 с.
2. Геннадьев А. М. География почв с основами почвоведения / А. М. Геннадьев, М. А. Глазовская. – М. : Высш. шк., 2005. – 461 с.
3. Ґрунтознавство з основами геології / [за ред. І. І. Назаренко, С. М. Польшина, Ю. М. Дмитрук, І. С. Смага, В. А. Нікорич. – Чернівці, 2006. – 504 с.
4. Добровольский Г. В. География почв / Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская. – М. : Изд-во МГУ, 2004. – 460 с.
5. Караваева Н. А. Почвы тайги Западной Сибири / Н. А. Караваева. – М., 1973.
6. Кирильчук А. А. Дерново-карбонатні ґрунти (рендзини) Малого Полісся / А. А. Кирильчук, С. П. Позняк. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 180 с.
7. Ковалець Ю. М. Агрогенна трансформація ґрунтів легкого гранулометричного складу Західного Полісся України / Ю. М. Ковалець, С. П. Позняк. – Львів : Український бестселер, 2010. – 220 с.
8. Корсунов В. М. Почвенной покров таежных ландшафтов Сибири / В. М. Корсунов, Э. Ф. Ведрова, Е. Н. Красеха. – Новосибирск, 1988.
9. Назаренко И. И. Окультуривание подзолистых оглеенных почв / И. И. Назаренко. – М. : Наука, 1981. – 182 с.
10. Наумов Е. М. Особенности таежного почвообразования на крайнем северо-востоке Евразии / Е. М. Наумов, Б. П. Градусов. – М., 1974.
11. Паньків З. П. Дерново-підзолисті поверхнево-оглесні ґрунти північно-західного Передкарпаття / З. П. Паньків, С. П. Позняк. – Львів : Меркатор, 1998. – 132 с.
12. Подзолистые почвы Запада европейской части СССР. – М., 1977.
13. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
14. Тихоненко Д. Г. Ґрунтознавство / Д. Г. Тихоненко, М. О. Горін, М. І. Лактіонов. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.

Розділ 5

ҐРУНТИ БУРОЗЕМНО-ЛІСОВОЇ ЗОНИ

Характерною особливістю буроземно-лісової зони є лісистість і приуроченість до гірських систем. Буроземно-лісова зона охоплює Центральну і Західну Європу, а також буроземи поширені в Молдові – гори Кодри, на Далекому Сході, на півночі Корейського півострова і Японських островів, передгір'ях Кавказу, високогір'ях Алтаю, Саян, частині Гімалаїв. У Північній Америці великий масив буроземів є південніше від Великих озер, буроземи замають гірські хребти Тихоокеанського узбережжя між Ванкувером і Сан-Франциско, Новозеландські острови. В Україні буроземи поширені в Карпатах, на Передкарпатській височині, Закарпатській низовині, в лісистій частині Кримських гір (вище 500–550 м над рівнем моря).

Вперше термін „бурі ґрунти” для лісових ґрунтів використано Р. В. Різположенським (1892), який описав їх у Заволжі. У Німеччині Є. Рамман виділив самостійний тип ґрунтів під широколистяними лісами і назвав їх *Braunerden* – буроземи (1905). Румунський ґрунтознавець Г. Мурґочі запропонував 1909 р. назвати такі ґрунти *Braune Waldböden* – бурі лісові ґрунти. На другому Міжнародному конгресі ґрунтознавців (1930) вирішено вважати буроземи самостійним типом ґрунтів і використовувати термін „*бурий лісовий ґрунт*”, а термін „*бурозем*” – як стислий синонім.

Значний внесок у вивчення генези буроземів зробили Л. І. Прасолов, І. М. Антипов-Каратаєв, Ю. О. Ліверовський, С. В. Зонн, І. П. Герасимов, В. М. Фрідланд, О. М. Руднева та інші. Буроземи Карпатської гірської системи досліджували П. С. Пастернак, Н. Б. Вернандер, І. М. Гоголев, Г. О. Андрущенко, В. І. Канівець, Ф. П. Топольний, а також науковці Львівського, Чернівецького, Київського університетів, ННЦ „Інститут ґрунтознавства і агрохімії ім. О. Н. Соколовського”, Інститут екології Карпат НАН України.

Екологічними умовами для утворення буроземів є наявність широколистяних, хвойно-широколистяних, інколи хвойних лісів з розвинутим трав'яним покривом; переважання атмосферних опадів над випаровуванням, що забезпечує глибоке сезонне промочування ґрунту і промивний водний режим; обов'язковий вільний внутріґрунтовий дренаж; не дуже тривале сезонне промерзання або його відсутність, що спричиняє достатню інтенсивність вивітрювання і вторинного мінералоутворення; відносно невеликий вік ґрунтотворення через схильність буроземів еволюціонувати в інші типи ґрунтів.

Клімат західної частини буроземно-лісової зони характеризується значною кількістю опадів і м'якою зимою. Середня річна кількість опадів становить від 600 до 1 000 мм при випаровуванні від 350 до 550 мм, що забезпечує промивний водний режим ґрунтів. Сума активних температур 2 000–3 000°C.

На Далекому Сході, де поширені буроземи, клімат мусонний з максимумом опадів наприкінці теплого періоду і з малосніжною суворою зимою. Ґрунти промерзають на 2–3 м і повільно відтають. Сума опадів 450–600 мм при випаровуванні 430–550 мм. Сума активних температур 1 900–2 600°C.

Ґрунтотворні породи представлені елювіально-делювіальними й алювіальними відкладами, в Литві та Білорусі – покривними суглинками, в Карпатах – флішовими породами, в Закарпатті трапляються червоноколірні й строкатоколірні кори вивітрювання.

Рослинність представлена широколистяними лісами (дуб, бук, граб, ясен та інші), хвойно-широколистяними лісами з дубом і ялиною, а на Далекому Сході – хвойно-широколистяними лісами з домішкою дуба, липи, кедра і ялиці (фото 19).

Головними елементарними процесами формування буроземів є гумусо-аккумулятивний, оглинення та лесиваж.

Найхарактернішими ознаками буроземів є слабка диференціація на ґрунтові горизонти, бурий або жовто-бурий колір усього профілю, за винятком гумусового горизонту і освітлених горизонтів опідзолювання, які не завжди виражені, кисла або слабокисла реакція, відсутність ілювіально-карбонатного горизонту.

За морфологічними ознаками і властивостями буроземи (Cambisols) поділяють на буроземи типові, буроземи з текстурним ілювіальним горизонтом, буроземи глейові. Розвиток процесу глеє-ілювіювання веде до формування буроземно-підзолистих поверхнево-глейових ґрунтів, а в западинах плоских рівнин Закарпаття формується підтип бурувато-білястих глеє-ілювіальних низинних ґрунтів.

Для характеристики морфологічної будови бурозему наведемо опис розрізу 62, закладеного І. М. Гоголевим в околицях м. Турки Львівської області на висоті 710 м над рівнем моря, у верхній частині схилу г. Шиманки.

Но – 0–9 см – дерновий горизонт, темно-бурий, зернистої структури, густо переплетений корінням, середньосуглинковий, сильнощебенюватий;



H – 9–36 см – бурий, структура дрібногоріхувато-зерниста, середньосуглинковий, менше щеснюватий, ніж верхній горизонт;

PH – 36–51 см – перехідний, світло-бурий, горіхувата структура з вкрапленнями вивітрілих пухких уламків пісковиків червоно-бурого забарвлення, середньосуглинковий;

P₁ – 51–95 см – материнська порода – продукт вивітрювання флішу, механічна суміш вивітрілих пісковиків і сланців, світло-бурого забарвлення з сіруватосталевим відтінком;

P₂ – 95 см і до 8 м – пачки пісковиків потужністю 50–60 см, а на глибині близько 100 см – продукти вивітрювання пісковиків і сланців, що утворюють механічну суміш, яка і слугує материнською породою для ґрунтів (фото 20).

Буроземи за фізико-хімічними властивостями поділяють на два підтипи: *буроземи кислі* (ненасичені основами на 50–80%) і *буроземи слабоненасичені* (насиченість 15–40%).

Відповідно до вертикальної біокліматичної поясності за М. С. Андріановим, у Карпатах виділяють такі *підтипи буроземів*:

- *буроземи альпійські* (9% гумусу) – вище 1 800 м над рівнем моря;
- *буроземи субальпійські* (7% гумусу), верхня межа лісу – 1 200–1 650 м над рівнем моря, сума активних температур (понад +10°C) становить 600–1 000°C;
- *буроземи помірно холодного поясу* (4–4,5% гумусу) – від верхньої межі лісу до 750 м над рівнем моря, сума активних температур – 1 000–1 800°C; панує ліс, подекуди вирощують картоплю;
- *буроземи прохолодного поясу* (2–2,5% гумусу) – від 700 до 500 м над рівнем моря, в долинах – до 400 м над рівнем моря, сума активних температур – 1 800–2 400°C; вирощують картоплю, капусту, овес, малину, смородину;
- *буроземи помірно теплого поясу* (2–2,5% гумусу) – нижня межа проходить на рівні 300–350 м над рівнем моря, у Закарпатті – близько 250 м, сума активних температур – 2 400–2 600°C; дубові й букові ліси, вирощують льон, жито, а також фруктові дерева;
- *буроземи теплого поясу* – Закарпатське високе передгір'я, Передкарпатська височина, що лежить нижче від 300–350 м над рівнем моря; сума активних температур – 2 600–2 800°C; вириває кукурудза на зерно, помідори, перець, фрукти;
- *буроземи дуже теплого поясу* – на острівних пагорбах Притисянської низовини, в Закарпатському передгір'ї – нижче від 250–280 м над рівнем моря, у межах долини низькогір'я – нижче від 200–160 м, сума активних температур – 2 800–3 300°C; зона промислових виноградників, вирощують сливи, груші, черешні, горіх волоський.

Основною властивістю буроземів є підвищений вміст несилікатних форм заліза і однорідний розподіл їх по профілю. Діагностичною ознакою буроземів є відношення $\text{SiO}_2:\text{Fe}_2\text{O}_3$ в мулі, яке становить 4,5–10, і $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ – 2,2–1,8.

Буроземи за гранулометричним складом переважно середньосуглинкові, а також легкосуглинкові та важкосуглинкові, і зрідка легкоглинисті. Характерною особливістю гранулометричного складу є відносно рівномірний розподіл мулу і фізичної глини по профілю, наявність у складі фракцій скелету, кількість якого збільшується з полегшенням гранулометричного складу, а також вниз по профілю, а в поверхневих шарах – з посиленням ступеня еродованості.

Складення ґрунтів у природному стані переважно пухке. В гумусовому горизонті щільність будови становить 0,6–1,1 г/см³, а в перехідних горизонтах збільшується до 1,15–1,68 г/см³. Буроземи добре аеровані. Їхні водні властивості зумовлюються гранулометричним складом.

Вміст гумусу в буроземах зростає зі збільшенням абсолютної висоти місцевості і зменшенням теплових ресурсів. Так, у гумусовому горизонті теплого поясу міститься 2–2,5% гумусу, в помірно холодному – 3,5–4%, а в холодному – 7–9%. Така закономірність зумовлена характером мікробіологічних процесів. У гумусі переважають фульвокислоти (Сгк:Сфк – 0,3–0,6). Фракція, зв'язана з кальцієм, незначна, а найбільшу питому вагу має фракція, зв'язана з півтораоксидами. Характерною властивістю буроземів є дуже висока кислотність ґрунтового розчину, що зумовлено великим вмістом обмінного алюмінію і малою кількістю обмінно-вбирних катіонів. Насиченість основами в гумусовому горизонті ґрунтів на флішових породах – 20–30%, у породі – 70–75%, а в ґрунтах на елювії-делювії магматичних порід (андезито-базальт) – відповідно 50 і 90%.

У гумусовому горизонті буроземи містять 0,15–0,22% загального азоту. Азот здебільшого перебуває в аміачній формі, оскільки нітрифікаційні процеси не розвиваються через високу кислотність. Буроземи задовільно забезпечені калієм, а фосфор є в мінімальних кількостях (рис. 5.1).

Буроземи широко використовують як орні, сіножатні, пасовищні та лісові угіддя. У Карпатах на буроземах кислих зростає ліс найвищого бонітету – Іа (до 40 м заввишки), відмінно почувають себе місцеві лучні фітоценози. Основні заходи з підвищення родючості буроземів – це створення окультуреного орного горизонту в поєднанні з систематичним внесенням органічних і мінеральних добрив, а також вапнування. Оскільки приблизно половина буроземів сільськогосподарського використання зазнає ерозії, тому їхнє окультурення передбачає впровадження протиерозійних сівозмін, залуження, відведення надлишкових вод. Важливу роль повинні відігравати заходи з охорони і правильного використання лісових насаджень і регулювання випасання худоби.

Буроземи з текстурним горизонтом формуються в Українських Карпатах, зокрема в Закарпатському передгір'ї між Вулканічним і Полонинським хребтами (Перечин–Свалява–Довге) і неширокою смугою простягаються в передгірській частині Передкарпаття (Косів–Делятин–Долина–Болехів). Характерною їхньою особливістю є чітко виражена текстурна диференціація профілю на верхню час-

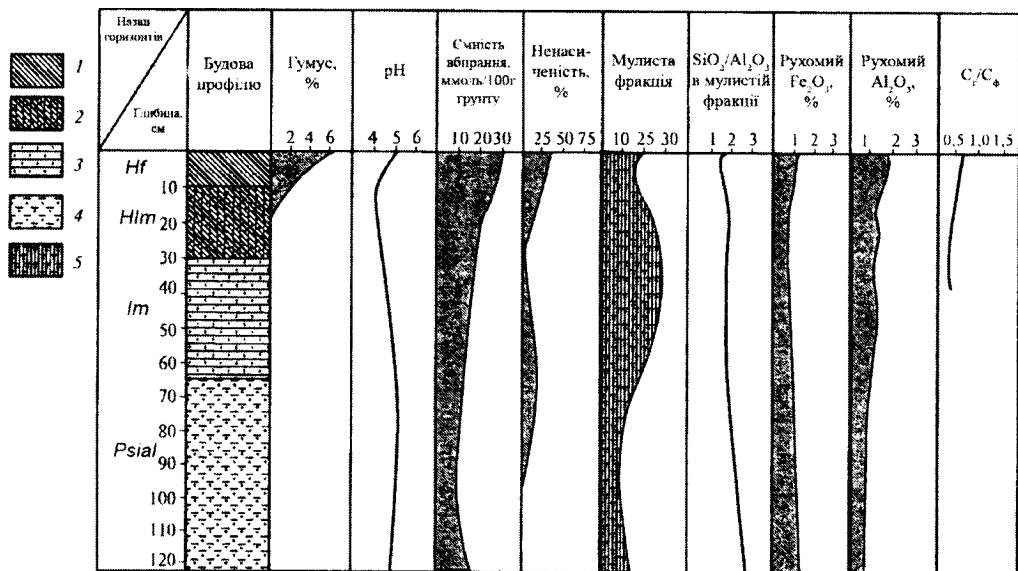


Рис. 5.1. Будова профілю, склад і властивості бурозему (за О. М. Геннадієвим, М. А. Глазовською, 2005). Генетичні горизонти:

1 – гумусовий фульватно-ульматний; 2 – гумусово-метаморфічний оглинений; 3 – метаморфічний оглинений; 4 – сіалітна ґрунтоутворна порода. Склад мулуватої фракції: 5 – шліт-монтморилонітовий

тину – буроземноподібну, пухку – до 45–50 см і нижню – текстурний горизонт *HPmt* до 200–270 см – щільний, в'язкий, призмоподібний, коричнево-бурого забарвлення, мармуризований, з колоїдним лакуванням поверхні структурних призм. Щільний горизонт і порода містять на 30–50% більше мулу, ніж горизонт *H*, створюючи враження ілювіюваності. Однак ілювіюваність горизонту порівняно з породою виражена слабо. Провідним процесом утворення горизонту *HPmt* є метаморфізація. Очевидно, структурна диференціація пов'язана з процесами лесиважу, метаморфізації (оглинювання), перерозподілу колоїдів, реліктовою диференціацією. У текстурному горизонті різко зростає вміст обмінних кальцію і магнію. Утворення потужного метаморфічного горизонту спричиняє малу фільтрацію атмосферних опадів і тим самим спричиняє оглеєння ґрунтів. Буроземі з текстурним горизонтом поділяють на глеуваті та глейові. Буроземі глеуваті поширені в Закарпатті, а глейові – у Передкарпатті. У поверхнево-глейових видах над щільним горизонтом формується незначний за потужністю елювіальний горизонт палево-білуватого забарвлення. Ці ґрунти характеризуються сильнокислою реакцією, високим вмістом обмінного алюмінію, насиченістю основами верхнього горизонту, низьким вмістом рухомих форм фосфатів і достатнім – калію.



Підзолисто-буроземні поверхнево-оглеєні ґрунти (*Stagnic Luvisols*) приурочені до вододілів і високих річкових терас Передкарпатської височини в межах 300–400 м над рівнем моря. Сформувались ці ґрунти на вилугованих лесоподібних суглинках, що підстеляються слабоводопроникними відкладами (глинисто-галечниковими породами, червоноколірними корама ввітрювання) під дубовими і буковими лісами в дуже теплому і теплому поясі Передкарпаття за поєднання процесів буроземоутворення, лесивування і поверхневого оглеєння. За ступенем оглеєння виділяють два види – поверхнево-глеюваті та поверхнево-глейові.

Підзолисто-буроземні поверхнево-оглеєні ґрунти мають добре виражену текстурну диференціацію профілю. Верхня гумусована його частина буроземна, характеризується бурувато-палевим забарвленням і пухким складенням. Горизонти в глеюватих видах потужністю 20–25 см і в глейових – відповідно HE і ENgl.

Нижня ілювіовано-метаморфічна частина профілю щільного складення і мармуроподібного кольору з наявністю марганцево-залізистих пунктацій і конкрецій. Щільність ілювіально-метаморфічного горизонту зростає до 1,50–1,60 г/см³.

Підзолисто-буроземні поверхнево оглеєні ґрунти містять незначну кількість гумусу. В його складі переважають фульвокислоти (Сгк:Сфк – 0,17–0,46). Ці ґрунти характеризуються високою кислотністю, мало насичені основами, містять багато рухомого алюмінію, бідні елементами живлення, зокрема азотом і фосфором (табл. 5.1).

Таблиця 5.1

Фізико-хімічні властивості підзолисто-буроземних поверхнево-глеюватих ґрунтів (В. І. Канівець, 1988)

| Глибина, см | Гумус, % | рН водне | Гідролітична кислотність | Обмінні катіони | | Обмінний Al | K ₂ O за Масловою | Fe ₂ O ₃ | |
|-------------|----------|----------|--------------------------|--------------------|------------------|-------------|------------------------------|--------------------------------|-----------|
| | | | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | | | за Кофіном | за Таммом |
| | | | | ммоль/100 г ґрунту | | | | мг/100 г | |
| 0–3 | 8,4 | 4,2 | 9,1 | 4,0 | 2,0 | 25,0 | 24,0 | 1200 | 499 |
| 10–20 | 1,6 | 4,7 | 4,3 | 4,0 | 2,0 | 32,5 | 29,6 | 1240 | 669 |
| 30–40 | 0,5 | 5,1 | 3,7 | 5,1 | 1,0 | 28,1 | 6,6 | 1440 | – |
| 65–75 | 0,3 | – | 4,2 | 10,0 | 2,0 | 28,1 | 4,2 | 2080 | – |
| 100–110 | 0,2 | 5,5 | 2,1 | 12,0 | 1,0 | 11,2 | 4,2 | 2040 | – |
| 170–180 | 0,2 | 5,9 | 1,2 | 20,4 | 4,8 | 8,0 | 2,4 | 2360 | – |

Низька родючість підзолисто-буроземних поверхнево оглеєних ґрунтів потребує проведення дренажу території, систематичного вапнування, внесення фосфорних і азотних добрив та обов'язкової наявності у сівозмінах багаторічних трав.



Буроземи слабоненасичені поширені в лісовій зоні Головного і Внутрішнього пасма Кримських гір на територіях з абсолютними позначками понад 300 м на схилах північної експозиції і вище 400–600 м – на південних схилах. Ґрунтотворними породами є продукти вивітрювання вапняків, глинистих сланців, пісковиків, конгломератів, масивно-кристалічних порід.

Профіль добре диференційований на гумусово-акумулятивний (потужність 10–37 см), верхній (18–30 см) і нижній (10–35 см) перехідний горизонти. Серед буроземів слабоненасичених трапляються карбонатні, безкарбонатні та опідзолені види.

За гранулометричним складом переважають важкосуглинкові відміни. Головною їхньою особливістю є наявність у складі гранулометричних фракцій щебеню і каміння, кількість яких зростає вниз по профілю.

Буроземи слабоненасичені характеризуються високою ємністю вбирання – 24–41 ммоль/100 г ґрунту. У складі вбирних основ переважає кальцій. Реакція ґрунтового розчину слабокисла у ґрунтах на безкарбонатних породах і в слабо опідзолених видах (рН водне 5,2–6,3), на карбонатних породах – нейтральна або слаболужна (рН 6,8–8,0). Гумусу міститься в середньому від 4 до 6%. Розподіл гумусу по профілю рівномірний, кількість його знижується від верхнього акумулятивно-перегнійного до перехідного горизонту. Рухомої фосфорної кислоти в буроземах міститься 0,5–1,0 мг на 100 г, гідролізованого азоту у верхньому акумулятивно-гумусовому горизонті 2–7 мг на 100 г, обмінного калію – 12–55 мг на 100 г (табл. 5.2).

Таблиця 5.2

**Фізико-хімічні й агрономічні властивості буроземних ґрунтів Гірського Криму
(В. І. Канівець, 1988)**

| Глибина, см | Гумус, % | рН водне | Обмінні катіони, ммоль на 100 г | | | Валовий вміст, % | | |
|--|-------------|-------------|---------------------------------|------------------|------|------------------|-------------------------------|------------------|
| | | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Сума | N | P ₂ O ₅ | K ₂ O |
| На карбонатних породах | | | | | | | | |
| 0–10 | 5,2 | 7,3 | 29,6 | 2,7 | 32,3 | 0,30 | 0,19 | 2,5 |
| 20–30 | 2,9 | 7,3 | – | – | – | 0,19 | 0,17 | 2,5 |
| 30–40 | 1,5 | 7,6 | 24,8 | 2,1 | 26,9 | 0,16 | 0,12 | 2,2 |
| 40–50 | 1,2 | 7,6 | 19,4 | 1,8 | 21,2 | 0,09 | 0,08 | 1,5 |
| Слабоопідзолені на карбонатних породах | | | | | | | | |
| 0–5 | 5,2 | 6,3 | 31,4 | 3,3 | 34,7 | 0,22 | 0,08 | – |
| 5–15 | 3,0 | 5,5 | – | – | – | 0,15 | – | – |
| 15–25 | 1,6 | 5,9 | 17,1 | 1,8 | 18,9 | 0,11 | 0,04 | – |
| 25–50 | 1,0 | 6,0 | – | – | – | 0,09 | 0,04 | – |

Родючість цих ґрунтів лімітується малою потужністю кореневмісного шару, сильною кам'янистістю і щебенуватістю, підвищеним вмістом карбонату кальцію, незначною потужністю гумусового горизонту через малу потужність профілю загалом або його змитість.



Буроземи малопотужні щебенювато-кам'янисті на карбонатних і безкарбонатних породах, що приурочені до крутих схилів, зайняті малопродуктивними лісами або степовою рослинністю. Тут доволі розвинуті ерозійні процеси, інтенсивність яких можна зменшити шляхом заліснення при терасуванні схилів.

Буроземи потужні глинисто-щебенюваті на карбонатних і безкарбонатних породах характеризуються високою потенціальною родючістю, на них розвиваються високопродуктивні чисті букові та змішані ліси.

Буроземи на пухких продуктах вивітрювання карбонатних і безкарбонатних порід використовують під сади, виноградники, ефіроолійні та овочеві культури, тютюн. Важливими заходами з підвищення їхньої родючості є застосування протиерозійних заходів, які передбачають задернування та заліснення крутих схилів, запровадження ґрунтозахисних сівозмін зі збільшенням частки багаторічних трав, будівництво різних гідротехнічних споруд, зрошення, внесення органічних і мінеральних добрив тощо.

Контрольні запитання і завдання

1. Які вчені зробили вагомий внесок у вивчення генези буроземів?
2. Опишіть географічні закономірності поширення буроземів.
3. Опишіть будову профілю буроземів.
4. Які властивості характерні для буроземних ґрунтів?
5. Які особливості використання буроземних ґрунтів у Карпатах?
6. Охарактеризуйте властивості буроземно-підзолистих ґрунтів.
7. Як класифікують буроземи?

Література

1. Войтків П. С. Буроземи пралісів Українських Карпат / П. С. Войтків, С. П. Позняк. – Львів : Видав.центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. – 244 с.
2. Гамкало М. З. Кислотно-основна буферність ґрунтів Чорногірського масиву Українських Карпат : дис. канд. геогр. наук : 11.00.05 / Гамкало М.З. – Львів, 2002. – 198 с.
3. Гоголев И. Н. Почвы Украинских Карпат / И. Н. Гоголев // Природа Украинской ССР. Почвы. – Киев : Наукова думка, 1986. – С. 145–171.
4. Гоголев И. Н. Путеводитель экскурсии Всесоюзного совещания по генезису, классификации и сельскохозяйственной типологии почв Советских Карпат и прилегающих территорий / И. Н. Гоголев. – Львов, 1963.
5. Канивец В. И. Буроземообразование в лесных почвах Украинских Карпат / В. И. Канивец // Почвоведение. – М., 1991. – № 4. – С. 19–28.
6. Пастернак П. С. Лісові ґрунти Українських Карпат / П. С. Пастернак. – Ужгород, 1967. – 170 с.
7. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
8. Тихоненко Д. Г. Ґрунтознавство / Д. Г. Тихоненко, М. О. Горін, М. Лактіонов. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
9. Топольный Ф. Ф. Буроземи Украинских Карпат : Особенности генезиса, кислотности и химической мелиорации: автореф. д-ра биол. наук / Топольный Ф. Ф. – Харьков, 1991. – 29 с.

Розділ 6

ҐРУНТИ ЛІСОСТЕПОВОЇ ЗОНИ

Лісостепова зона на півночі межує з підзоною південної тайги, на півдні – зі степовою зоною. Лісостепова зона на Євро-Азійському континенті поширена від придунайських рівнин до передгір'їв Саян. Східніше Єнісею сірі лісові ґрунти і лісостепові чорноземи трапляються окремими островами на схилах низькогір'я Середнього Сибіру та в міжгірських котловинах і по долинах річок, проникаючи аж до Східного Забайкалля. У Північній Америці вони субмеридіонально простягаються до заходу від Великих озер.

Південна межа лісостепу в Україні простежується по лінії таких населених пунктів: на півні від Великої Михайлівки – Ширяєвого – через Першотравневе – на північ від Новоукраїнки – Кіровограда – через Знам'янку – Онуфріївку – вздовж р. Ворскла – на Кобеляки – Нові Санжари – на північ від Краснограда – через Балаклію – вздовж р. Оскіл до території Росії [О. М. Маринич, П. Г. Шищенко, 2003]. Лісостепова зона є перехідною від вологої лісової до посушливої степової. Особливістю клімату є однакові чи близькі значення кількості опадів та випаровуваності. На північній межі зони річні опади і випаровуваність збалансовані – тут коефіцієнт зволоження дорівнює одиниці ($KЗ \approx 1$), на південній межі випаровуваність переважає сумарну кількість опадів ($KЗ = 0,77$). Загалом лісостепова зона характеризується як напівволога. Вона порівняно однорідна за температурами теплого періоду (18–20°C), але помітно відрізняється за температурами зимового періоду. Температура найхолоднішого місяця січня від -4°C до -8°C на заході лісостепової зони і до -25°C на сході. Значні різниці спостерігаються і в сумах річних опадів, що зменшуються від 550–700 мм на заході до 350 мм на сході.

Загальні закономірності зміни клімату лісостепу, а саме: зменшення гумідності з півночі на південь, наростання континентальності і зменшення суми опадів з заходу на схід – формують специфіку гідротермічних режимів і появу



в лісостепових ґрунтах особливостей, що визначають підзональний фаціально-провінціальний поділ зони.

Лісостепова зона в західній частині характеризується хвилястим, сильно- і глибокорозчленованим рельєфом. У рельєфі виокремлюють Волино-Подільську, Середньоруську, Приволзьку височини, Пермське та Уфимське плато. За Уралом лісостепова зона займає південну частину Західносибірської низовини. Східна частина лісостепової зони більш розчленована і дренажна, має пологоувалистий рельєф на передгірських рівнинах, широко розвинутий мезо- і мікрорельєф в міжгірських котловинах (Красноярська і Канська), а Східноприсяянська провінція є сильноувалистою рівниною.

Ґрунтотворними породами на території лісостепової зони є лесоподібні суглинки і глини.

Рослинність лісостепової зони до освоєння її людиною була представлена лучними степами й остепіваними луками в поєднанні з широколистяними лісами в Європейській частині і дрібнолистяними – у Західному Сибіру. Широколистяні ліси складаються з дуба з домішкою липи, ясеня, в'яза, клена, а в Західних регіонах України переважають букові, буково-грабові та дубово-грабові ліси. На сході лісостепової зони переважають березово-осикові та сосново-березові ліси з домішкою модрина. На піщаних терасах поширені соснові бори. Трав'яниста рослинність лісів різноманітна і пишна.

У лісостеповій зоні найпоширеніші сірі лісові ґрунти і чорноземи.

6.1. Сірі лісові ґрунти (*Greyic Luvisols*)

Перші згадки про сірі лісові ґрунти пов'язані з картографічними працями В. І. Чаславського. На ґрунтовій карті, складеній ним 1879 року, показані сірі лісові ґрунти. Подальше їхнє вивчення пов'язане з дослідженнями В. В. Докучаєва і М. М. Сибірцева, які виокремили сірі лісові ґрунти на рівні самостійного типу ґрунтів.

За В. В. Докучаєвим, ясно-сірі та сірі лісові ґрунти утворилися під значним впливом лісової рослинності і меншою мірою трав'янистої, а темно-сірі – при послабленому впливі лісу і більш інтенсивному впливові трав'янистої рослинності. С. І. Коржинський розвивав гіпотезу про вторинне утворення сірих лісових ґрунтів з чорноземів у результаті їхньої зміни під впливом поселення лісу. Теорію проградації розвивали В. І. Талієв і П. М. Крилов, які припускали, що сірі лісові ґрунти виникли з дерново-підзолистих при зміні тайгово-лісової рослинності на широколистяні ліси і лучно-степову рослинність. Близьке до цієї точки зору положення розвивав В. Р. Вільямс. Він розглядав сірі лісові ґрунти як результат природного поєднання дернового і підзолистого процесів у лісостеповій зоні. Працями М. П. Ремезова, С. В. Зонна, В. М. Міни та інших було доказано, що



широколистяні ліси не тільки не спричиняють процесів опідзолювання, а й сприяють розвиткові дернового процесу, гумусонакопиченню та збагаченню гумусо-аккумулятивного горизонту основами і азотом.

Найповніше узагальнення матеріалів з генези сірих лісових ґрунтів подано в працях Б. П. Ахтирцева, який розглянув питання формування сірих лісових ґрунтів з позиції прояву основних елементарних ґрунтових процесів. Головними складовими ґрунтоутворного процесу під широколистяними лісами є біологічна аккумуляція органічної речовини і зольних елементів, руйнування мінеральної частини під впливом органічних речовин і винесення продуктів розпаду у вигляді металоорганічних комплексів (опідзолювання), лесиважу.

Залежно від інтенсивності накопичення гумусу і вираженості ознак елювіально-ілювіальної диференціації профілю, *тип сірих лісових ґрунтів поділяють на три підтипи: ясно-сірі, сірі й темно-сірі лісові ґрунти.*

Морфологічний профіль власне сірих лісових ґрунтів складається з таких горизонтів: *Ho* – лісова підстилка; *H* – гумусово-аккумулятивний сірого забарвлення, грудкувато-порохуватої структури; *HE* – гумусово-елювіальний білувато-сірого забарвлення завдяки присипці SiO_2 , грудкувато-горіхуватої структури, з добре вираженими на гранях структурних окремоостей, тріщинах, ходах коренів глянцевими темними залізисто-гумусовими колоїдними плівками; донизу забарвлення світліє, структура стає крупнішою і відбувається поступовий перехід у ґрунтоутворну породу. У багатьох сірих лісових ґрунтах на певній глибині (120–200 см) є ілювіально-карбонатний горизонт, проте його може й не бути. Нерідко між горизонтами *HE* та *I* виділяється перехідний *EI*, ілювіальний з ознаками опідзолення, темно-бурий, дрібногоріхуватий з білуватою присипкою SiO_2 .

Світло-сірі лісові ґрунти (Albic Luvisols) мають гумусово-елювіальний горизонт (*HE*), у цілих ґрунтах він розташований нижче від горизонту лісової підстилки (*Ho*), світло-сірого кольору з сизуватим нальотом аморфної присипки SiO_2 , нижче сформувався горизонт *E*, білуватого кольору, зумовленого тонкодисперсним кварцом та польовими шпатами, нижче залягає горизонт *I* – бурій або темно-бурий, горіхувато-призматичної структури, щільний з великою кількістю вмитих R_2O_3 (фото 21, 22).

Сірі лісові ґрунти (Greyic Luvisols) не мають самостійного, вираженого елювіального горизонту, проте в них чітко виражений гумусово-елювіальний горизонт (фото 23, 24).

Темно-сірі опідзолені ґрунти (Greyic Luvisols Phaeozems) відрізняються від сірих лісових ґрунтів більшою потужністю гумусового горизонту і його темнішим забарвленням. Опідзоленість морфологічно слабовиражена і проявляється у вигляді незначної білуватої присипки SiO_2 на поверхні структурних агрегатів у нижній частині гумусового горизонту. Горизонт *I* зазвичай меншої потужності,

ніж у сірих лісових ґрунтів, і у верхній частині трохи забарвленій гумусом. Переважно на глибині 120–150 см залягають карбонати (фото 25, 26).

У розподілі гранулометричних елементів по профілю простежується чітка закономірність: порівняно з ґрунтоутворюючою породою верхні горизонти збіднені мулуватою фракцією. Найбільше цей процес виражений у ясно-сірих ґрунтах, що зумовлено як опідзолюванням, так і проявом лесиважу. Крім того, в ілювіальному горизонті спостерігається розвиток процесу оглинення.

Мінералогічний склад мулуватої фракції представлений аморфними сполуками SiO_2 і R_2O_3 і глинистими мінералами – гідроксидами, вермикулітом, монтморилонітом і хлоритом.

У верхніх горизонтах сірих лісових ґрунтів помітне збіднення півтораоксидами і збагачення силікатною кислотою. Вміст по профілю гумусу і азоту засвідчує інтенсивніший прояв дернового процесу в темно-сірих опідзолених ґрунтах і найслабший його розвиток в ясно-сірих лісових ґрунтах.

Загальні запаси гумусу в метровому шарі в середньому становлять 200 т/га з коливаннями від 100–150 т/га в ясно-сірих до 300 т/га у темно-сірих опідзолених ґрунтах.

Гумус в горизонті *H* у ясно-сірих лісових ґрунтах становить 1,5–3,0% у західних провінціях і до 5% в східних, у сірих лісових ґрунтах відповідно від 3–4% до 6–8% і в темно-сірих опідзолених ґрунтах – від 3,5–4 до 8–9% і більше.

Для ясно-сірих лісових ґрунтів характерне різке падіння кількості гумусу по профілю з глибиною, а в темно-сірих опідзолених ґрунтах вміст гумусу зменшується по профілю поступово. В гумусі ясно-сірих лісових ґрунтів фульвокислоти переважають над гуміновими, в сірих лісових їх вміст майже однаковий, а в темно-сірих опідзолених більше гумінових кислот.

Ясно-сірі лісові ґрунти кислі, рН сольове перебуває в межах 4,3–4,5, у сірих лісових – 4,6–5,2. Найменш кисла реакція спостерігається в темно-сірих опідзолених ґрунтах, де рН = 5,2–6,4. Ступінь насичення основами найменший в ясно-сірих лісових ґрунтах – 59–63%, ємність вбирання становить 14–18 ммоль на 100 г в гумусовому горизонті і зростає в ілювіальному горизонті у зв'язку зі збагаченням його мулуватою фракцією.

Сірі лісові ґрунти характеризуються певною ненасиченістю основами, ємність вбирання залежно від гранулометричного складу і вмісту гумусу в горизонті *H* коливається в межах 18–30 ммоль на 100 г. Сприятливіші фізико-хімічні властивості в темно-сірих опідзолених ґрунтах. Вони характеризуються вищою насиченістю основами (80–90%). Ємність вбирання в гумусовому горизонті становить від 15–20 до 35–45 ммоль на 100 г ґрунту. Вміст обмінного кальцію в ґрунтово-вбирному комплексі ясно-сірих ґрунтів низький – всього 7–11 ммоль на 100 г в горизонті *H* з різким падінням вниз по профілю. У темно-сірому опідзоленому ґрунті вміст обмінного кальцію підвищується до 20–25 ммоль на



100 г ґрунту. Гідролітична кислотність у сірих лісових ґрунтах коливається в межах 2–5 ммоль на 100 г ґрунту (рис. 6.1).

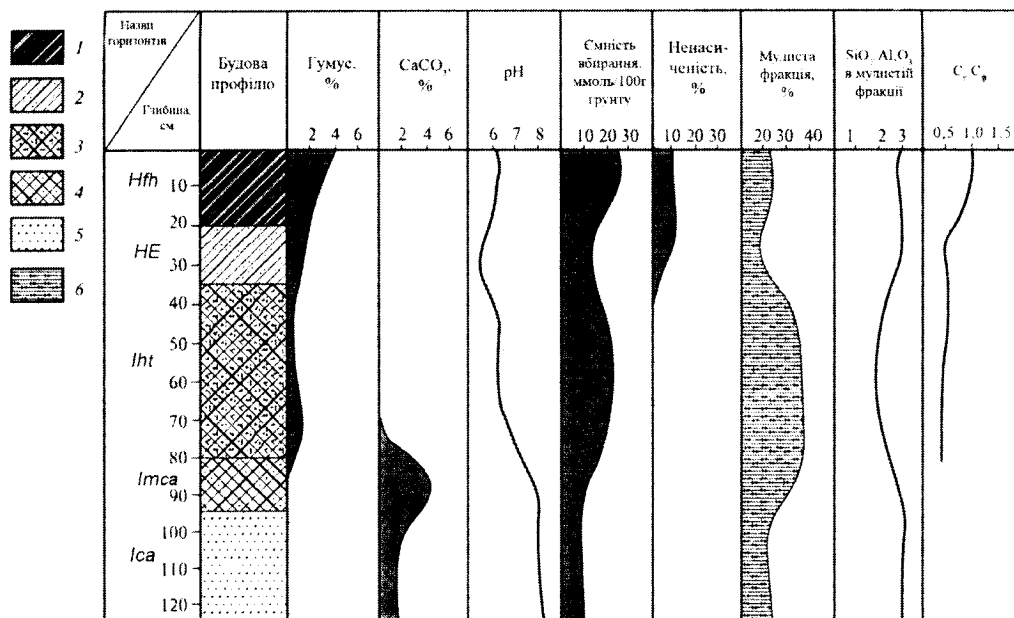


Рис. 6.1. Будова профілю, склад і властивості сірого лісового ґрунту (за О. М. Геннадієвим, М. А. Глазовською, 2005). Генетичні горизонти:

1 – гумусовий фульватно-гуматний; 2 – гумусово-слювіальний; 3 – ілювіально-метаморфічний глинисто-гумусово-кальцієвий; 4 – ілювіально-карбонатний; 5 – сіалітно-карбонатна ґрунтоутворна порода. Склад мулистої фракції: 6 – іліт-монтморилонітовий

Несприятливі фізичні властивості ясно-сірих лісових ґрунтів визначають їхню помітно гіршу водопроникність порівняно з іншими підтипами. Темно-сірі опідзолені ґрунти завдяки кращим фізичним властивостям мають більшу вологоємність і вміст доступної вологи для рослин.

За умовами режиму живлення в кращій бік вирізняються темно-сірі опідзолені ґрунти, які мають більші запаси гумусу, азоту і фосфору. Вміст загально-го азоту пов'язаний зі ступенем гумусованості ґрунтів і у верхньому горизонті ясно-сірих лісових ґрунтів коливається від 0,1 до 0,25%, у сірих лісових – від 0,15 до 0,30% і в темно-сірих опідзолених ґрунтах – від 0,2 до 0,4%.

За особливостями гідротермічного режиму сірі лісові ґрунти поділяють на *фаціальні підтипи*. За наявності надлишкового зволоження і розвитку в профілі глейових процесів виокремлюють самостійний *підтип сірих лісових глейових ґрунтів*. Залежно від характеру зволоження сірі лісові ґрунти поділяють на *сірі лісові поверхнево-глейоваті, сірі лісові ґрунтово-глейоваті і сірі лісові ґрунтово-*



ґлейові. За глибиною закипання від HCl сірі лісові ґрунти поділяють на види: *високозакипаючі* (вище 100 см) і *глибокозакипаючі* (глибше 100 см), а за потужністю гумусового горизонту – на *потужні* (понад 40 см), *середньопотужні* (40–20 см) і *малопотужні* (менше 20 см).

На сірих лісових ґрунтах вирощують озиму і ярову пшеницю, цукровий буряк, кукурудзу, картоплю, льон, широко розвинуте садівництво. Головним напрямом підвищення родючості ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів є їхнє окультурення з допомогою комплексу заходів, спрямованих на створення потужного родючого орного шару, систематичного внесення органічних і мінеральних добрив, травосіяння, поглиблення орного шару, вапнування. Одним із важливих заходів підвищення родючості і охорони сірих лісових ґрунтів є боротьба з ерозією ґрунтів – обробіток ґрунту поперек схилу, облаштування земляних гребенів, протиерозійні лісові насадження, ґрунтозахисні сівозміни.

6.2. Чорноземи лісостепової зони

У лісостеповій зоні поруч з сірими лісовими ґрунтами широко розповсюджені чорноземи. Вони є в Центральній Європі, північних регіонах центральних штатів США. В Україні чорноземи лісостепу поширені на правобережжі Дніпра і простягаються двома майже суцільними смугами. Північна смуга починається від р. Серет на заході до р. Дніпра. Ширина її 100–120 км. На півночі вона межує з Поліссям, утворюючи чітко виражений уступ. На півночі чорноземи замінюються суцільними масивами сірих лісових і опідзолених ґрунтів. Південна межа чорноземів проходить приблизно по лінії Тернопіль–Волочиськ–Хмельницький–Красилів–Староконстянтинів–Хмільник–Іллінці–Жашків–Корсунь–Шевченківський–Черкаси, роблячи довге заглиблення на південь до р. Збруч. Ширина її значно менша – в середньому 60 км. На Лівобережжі Дніпра чорноземи покривають древні дніпровські тераси і всі вододіли до самих відрогів Середньоруської височини, продовжуючись через Центральні райони Росії до Уралу. На схід від Уралу обширні площі чорноземів простягаються в Західному Сибіру і на півночі Казахстану. Окремі арсали чорноземів приурочені до рівнин і передгір'їв Алтаю, Мінусинської котловини, а також котловин Забайкалля.

Витоки наукових уявлень про генезу чорноземів простежуємо в працях М. В. Ломоносова і Ф. І. Рупрехта. Засновником вчення про рослинно-наземне походження чорноземів, їхню географію та родючість був В. В. Докучаєв, який у своїй знаменитій праці „Руський чорнозем” обґрунтував їхню генезу, склад, властивості та використання. Великий внесок у вивчення чорноземів зробили А. П. Костичев, О. М. Ізмаїльський, Г. М. Висоцький, Н. Д. Борисяк, І. Ф. Леваковський, Л. І. Прасолов, І. А. Крупеніков та інші. Сучасні уявлення про чорноземні



ґрунти узагальнені в багатотомному виданні „Чорноземи СРСР” (1974–1985), зокрема „Чорноземи СРСР. Україна” (1981).

Головними особливостями ґрунтоутворення в лісостеповій зоні є глибоке періодичне промочування, відсутність накопичення легкорозчинних солей у ґрунтовому профілі в автоморфних умовах, інтенсивна акумуляція гумусу з утворенням потужних гумусових горизонтів, накладення комплексу процесів, які диференціюють профіль.

У лісостепу тип чорноземних ґрунтів представлений трьома основними підзональними підтипами: *опідзоленими, вилугованими і типовими чорноземами*.

Вилуговані й типові чорноземи (Voronik (Vermic) Chernozems) формуються під остеповілими луками і лучними степами (фото 27). Характерною рисою остеповілих луків є переважання в травостой різнотрав'я і кореневищних злаків. У меншій кількості представлені лучні дерновинні злаки, а ксерофітні степові дерновинні злаки трапляються як домішка. Лучні степи більш ксерофітні. В них провідна роль належить степовим дерновинним злакам, хоча лучні та кореневищні наявні в помітній кількості. Як для остеповілих луків, так і для лучних степів, типовим є покрив із мохів, високий і густий травостій і відсутність літнього напівспокою у вегетації рослин. Видовий склад рослинності остеповілих луків і лучних степів помітно змінюється у напрямі з заходу на схід.

Біомаса лучних степів і остеповілих луків сягає 200–300 ц/га. Характерне різке переважання кореневої маси (65–75%) над масою надземних органів (35–25%). Щорічний опад, в якому переважають зелені частини рослин, становить 50–55% всієї біомаси і більше, ніж удвічі, переважає опад широколистяних лісів. З опадом щорічно надходить у ґрунт близько 700 кг/га азоту і зольних елементів. У загальному балансі хімічних речовин у північному степу переважають кальцій і азот за значної участі кремнезему. Швидкість розкладення рослинних залишків відстає від їхнього надходження, у результаті на поверхні ґрунту утворюється степова повста у кількості 80–100 ц/га.

Водний режим лісостепових чорноземів періодично промивний. Наскрізне промочування до ґрунтових вод спостерігається в середньому один раз у 10 років.

Багато органічних залишків, збагачених кальцієм, калієм, азотом та іншими елементами, і відсутність глибокого промочування ґрунтів у період їхнього розкладення сприяє збагаченню верхніх горизонтів ґрунту мінеральними речовинами. Чергування періодів висушування і зволоження, які регулюють активність діяльності мезо- та мікроорганізмів, перешкоджає мінералізації рослинних залишків і сприяє утворенню складних продуктів гуміфікації і стійких органо-мінеральних утворень. Накопиченню гумусових сполук сприяє також їхня термічна денатурація в морозний період. Основним процесом у формуванні чорноземів є гумусово-акумулятивний, у результаті якого утворюється темноза-

барвлений гумусовий горизонт зернистої або грудкувато-зернистої структури, з високим вмістом гумусу гуматно-кальцієвого складу, нейтральною або близькою до неї реакцією, високою ємністю вбирання, практично повною насиченістю основами, серед яких переважає кальцій. Найбільше ці риси проявляються у підтипі типових чорноземів.

Для чорноземів характерна наявність двох генетичних горизонтів: гумусово-аккумулятивного, що характеризується значною потужністю і високим вмістом гумусу, поступовим його падінням вниз по профілю, зернистою структурою; і карбонатно-аккумулятивного з видимими формами карбонатів. Однак трапляються і безкарбонатні чорноземи, які розвиваються на сльовії щільних порід, і, навпаки, чорноземи карбонатні з поверхні і по всьому профілю.

У цілинному стані профіль лісостепового типового чорнозему складається з таких горизонтів:

Hd – дернина;

H – гумусовий горизонт, чорний або темно-сірий, зернистої структури, перехід поступовий;

Hp – верхній перехідний гумусовий, темно-сірий з посвітлінням, кротовини, грудкувато-зерниста структура, перехід поступовий;

P_{hk} – нижній перехідний, темно-сірий чи сірий з буруватим відтінком, язика і затіки гумусу, кротовини, грудкувата структура, переважно карбонатний, карбонати у вигляді псевдоміцелію, а в нижній частині трапляються карбонатні прожилки і журавчики, перехід поступовий;

P_k – лесоподібний карбонатний суглинок з видимими формами карбонатів (фото 28).

У чорноземах лісостепу на контакті з породою часто спостерігаються сліди слабого оглеєння. Ці ознаки гідроморфності є наслідком сучасних процесів, спричинених збільшенням вологи на контакті порід у весняний період.

Характерною діагностичною ознакою типових чорноземів прийнято вважати збіг нижньої межі гумусового і верхньої межі карбонатного горизонтів.

Через промивний водний режим сольовий горизонт у типових чорноземах не виражений. Для типових чорноземів характерні нейтральна реакція ґрунтового розчину, а в карбонатному горизонті – слаболужна реакція, велика ємність вбирання і повна насиченість основами, серед яких переважає кальцій, постійність у розподілі по профілю силікатної маси і мулуватої фракції. Типові чорноземи характеризуються високим вмістом гумусу (5–12%) і його запасами (600–700 т/га). У складі гумусу у верхньому горизонті переважають гумінові кислоти (С_{гк}:С_{фк} – 1,6–2,4), а серед них фракція, зв'язана з кальцієм. За межами гумусового горизонту гумус є фульватним (С_{гк}:С_{фк} – 0,7–0,4). У вертикальному розподілі гумінових кислот фракції, зв'язаної з кальцієм, спостерігається збільшення їхнього вмісту в середній і особливо в нижній частинах гумусового горизонту, що є ха-



рактерним для чорноземів лісостепу і свідчить про міграцію по профілю гумінових кислот, здатних осаджуватися кальцієм (рис. 6.2).

Вилуговані чорноземи (Luvic Chernozems, Calcic Phaeozems) поширені північніше від типових і відрізняються чіткішою диференціацією складу гумусу, зокрема збільшенням вмісту гуматів кальцію в межах гумусового горизонту. Вуглекислі солі у вилугованих чорноземах залягають нижче. Карбонати характеризуються головно міграційною формою. Мінеральна маса у профілі вилугованих чорноземів не зовсім стабільна. Спостерігаються ознаки переміщення по профілю півтораоксидів і мулуватої фракції, що, очевидно, спричинено процесом лесиважу.

У профілі чорноземів вилугованих виділяються горизонти *H*, *Hr*, *HP*, *Ph* і *Pk*, на формування яких вплинуло інтенсивне гумусонакопичення з вимиванням карбонатів за межі ґрунтового профілю за цілковитої відсутності ознак його елювіально-ілювіальної диференціації за вмістом мулу та R_2O_3 . Карбонати в материнській породі – лесоподібних суглинках – мають форму плісняви та прожилок (фото 29, 30).

У верхній частині гумусового профілю міститься 5–10% гумусу. У його складі переважають гумінові кислоти ($C_{гк} : C_{фк} - 1,5-2,0$). Реакція ґрунтового розчину близька до нейтральної (рН 6,5–6,8). Ємність вбирання в гумусових і підгумусових горизонтах становить 40–50 і 20–30 ммоль на 100 г ґрунту. Вбирний комплекс практично повністю насичений основами (рис. 6.3).

Чорноземи опідзолені (Luvic Chernozems, Greyic Luvic Phaeozems) займають проміжну ланку між чорноземами і темно-сірими опідзоленими ґрунтами. Їхній профіль за морфологічними ознаками і властивостями диференційований чіткіше, ніж профіль чорнозему вилугованого. В гумусовому горизонті опідзолених чорноземів чітко видно білувату присипку, утворену з відмитих зерен кварцу і польових шпатів. Найбільша кількість присипки SiO_2 спостерігається в горизонті *HI* (фото 31, 32).

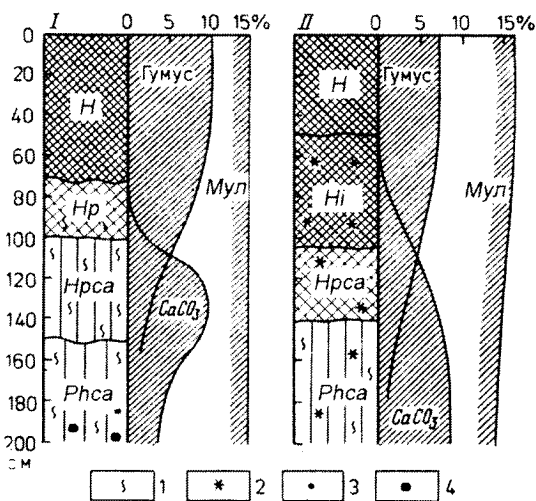


Рис. 6.2. Будова профілю, склад і властивості чорнозему типового (за В. А. Ковдою, Б. Г. Розановим, 1988):

I – фація помірних, помірно-теплих і теплих промерзаючих ґрунтів; II – фація дуже теплих короткочасно промерзаючих ґрунтів. Карбонатні виділення: 1 – прожилки; 2 – псевдоміцелії; 3 – білозірка; 4 – журавчики

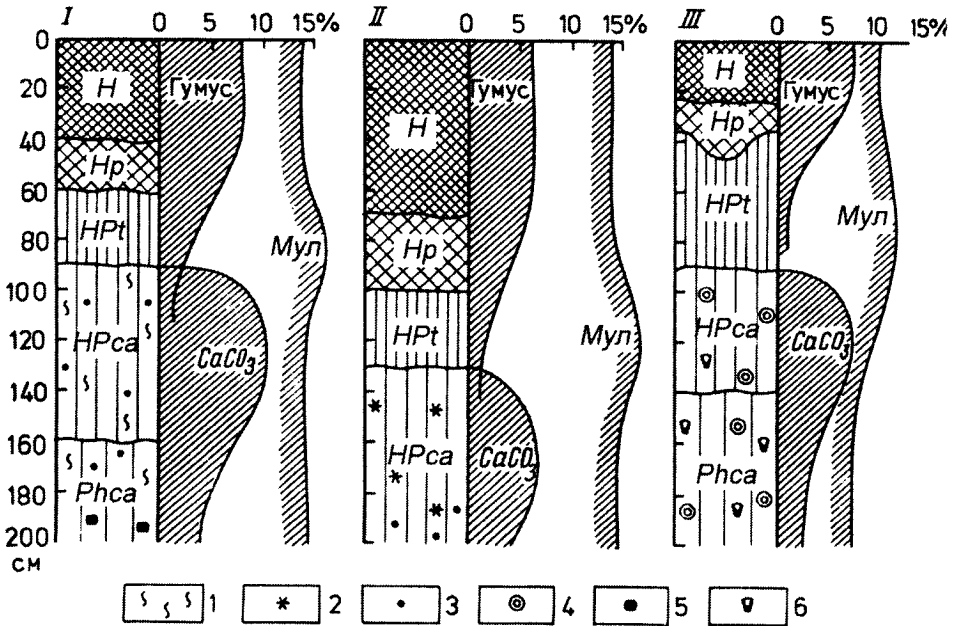


Рис. 6.3. Будава профілю, склад і властивості чорнозему вилугованого (за В. А. Ковдою, Б. Г. Розановим, 1988):

I – фація помірно-промерзаючих, помірно-теплих промерзаючих і теплих промерзаючих ґрунтів; II – фація дуже теплих короткочасно промерзаючих ґрунтів; III – фація помірних тривало промерзаючих ґрунтів. Карбонатні виділення: 1 – прожилки; 2 – псевдоміцелії; 3 – білозірка; 4 – борошністі скупчення; 5 – журавчики; 6 – натіки на щепені

Горизонт I набуває чітких рис ілювіального горизонту, що проявляється в наявності темних акумулятивних плівок на гранях структурних елементів. Хоча в складі гумусу переважають гумінові кислоти, зв'язані з кальцієм, він відзначається багатоконпонентністю, а диференціація складу гумусу в межах гумусового горизонту виражена доволі чітко. У профілі чорноземів опідзолених виділяють такі генетичні горизонти: *He*, *Hpi*, *HPi*, *Phi*, *Pk*. Вміст гумусу в горизонті *H* коливається в широких межах – від 5 до 12%. Гідролітична кислотність становить 5–7 ммоль на 100 г ґрунту.

Гранулометричний і валовий хімічний склад виявляють чітку, хоча й слабку елювіально-ілювіальну диференціацію по профілю. Валовий хімічний склад мулуватої фракції у межах профілю не змінюється. Слабокисла реакція ґрунтового розчину (рН 5,5–6,0) характерна для нижньої частини гумусового і верхньої частини перехідного горизонтів. Також для них характерна слабка насиченість вбирного комплексу основами (рис. 6.4).

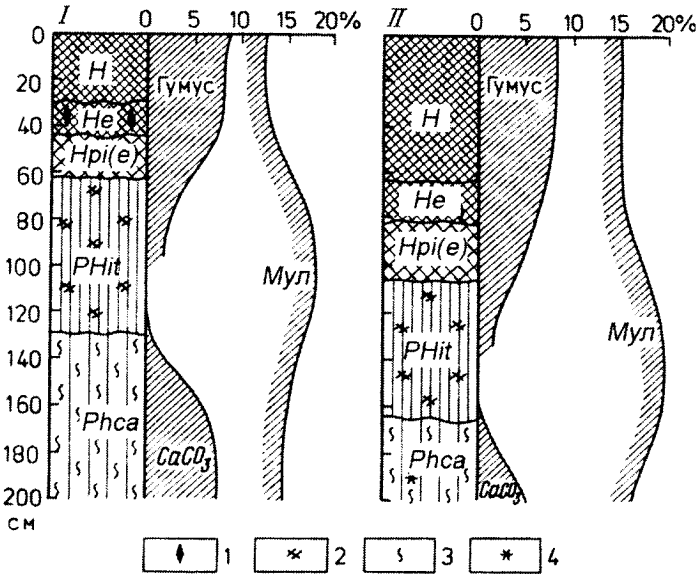


Рис. 6.4. Будова профілю, склад і властивості чорнозему опідзоленого (за В. А. Ковдою, Б. Г. Розановим, 1988):

I – фація помірних, помірно-теплих і теплих промерзаючих ґрунтів; II – фація дуже теплих короткочасно промерзаючих ґрунтів. Новоутворення у профілі: 1 – крем'янка присинка; 2 – глинисто-гумусові нагіки; 3 – прожилки; 4 – псевдоміцелій (павутинка)

Чорноземи лісостепової зони характеризуються сприятливими фізичними властивостями, оскільки вони мають водотривку грудкувато-зернисту структуру гумусового горизонту. Завдяки такій структурі чорноземи мають оптимальні параметри пухкості, шпаруватості, вологемності, водопроникності. Щільність верхнього горизонту чорноземів типових становить $1,0\text{--}1,2\text{ г/см}^3$. Оптимальними також є їхня водопроникність (200 мм/рік), повна вологемність метрової товщі (близько 50%).

За потужністю гумусового горизонту вирізняють такі види чорноземів: *надпотужні* (понад 120 см), *потужні* (120–80 см), *середньопотужні* (80–40 см), *малопотужні* (40–25 см), *вкорочені* (менше 25 см). За вмістом гумусу поділяються на *тучні* (понад 9%), *середньогумусні* (9–6%), *малогумусні* (6–4%), *слабогумусовані* (менше 4%).

За проявом супутніх процесів на рівні роду виокремлюють *чорноземи солонцюваті, осолоділі, деградовані* тощо, а за глибиною залягання CaCO_3 – карбонатні, модальні, глибокозакипаючі.

6.3. Лучно-чорноземні ґрунти (*Gleyic Chernozems, Gleyic Phaeozems*)

Лучно-чорноземні ґрунти є перехідними між автоморфними і гідроморфними. Вони формуються в умовах підвищеного зволоження внаслідок тимчасового накопичення вод поверхневого стоку при відносно неглибокому заляганні ґрунтових вод (3–6 м). Лучно-чорноземні ґрунти поширені під трав'янистими ценозами лісостепу і степу, приурочені до надзаплавних терас рік, днищ балок, неглибоких обширних і блюдцеподібних депресій на плато і терасах, де неглибоко залягають ґрунтові води. Ґрунтотвірними породами є переважно лесоподібні суглинки, а також алювіальні відклади надзаплавних терас і елювій-делювій крейдо-мергелів та інших порід.

Лучно-чорноземні ґрунти за морфологічною будовою в загальних рисах подібні до чорноземів. Профіль лучно-чорноземних ґрунтів характеризується значною гумусованістю (70–150 см), де вирізняються гумусовий і два перехідних горизонти. Особливими ознаками є наростання вологості зверху донизу по профілю аж до рівня ґрунтово-підґрунтових вод, залізо-марганцеві утворення і плями оглеєння у нижній частині профілю. Материнська порода має виражені ознаки гідроморфізму у вигляді оливково-сизих або іржаво-бурих плям.

Властивості лучно-чорноземних ґрунтів близькі до чорноземів. У профілі рівномірно розподілені мул, R_2O_3 і SiO_2 . За вмістом і запасами гумусу вони дещо переважають чорноземи. Вміст гумусу в лучно-чорноземних ґрунтах суглинкового і глинистого гранулометричного складу становить 4,7–4,9%, а в складі гумусу переважають гумінові кислоти.

Завдяки підвищеній гумусованості верхні горизонти лучно-чорноземних ґрунтів характеризуються високою ємністю катіонного обміну. У складі вбирних основ спостерігається значний вміст обмінного магнію (30–50% від суми вбирних основ). Реакція ґрунтового розчину близька до нейтральної, проте у різних відмінах може бути відхилення до кислотності чи лужності.

Лучно-чорноземні ґрунти характеризуються важким гранулометричним складом. У складі мулуватої фракції простежується значний вміст змішаношаруватих мінералів, внаслідок чого ці ґрунти збагачені компонентом, що може набухати. Невеликими масивами трапляються піщані і глинисто-піщані, супіщані, легкосуглинкові і середньосуглинкові різновиди лучно-чорноземних ґрунтів.

Ці ґрунти характеризуються зернистою водотривкою структурою, високою шпаруватістю гумусових горизонтів (55–65%), найкращою водопроникністю, високою водоутримуючою здатністю.

Залежно від умов залягання в лучно-чорноземних ґрунтах розвиваються процеси галоморфізму і осолодіння.

Лучно-чорноземні солонцювато-засолені ґрунти формуються в умовах близького залягання мінералізованих ґрунтових вод.



В умовах сезонного пульсуючого водного режиму і засолення ґрунтових вод формуються *глибокосолющуваті лучно-чорноземні ґрунти*, в яких профіль диференційований за слювіально-ілювіальним типом. Солонцевий ілювіальний горизонт залягає на глибині 20–45 см, а зверху розташований гумусово-слювіальний горизонт.

Лучно-чорноземні осолоділі ґрунти поширені переважно в безстічних пониженнях, де застоюються поверхневі води, що сприяє розвитку глейово-слювіальних процесів, внаслідок чого профіль ґрунтів оглеєний і чітко диференційований. Це зумовлює втрату із верхніх горизонтів мінеральних речовин і збагачення кремнеземом, внаслідок чого вони набувають білуватого забарвлення і мають пластинчасту структуру.

Поверхнево солющуваті лучно-чорноземні ґрунти засолені здебільшого содою по всьому профілю. Серед глибокосолющуватих трапляються різного ступеня солончакуваті та солончакові різновиди. Склад солей хлоридно-сульфатний кальцієво-натрієвий.

Лучно-чорноземні ґрунти забезпечені валовими і рухомими формами елементів живлення.

Загалом лучно-чорноземні ґрунти потенційно родючі. Рациональне використання лучно-чорноземних ґрунтів передбачає такі ж заходи, як і для чорноземів. Однак ефективне використання вимагає застосування заходів для покращення лучно-чорноземних ґрунтів залежно від генетичної природи.

Контрольні запитання і завдання

1. *Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення лісостепової зони.*
2. *Як класифікують сірі лісові ґрунти?*
3. *Які особливості будови профілю характерні для сірих лісових ґрунтів?*
4. *Чим відрізняються ясно-сірі і темно-сірі опідзолені ґрунти?*
5. *Охарактеризуйте географічні закономірності поширення чорноземів лісостепової зони.*
6. *Опишіть морфологічну будову профілю чорноземів опідзолених.*
7. *Дайте аналіз водного режиму чорноземів лісостепу.*
8. *Назвіть заходи з підвищення родючості ґрунтів лісостепової зони.*

Література

1. Ахтырцев Б. П. Серые лесные почвы Центральной России / Б. П. Ахтырцев. – Воронеж, 1979. – 233 с.
2. Вернадер Н. Б. Почвы лесостепной зоны / Н. Б. Вернадер // Природа Украинской ССР. Почвы. – Киев : Наукова думка, 1986. – С. 89–103.
3. Ґрунти лісолучної зони / [за ред. проф. Д. Г. Тихоненка] // Ґрунтознавство. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.



4. Підвальна Г. С. Гумусовий стан автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя / Г. С. Підвальна, С. П. Позняк. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 192 с.
5. Почвы Украины и повышение их плодородия. Экология, режимы и процессы, классификация и генетико-производственные аспекты / [под ред. Н. И. Полупана]. – К. : Урожай, 1988. – Т. 1. – 296 с.
6. Пшевлотький М. І. Ґрунти Сокальського пасма і їх агрогенна трансформація / М. І. Пшевлотький, В. Г. Гаськевич. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2002. – 180 с.
7. Самойлова Е. М. Луговые почвы лесостепи / Е. М. Самойлова. – М., 1981.
8. Чендев Ю. Г. Агротехногенно измененные темно-серые лесные почвы Центральной лесостепи за последние 200 лет / Ю. Г. Чендев // Почвоведение. – М., 1997. – № 1. – С. 10–21.
9. Черноземы СССР (Украина). – М., 1981. – 256 с.

Розділ 7

ҐРУНТИ СТЕПОВОЇ ЗОНИ

Степова зона розташована на південь від лісостепової зони і простягається суцільною смугою від придунайських низовинних рівнин Європи через Молдову, Україну, Центральні частини Руської рівнини, Північний Кавказ і Поволжя. Обширні площі чорноземів степової зони є в Західному Сибіру, Забайкаллі, передгір'ях Алтаю і виходять на територію Монголії та Китаю. В Північній Америці чорноземи здебільшого поширені на просторах великих рівнин.

На території України степова зона простягається від пониззя Дунаю до південних відрогів Середньоруської височини, досягаючи ширини від 100 км на заході до 300 км на сході. Ця зона займає також північну частину Кримського півострова.

Клімат степової зони помірно континентальний, помірно теплий і сухіший, ніж у лісостеповій зоні. Коефіцієнт зволоження 0,44–0,77. Річна сума опадів становить 350–450 мм. У зимовий період утворюється сніговий покрив завтовшки 15–20 см, часто менше. Порівняно однорідні температура зимового періоду і забезпеченість теплом періоду вегетації. Температура найхолоднішого місяця – січня – у степу від -2 до -10°C на заході і до (-24)–(-27)°C на сході.

Рельєф північної частини степу середньохвилястий, а південніше – рівнинний. Поширеним елементом рельєфу є поди, витягнуті у південно-східному напрямі. Поди – єдині водозбори в південному степу, в яких вода витрачається тільки шляхом випаровування.

Степова зона в минулому була покрита трав'янистою рослинністю. Рослинність представлена двома підзонами: різнотравно-дерновинно-злаковими і дерновинно-злаковими степами.

Різнотравно-дерновинно-злакові степи відрізняються ксерофітністю. У них переважають щільнодерновинні (ковила) і дрібнодерновинні (типчак) злаки. Ко-



реневищних злаків, осок і різнотрав'я значно менше. У надґрунтовому покриві багато лишайників і синьо-зелених водоростей.

Дерновинно-злакові степи ще більш ксерофітні. Помітну роль тут відіграють ефемери й ефемероїди. У надґрунтовому покриві, як і в різнотравно-дерновинно-злакових степах, багато лишайників і синьо-зелених водоростей.

Видовий склад степової рослинності змінюється з заходу на схід. Понад 80% площі, зайнятої в минулому степами, розорано.

Біомаса степів становить 200–300 ц/га. У степу, порівняно з лісостепом, кількість надземної маси зменшується, а підземної – зростає. Щорічний опад, в якому переважає коріння, становить 45% всієї біомаси. Рослинні залишки розкладаються швидше, ніж у лучному степу, тому степова повсть накопичується у менших кількостях (30 ц/га).

Природних лісів у степовій зоні майже нема, за винятком невеликих масивів байрачних лісів, приурочених до балок. На території степової зони є ліси і лісо-смуги, насаджені людьми.

Ґрунтоутворними породами в степовій зоні є леси і лесоподібні суглинки, які мають важчий гранулометричний склад, є більш в'язкими та щільними, багатші хімічними елементами, зокрема залізом. Значно більший у них вміст і CaCO_3 (до 18–20% їхньої маси).

Загальними закономірностями ґрунтоутворення у степовій зоні є непромивний тип водного режиму з помірним і неглибоким промочуванням, наявність сольових виділень у нижніх частинах ґрунтового профілю, менш інтенсивне гумусонакопичення з утворенням гумусових горизонтів середньої потужності, накладення процесів солонцюватості в автоморфних умовах занезначної засоленості порід.

Для степової зони характерне поширення чорноземів звичайних у підзоні різнотравно-типчакowo-ковилових степів і чорноземів південних у підзоні типчакowo-ковилових степів.

Чорноземи звичайні (*Chernozems*) приурочені до північної частини степової зони (фото 33). Вони характеризуються добре вираженим гумусовим горизонтом з прекрасною мікро- і макроструктурою, відносно високим вмістом гумусу (5–8%), нейтральною реакцією ґрунтового розчину, високою ємністю вбирання (40–55 ммоль/100 г ґрунту) і повною насиченістю основами. Склад гумусу гуматно-кальцієвий, без ознак ілювіювання в горизонті *HP*. Силікатна маса стабільна і в профілі не спостерігається перерозподілу мулуватої фракції. У чорноземах звичайних обов'язково наявний карбонатний горизонт, карбонати переважно сегреговані у формі білозірки. Міграційні форми карбонатів ледь виражені і спостерігаються як над зоною білозірки, так і під нею. Наскрізне або глибоке промочування у чорноземах звичайних якщо й трапляється, то зрідка, і тому в профілі



наявний сольовий горизонт на глибині 300 см і більше. Профіль чорнозему звичайного має таку будову:

H – 0–35 см – гумусовий горизонт, рівномірного темно-сірого забарвлення; до глибини 20–25 см орний, зернисто-порохуватої структури, пухкий, а глибше, в підорній частині, зернистий, щільніший; перехід поступовий;

HP – 35–70 см – гумусовий перехідний, темно-сірий зі слабким буруватим відтінком, крупнозернистої структури, помітні ходи дощових черв'яків і рідко світлі кротовини, зрідка наявні гіфи карбонатної плісені;

P_{hk} – 70–90 см – перехід до материнської породи, палевий з сірими язиками, затьоками і плямами гумусу, нечітко грудкуватої структури, ходи черв'яків і кротовини, перехід поступовий;

P_k – 90 см і глибше – палевий лесоподібний суглинок (лес), нечітко виражена грудкувата структура; трапляються трубочки, заповнені CaCO_3 , а також окремі скупчення білозірки (фото 34).

За гранулометричним складом переважають важкосуглинкові відміни, рідше – середньосуглинкові, легкосуглинкові і глинисті відміни. По профілю гранулометричний склад чорноземів звичайних однорідний. Описувані ґрунти характеризуються високою мікроагрегованістю, а в структурному складі переважають агрономічно цінні агрегати (0,25–10 мм), які є механічно міцні та водотривкі. У валовому хімічному складі по профілю переважає SiO_2 – 69–75%, Al_2O_3 – 11,2–14,2, Fe_2O_3 – 4,0–6,5, CaO – 1,6–2,7, MgO – 1,5–3,0, K_2O – 12,8–2,6%. Як по профілю ґрунту, так і в мулуватій фракції хімічні елементи розподіляються рівномірно. Чорноземи звичайні характеризуються сприятливим складом обмінно-вбирних катіонів. Перевагу в складі вбирних основ має кальцій – 78–84%, магній – 13–20%, калій – 1–2%, натрій – понад 1% від загального вмісту. Висока насиченість чорноземів звичайних кальцієм зумовлює нейтральну або близьку до неї реакцію ґрунтового розчину (рис. 7.1).

Чорноземи звичайні за будовою та властивостями поділяють на фаціальні підтипи: *дуже теплих періодично промерзаючих*, які поширені на півдні України (Задністер'я), Молдові, Передкавказзі, АР Крим, з вмістом гумусу в орному шарі 3–6%, закипають від HCl з поверхні, карбонати у вигляді нальотів, псевдоміцелію; *помірно теплих промерзаючих і помірних промерзаючих*, які поширені в степах України, Руської рівнини, Західного Сибіру і Північного Казахстану, де вміст гумусу в орному горизонті становить 6–8%, карбонати спостерігаються на початку перехідного горизонту у вигляді білозірки; *помірно тривало промерзаючих*, що поширені в Середньому і Східному Сибіру, з вмістом гумусу 4–6%, характерною язичкуватою формою межі гумусового горизонту, карбонати приурочені до верхньої межі карбонатного горизонту, а їхні виділення проявляються у формі борошнистих утворень. У складі гумусу переважають гумінові кислоти і передусім фракція, зв'язана з кальцієм.

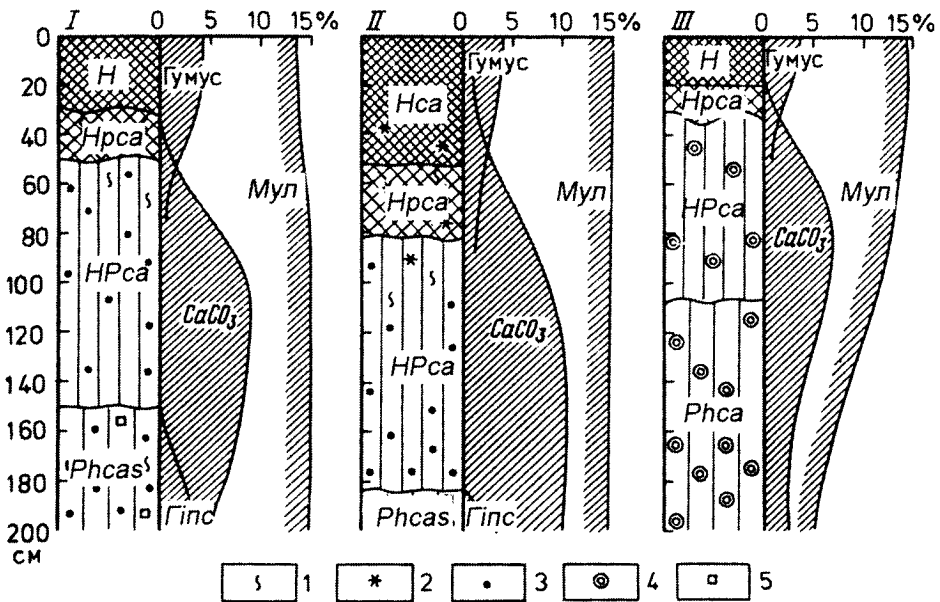


Рис. 7.1. Будова профілю, склад і властивості чорнозему звичайного (за В. А. Ковдою, Б. Г. Розановим, 1988):

I – фації теплих короткочасно промерзаючих, помірно теплих промерзаючих і помірно промерзаючих ґрунтів; II – фація дуже теплих періодично промерзаючих ґрунтів; III – фації помірно тривало промерзаючих ґрунтів. Карбонатні виділення у профілі: 1 – прожилки; 2 – псевдоміцелій; 3 – білозірка; 4 – борошністі скупчення; 5 – патіки на щєбені

Чорноземи звичайні в умовах оранки зберігають задовільні фізичні та водно-фізичні властивості, однак у процесі тривалого сільськогосподарського використання ущільнюються, набувають здатності утворювати на поверхні кірку, тріщини, що утруднює нормальний розвиток вирощуваних культур.

В умовах розчленованого рельєфу на схилах розвиваються процеси водної ерозії, що спричиняє поділ чорноземів звичайних за ступенем змитості.

Чорноземи південні (Calcic Glossic Chernozems) поширені південніше ареалу чорноземів звичайних, у жорсткіших умовах атмосферного зволоження. Сума активних температур підвищується до 3 400–3 500°C, кількість опадів знижується до 350–400 мм. Рельєф рівнинний, зменшується кількість балок, ярів і подів. Ґрунотворна порода – лес і лесоподібні суглинки, щільніші і погано водопроникні. Рослинність типчаково-ковилово-полинна, рослинний покрив несучільний (фото 35).

Типовий профіль чорнозему південного має такі риси будови.



Нор – 0–23 см – гумусний горизонт, орний, темно-сірий, пухкий, пилюватозерниста структура, багато коренів рослин, перехід поступовий.

Н – 23–30 см – гумусний, такого ж забарвлення, пухкий; зерниста структура з невеликою кількістю пилюватих частинок, нечисленні ходи черв'яків, ущільнений, перехід поступовий.

НР – 30–52 см – гумусний, перехідний, бурувато-сірий, що світлішає донизу, крупнозерниста структура, ущільнений, добре простежуються світлі й темні кротовини, нижня межа сірого забарвлення чітка.

Рк – 52–85 см – темно-палевий важкосуглинковий лес з темними ходами коріння і кротовин, на глибині 95–120 см залягає суцільний шар білозірки, а на глибині 150 см появляються кристали гіпсу (фото 36).

Менша загальна продуктивність органічної речовини посушливих дерновинно-злакових степів і більш виражена аридність середовища сприяють інтенсифікації розкладення рослинних залишків з утворенням простих сполук.

За гранулометричним складом переважають важкосуглинкові і легкоглинисті відміни. Серед гранулометричних фракцій найбільші мулувата і грубопилювата, які становлять понад 70%. Чорноземи південні характеризуються доброю мікроструктурою. У складі мікроагрегатів переважає фракція > 0,01 мм – 78–90%. Найбільшу кількість агрономічно цінних агрегатів містять міцелярно-карбонатні підтипи, найменше – солонцюваті.

Щільність чорноземів південних залежить від їхньої генетичної природи, гранулометричного складу, характеру використання тощо. Щільність твердої фази практично однакова для всіх підтипів. Описувані ґрунти характеризуються високою шпаруватістю. У мінералогічному складі мулуватої фракції переважають два компоненти: гідролуодовий і смектитовий. Ґрунти характеризуються сприятливим складом обмінних основ з переважанням вбирного кальцію і незначним вмістом обмінного натрію.

Найсуттєвішою відмінністю чорноземів південних від чорноземів звичайних є менший вміст гумусу. Вони містять 3,5–5,0% органічної речовини, причому кількість її знижується у напрямі на захід від 4,0–4,2% до 3,5–3,8%. Південні чорноземи завжди належать до малогумусних, проте подекуди окремими аресалами трапляються навіть слабогумусовані з вмістом гумусу менше 3,5%.

Чорноземи південні характеризуються сприятливим складом вбирних основ і нейтральною реакцією ґрунтового розчину. Сума обмінних основ знижується з полегшенням гранулометричного складу, при цьому зменшується і відношення між вбирним кальцієм і магнієм. Кількість вбирного натрію незначна. Через малу кількість гумусу є незначним і вміст азоту, а близьке залягання до поверхні карбонатів кальцію зв'язує фосфор, через що він є малодоступним для рослин, і тільки калій є в достатніх кількостях (рис. 7.2).

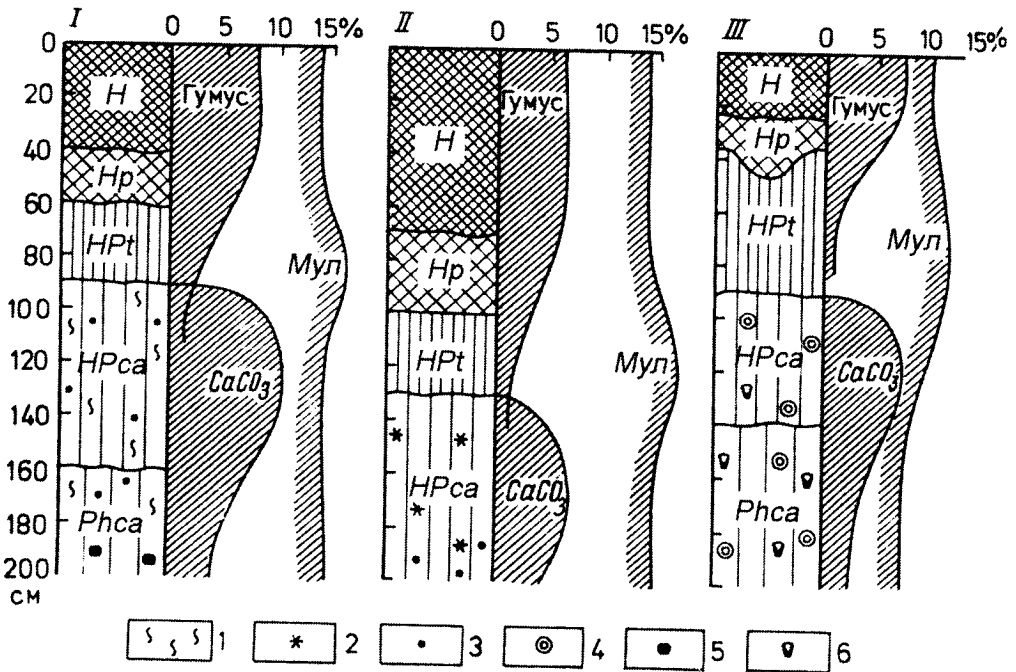


Рис. 7.2. Будова профілю, склад і властивості чорнозему південного (за В. А. Ковдою, Б. Г. Розановим, 1988):

I – фації теплих короткочасно промерзаючих, теплих промерзаючих, помірно теплих промерзаючих і помірно промерзаючих ґрунтів; II – фації дуже теплих періодично промерзаючих ґрунтів; III – фації помірно тривало промерзаючих ґрунтів. Карбонатні виділення у профілі: 1 – прожилки; 2 – псевдоміцелій; 3 – білозірка; 4 – борошнисті скупчення; 5 – кристали і друзи гіпсу

Родючість чорноземів південних помітно знижується в зв'язку зі зменшенням вмісту гумусу і, головню, внаслідок зростання посушливості. Поруч з іншими агротехнічними заходами, тут доводиться застосовувати зрошення. У чорноземах південних дуже часто проявляються ознаки солонцюватості.

Виділяють такі фаціальні підтипи чорноземів південних:

- теплі промерзаючі і короткочасно промерзаючі, помірно теплі промерзаючі, помірно промерзаючі, які поширені на півдні України і на Руській рівнині, Заураллі та Казахстані, у південних районах Західного і Східного Сибіру; характеризуються малою і середньою потужністю гумусових горизонтів, вмістом гумусу 3–6%, карбонатами у формі білозірки;
- дуже теплі періодично промерзаючі, поширені в Передкавказзі, Криму, Молдові і Задністер'ї України; характеризуються значною потужністю гу-



- мусових горизонтів, вмістом гумусу 3–5%, карбонатами у вигляді нальотів і псевдоміцелію;
- помірно тривало промерзаючі, поширені у степових передгірських котловинах Східного Сибіру, характеризуються малою потужністю гумусових горизонтів, вмістом гумусу 3,5–5,0%, карбонатами у формі борошнистих виділень CaCO_3 .

Контрольні запитання і завдання

1. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення у степовій зоні.
2. Як класифікують чорноземи степової зони?
3. Обґрунтуйте генезу, склад і властивості чорноземів степової зони.
4. Які відмінності у морфологічній будові профілю чорноземів звичайних і південних?
5. Охарактеризуйте властивості чорноземів південних.
6. Які фаціальні особливості чорноземів Ви знаєте?
7. Які заходи з підвищення родючості й охорони чорноземів застосовують у степовій зоні?
8. Які відмінності у властивостях чорноземів і лучно-чорноземних ґрунтів?

Література

1. Докучаев В. В. Русский чернозем / В. В. Докучаев. – Санкт-Петербург : Русская коллекция, 2008. – 480 с.
2. Крупеников И. А. В. В. Докучаев о Бессарабии / И. А. Крупеников. – Кишинев, 1996. – 116 с.
3. Крупеников И. А. Чернозем – наше богатство / И. А. Крупеников. – Кишинев, 1978. – 106 с.
4. Крупеников И. А. Чернозем и экологическое земледелие / И. А. Крупеников, Б. П. Боинчан. – Бэлць : Типография г. Бэлць, 2004. – 169 с.
5. Крупеников И. А. Черноземы Молдавии / И. А. Крупеников. – Кишинев, 1967. – 427 с.
6. Крупеников И. А. Черноземы. Возникновение, совершенство, трагедия деградации, пути охраны и возрождения / И. А. Крупеников. – Кишинев : Pontos, 2008. – 288 с.
7. Медведев В. В. Оптимизация агрофизических свойств черноземов / В. В. Медведев. – М. : Агропромиздат, 1988. – 160 с.
8. Носко Б. С. Антропогенна еволюція чорноземів / Б. С. Носко. – Харків, 2006. – 240 с.
9. Позняк С. П. Орошаемые черноземы юго-запада Украины / С. П. Позняк. – Львов : ВНТЛ, 1997. – 240 с.
10. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.



11. Почвы Украины и повышение их плодородия. Экология, режимы и процессы, классификация и генетико-производственные аспекты / [под ред. Н. И. Полупана]. – К. : Урожай, 1988. – Т. 1. – 296 с.
12. Приходько В. Е. Орошаемые степные почвы: функциональность, экология, продуктивность / В. Е. Приходько. – М. : Интеллект, 1996. – 168 с.
13. Русский чернозем – 100 лет после Докучаева. – М. : Наука, 1983. – 304 с.
14. Черноземы СССР. – М. : Колос, 1974. – Т. 1. – 560 с.
15. Черноземы СССР. Украина. – М. : Колос, 1981. – 256 с.
16. Щербаков А. П. Антропогенная эволюция черноземов / А. П. Щербаков, И. И. Васнев. – Воронеж, 2000. – 411 с.

Розділ 8

ҐРУНТИ СУХОСТЕПОВОЇ ЗОНИ

8.1. Каштанові ґрунти (*Kastanozems*)

Каштанові ґрунти формуються в умовах сухих степів субборсального поясу. На північній межі поширення вони близькі за будовою і властивостями до чорноземів південних, а на південній межі – до бурих напівпустельних ґрунтів. Каштанові ґрунти поширені на півдні Молдови та України, у Східному Передкавказзі, в Середньому і Нижньому Поволжі, у Казахстані, південній частині Західного Сибіру, окремими масивами трапляються в Середньому Сибіру і Забайкаллі, на території Монголії і Китаю, центральній частині США, півдні Канади та в Аргентині.

Формування каштанових ґрунтів відбувається в умовах переважно рівнинного або слабохвилястого рельєфу з широким розвитком степових блюдць, подів і мікропонижень. Клімат сухостепової зони характеризується теплим посушливим літом і холодною зимою з незначним сніговим покривом. Протягом року випадає 200–400 мм опадів, і випаровування перевищує їх удвічі-втричі. Коефіцієнт зволоження 0,33–0,55. Середньорічна температура повітря 2–10°C. Часті суховії. Тип водного режиму ґрунтів – непромивний. Рослинність представлена типчакowo-ковиловими, полиново-типчакowymi і типчакowo-полиновими степами. Рослинний покрив розріджений, ступінь покриття 50–70%. Біомаса сухих степів становить близько 100 ц/га, причому основна частина (85%) припадає на кореневу систему (фото 37).

Профіль каштанових ґрунтів характеризується такою будовою:

Hed – 0–6 см – дернинний, сірий з каштановим відтінком, сухий, середньосуглинковий, грудкувато-порохуватої структури, пухкий, густо пронизаний коренями рослин, перехід ясний;

H(i) – 7–16 см – гумусовий, каштановий, середньосуглинковий, грудкувато-зерниста структура, ущільнений, пористий, багато коріння, перехід поступовий;



HP_{ik} – 17–29 см – верхній перехідний, карбонатний, темно-бурий, середньосуглинковий, призматично-грудкувата структура, ущільнений, на гранях структурних елементів колоїдне лакування, перехід поступовий;

PH_{ik} – 30–45 см – нижній перехідний, слабогумусований, карбонатний, темно-бурий, легкоглинистий, горіхувато-призматична структура, щільний, на структурних окремостях колоїдне лакування, перехід поступовий;

PK(h) – 46–80 см – лес, слабогумусований по загіках, темно-палевий, середньосуглинковий, грубогрудкувата-призматичної структури, щільний, з глибини 50 см багато пухкої білозірки, перехід поступовий;

PK/g – 81–160 см – лес, палевий, середньосуглинковий, з глибини 110 см містить солі у вигляді прожилок, а також гіпс у вигляді друз (фото 38).

Потужність гумусових горизонтів становить від 25 до 45 см.

Каштанові ґрунти глинистого, важко- і середньосуглинкового гранулометричного складу у верхньому горизонті містять від 2,2 до 4,0% гумусу, а легкосуглинкові та супіщані – 1,5–3,0%. У складі гумусу кількість гумінових і фульвокислот приблизно однакова. Сума вбирних основ – 20–30 ммоль на 100 г ґрунту, серед яких міститься невелика кількість вбирного натрію. Реакція ґрунтового розчину нейтральна або слаболужна у верхніх горизонтах (рН 7,2–7,5) і лужна у нижніх. Профіль недиференційований за розподілом мулуватої фракції і валовим вмістом SiO₂ і R₂O₃ (рис. 8.1).

У північній частині сухостепової зони поширені **темно-каштанові ґрунти** (*Kastanozems*), які відрізняються від каштанових більшою інтенсивністю дернового процесу, що виражається в збільшенні потужності гумусового горизонту і вмісту гумусу.

Темно-каштанові ґрунти глинистого, важко- і середньосуглинкового гранулометричного складу у верхньому горизонті містять від 3,2 до 5,0% гумусу, а легкосуглинкові та супіщані – 2,5–4,0%. Реакція ґрунтового розчину нейтральна у верхньому горизонті та слаболужна і лужна вниз по профілю, ємність вбирання 30–35 ммоль на 100 г ґрунту, в складі вбирних основ переважають кальцій і магній. Валовий склад по профілю однорідний.

Світло-каштанові ґрунти (*Kastanozems, Haplic Calcisols*) відрізняються невеликою потужністю гумусового горизонту (25–35 см), карбонатний горизонт залягає ближче до поверхні, ніж у каштанових, гіпсовий горизонт на глибині 110–120 см. Накопичення солей сприяє майже повсюдному прояву ознак солонцюватості. Вміст гумусу в суглинкових світло-каштанових ґрунтах становить 2–3%, ємність вбирання 15–25 ммоль на 100 г ґрунту. У складі вбирних основ переважають обмінні кальцій і магній, від 3 до 15% припадає на вбирний натрій. Реакція водної витяжки слаболужна – у верхніх горизонтах рН 7,2–7,5, а в нижніх горизонтах рН сягає 8.

Непрямий тип водного режиму зумовлює акумуляцію на різній глибині карбонатів, гіпсу та легкорозчинних солей. Світло-каштанові ґрунти мають різ-

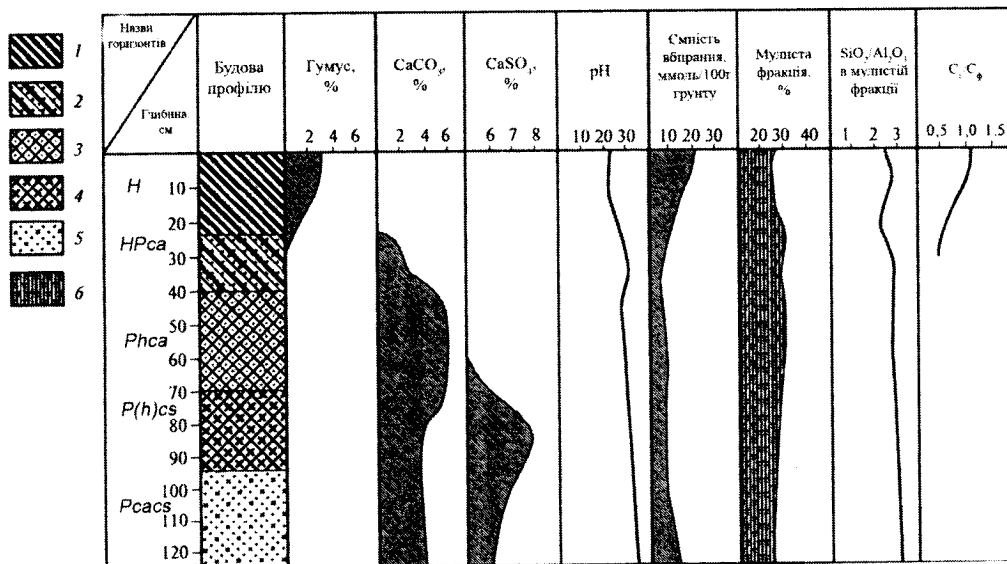


Рис. 8.1. Будова профілю, склад і властивості каштанового ґрунту (за О. М. Геннадієвим, М. А. Глазовською, 2005). Генетичні горизонти:

1 – гумусово-акумулятивний; 2 – перехідний; 3 – ілювіально-карбонатний; 4 – ілювіально-гіпсовий; 5 – сіалітно-карбонатно-гіпсова ґрунтоутворююча порода. Склад мулістової фракції: 6 – іліт-монтморилонітовий

кий дефіцит вологи, через що потребують зрошення для вирощування сільськогосподарських культур. У зоні сухого степу України світло-каштанові ґрунти не трапляються.

Залежно від біокліматичних умов, що змінюються з заходу на схід, морфологічні особливості та властивості каштанових ґрунтів сильно варіюють, зумовлюючи фаціальні риси передусім у гумусовому та сольовому профілях.

8.2. Лучно-каштанові ґрунти (*Gleyic Phaeozems*)

Лучно-каштанові ґрунти – це напівгідроморфні ґрунти, які трапляються серед каштанових ґрунтів і приурочені до понижень рельєфу, передгірських шлейфів, западин, блюдець, міжсопкових долин, надзаплавних терас, де виникає додаткове поверхнєве або ґрунтове зволоження. Надлишкове зволоження формується надходженням вод з поверхнєвим стоком, підвищеним рівнем ґрунтово-підґрунтових вод, значною потужністю снігового покриву. Лучно-каштанові ґрунти формуються на таких самих материнських породах, що й каштанові ґрунти.

Надлишкове зволоження сприяє доброму зростанню лучно-степової рослинності. Тут переважають високорослі злаки, мезофільне різнотрав'я, зрідка чагарники – караган, спірея.



Профіль лучно-каштанового ґрунту має такі горизонти: *He, Hpi, Phk(i), Pks*. У цілих варіантах гумусовий горизонт поділяється на гумусово-дерновий *Hd* і *He*. Гумусовий горизонт лучно-каштанового ґрунту характеризується більшою потужністю (45–55 см) і вищим вмістом гумусу (4–6%). У складі гумусу переважають гумінові кислоти (Сгк:Сфк – 1,5–2,5). Ємність вбирання у лучно-каштанових суглинкових ґрунтах становить 30–40 ммоль на 100 г ґрунту. Ці ґрунти мають нижчу глибину закипання і понижене залягання гіпсового та сольового горизонтів.

Водний режим лучно-каштанових ґрунтів пульсуючий, з чергуванням короткочасних періодів значного зволоження, яке зумовлює низхідний рух води до глибини 2 м і більше, та періодів висушування верхньої частини профілю і підняття капілярно-підвищеної вологи або навіть плівково-капілярної води ґрунтово-підґрунтових вод.

Лучно-каштанові ґрунти більш продуктивні, ніж каштанові, внаслідок додаткового зволоження, що має важливе значення в умовах аридного клімату. Додаткове зволоження часто спричиняє засолення, осолонцювання, осолодіння, оглеєння, злитизацію, що вимагає складних меліоративних заходів щодо їхнього попередження та ліквідації. Незначні за площею ділянки лучно-каштанових ґрунтів використовують як пасовища й сінокоси.

Контрольні запитання і завдання

1. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення сухостепової зони.
2. Які генетичні горизонти виділяють у профілі каштанових ґрунтів?
3. Які морфологічні ознаки каштанових ґрунтів Ви знаєте?
4. Як класифікують каштанові ґрунти?
5. Які відмінності у властивостях світло-каштанових, каштанових і темно-каштанових ґрунтів?
6. Які особливості лучно-каштанових ґрунтів Ви знаєте?
7. У чому полягають заходи з підвищення родючості каштанових ґрунтів?
8. Як регулюють водний режим ґрунтів сухостепової зони?

Література

1. Ґрунтознавство / [за ред. Д. Г. Тихоненка]. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
2. Ґрунтознавство з основами геології / [І. І. Назаренко, С. М. Польшина, Ю. М. Дмитрук, І. С. Смага, В. А. Нікорич]. – Чернівці : Книги – XXI, 2006. – 504 с.
3. Добровольский Г. В. География почв / Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская. – М. : Изд-во МГУ, 2004. – 460 с.
4. Кривульченко А. І. Сухі степи Причорномор'я та Приазов'я: ландшафти, галогенхімія ґрунто-підґрунтя / А. І. Кривульченко. – К. : Гідромакс, 2005. – 345 с.
5. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
6. Почвы сухостепной зоны / Природа Украинской ССР. Почвы // [Н. Б. Вернандер, И. Н. Гоголев, Д. И. Ковалишин и др.]. – К. : Наукова думка, 1986. – С. 120–129.
7. Почвы Украины и повышение их плодородия. Экология, режимы и процессы, классификация и генетико-производственные аспекты / [под ред. Н. И. Полулана]. – К. : Урожай, 1988. – Т. 1. – 296 с.

Розділ 9

ЗАСОЛЕНІ ҐРУНТИ І СОЛОДИ

Ґрунти, які містять у профілі легкорозчинні солі в кількостях, токсичних для рослин-негалофітів, називають засоленими. Вони поширені в зонах сухих і пустельних степів, у пустельній зоні, трапляються у степовій, лісостеповій і тайгово-лісовій зонах, а також на узбережжях морів та океанів.

Формування *засолених ґрунтів* пов'язане з накопиченням солей у ґрунтових водах і породах, чому сприяють відповідні умови. Солі утворюються в процесі вивітрювання гірських порід, у випадку виходу на поверхню морських соленосних осадів, виверження вулканів, унаслідок розкладення органічних залишків в умовах посушливого клімату, а також їхнім джерелом слугують мінералізовані ґрунтові води, які залягають неглибоко. Важливу роль у поширенні солей відіграють еолові процеси і процеси імпульверизації.

Інтенсивність перерозподілу солей і накопичення їх у ґрунтах визначаються кліматичними умовами, а також водно-фізичними властивостями ґрунтів і ґрунотворних порід, розчинністю солей.

У розподілі солей на території суші виразно проявляється зональність. Найвища концентрація солей у ґрунтових водах і ґрунтах спостерігається в пустельній зоні, а найменша – у лісостеповій і степовій зонах. В якісному складі солей простежується певна закономірність. У лісостепових і степових районах у складі солей переважають карбонати і бікарбонати натрію, трапляються сульфати. У напівпустельній і пустельній зонах створюються сприятливі умови для утворення сульфатів і хлоридів натрію, гіпсу і нітратів, а також соди. На накопичення солей у ґрунтах важливий вплив має рельєф і дренажність території.

9.1. Солончаки (*Solonchaks*)

Солончаки – це ґрунти, які містять великі кількості водорозчинних солей з самої поверхні та в профілі.

Солончаки поширені в сухих степах, саванах, проте трапляються і в інших ландшафтних областях – серед чорноземів і сірих лісових ґрунтів, і навіть серед палевих та осолоділих ґрунтів (Центральна Якутія), а також на узбережжях морів. На території України солончаки поширені на узбережжі Чорного й Азовського морів, у Придніпров'ї, на терасах Південного Бугу, Дністра і Дунаю, а також у районі Сивашу. Важливе значення у вивченні засолених ґрунтів мають праці В. В. Докучаєва, К. Д. Глінки, М. А. Дімо, В. А. Ковди, В. В. Єгорова, Н. Г. Мінашиної, Б. О. Зимовця, Г. С. Гриня, О. М. Можейка, Є. І. Панкової, Г. В. Новікової, А. І. Кривульченка та інших.

Накопичення солей у ґрунтах складає суть солончакового процесу. Солончаки утворюються при близькому заляганні мінералізованих вод в умовах випітного водного режиму (при випаровуванні вологи верхні горизонти ґрунтів збагачуються водорозчинними солями), а також унаслідок засоленості ґрунтотворних порід. Солончаки можуть утворюватися в результаті занесення солей вітром, а також при неправильному зрошенні. Велике значення в утворенні солончаків має рослинність, зокрема наявність значної кількості солянок (фото 39).

Високий вміст солей у солончаках визначає особливості будови їхнього профілю і властивості. Профіль солончаків слабодиференційований на генетичні горизонти. У ньому вирізняють гумусовий горизонт *H*, перехідний *HP* і ґрунтотворну породу *P*. По всьому профілю солончаків помітні вицвіти солей. Часто в нижній частині профілю спостерігаються ознаки оглеєння (фото 40).

Солончаки поділяють на два типи: гідроморфні й автоморфні. Гідроморфні солончаки розвиваються в умовах близького залягання мінералізованих ґрунтових вод, автоморфні формуються на засолених ґрунтотворних породах при глибокому заляганні рівня ґрунтових вод.

Розрізняють ще підтипи солончаків: *типові, лучні, сорові, грязево-вулканічні, приморські, вторинні, мерзлотні, болотні, пустельні, реліктові, еолово-нагорбкові.*

За складом солей, зокрема співвідношенням аніонів і катіонів у водній витяжці, солончаки поділяють на роди. Якісний склад солей відображається на зовнішніх ознаках солончаків. За ними розрізняють кіркові, пухкі, мокрі та чорні. За характером розподілу солей солончаки поділяють на види: поверхневі (солі в шарі 0–30 см) і глибокопрофільні (солі по всьому профілю до ґрунтових вод).

Поширеними є *засолені ґрунти*. Ступінь засолення визначають за загальним вмістом солей з врахуванням їхнього видового складу. За глибиною скупчення солей вирізняють: високосолончакуваті, або солончакові, – солі залягають в



межах 0–30 см: солончакуваті – 30–80 см; глибокосолончакуваті – 80–150 см; незасолені ґрунти – солі глибше 150 см.

Профіль солончаків недиференційований за гранулометричним, мінералогічним і хімічним складом. Солончаки, засолені нейтральними солями, характеризуються добрими водно-фізичними властивостями, зокрема доброю мікроструктурою, високою шпаруватістю і водопроникністю, а засолені лужними солями – винятково несприятливими властивостями, зокрема утворюють злітність ґрунтової маси, високу щільність, тріщинуватість. Солончаки – ґрунти малогумусні. Вміст гумусу у верхньому горизонті не перевищує 1%. Ємність вбирання по всьому профілю 10–20 ммоль на 100 г ґрунту. У складі вбирних основ солончаків, засолених натрієвими і магнієвими солями, переважають, відповідно, натрій і магній. Реакція ґрунтового розчину хлоридних і сульфатних солончаків нейтральна, а солончаків з вмістом у складі солей соди – лужна (рН до 9–10). Трапляються і кислі солончаки, що містять квасці, утворені після окиснення сульфідів.

У сільському господарстві солончаки використовують тільки після складних меліорацій, а саме: промивання солончаків прісною водою на фоні дренажу. Солончаки в землеробських районах не освоюють або частково використовують як малопродуктивні пасовища. Вторинному засоленню ґрунтів у районах зрощення можна запобігти шляхом будівництва дренажних систем з додержанням загальної високої культури землеробства.

9.2. Солонці (*Solonetz*)

Солонці – це ґрунти, які містять у вбирному комплексі значну кількість обмінного натрію, а інколи і магнію в ілювіальному горизонті, і характеризуються диференційованим профілем за ілювіально-ілювіальним типом, лужною реакцією ілювіального горизонту, стовпчастою, призматичною і глибокою структурою ілювіального горизонту при його високій щільності, наявністю в ілювіальному горизонті вбирного натрію в кількості понад 15% від суми обмінних катіонів, наявністю солей у нижній частині профілю під ілювіальним горизонтом.

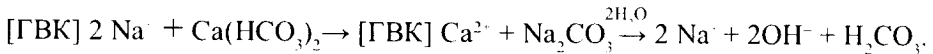
Солонці не утворюють суцільної зони і є інтразональними ґрунтами, трапляються великими масивами або плямами серед ґрунтів іншої генези. Вони поширені в степах, сухих степах, саванах і напівпустелях Північної та Південної півкуль і приурочені до рівнинних, понижених елементів макрорельєфу, низовин, надзаплавних терас. В Україні солонці є у степовій і сухостеповій зонах, зрідка – у лісостепу (фото 41).

Солонці формуються на різних породах, передусім засолених. Рослинність представлена специфічною солонцевою флорою: полин, віниччя, камфоросма, кермек, ромашник тощо. На солонцях лісостепової і степової зон до складу рос-

линних асоціацій входять злаки, утворюючи дернину. На поверхні є діатомові водорості.

Солонці як самостійну групу ґрунтів виділяли П. А. Зам'ятченський, В. В. Докучаєв, К. Д. Глинка, К. К. Гедройц та інші. У дослідження природи солонців, закономірностей їхнього поширення, розроблення методів їхньої меліорації вагомий внесок зробили В. А. Ковда, І. М. Антипов-Каратаєв, Н. І. Базилевич, О. М. Можейко, О. М. Грінченко, Г. С. Гринь, О. Н. Соколовський та інші.

Щодо генези солонців існує декілька теорій. Загальним для них є визнання провідної ролі іона натрію у формуванні несприятливих солонцевих властивостей. Згідно з колоїдно-хімічною теорією К. К. Гедройца, солонці утворилися у процесі розсолення солончаків, засолених нейтральними солями натрію. У солончаках, насичених натрієвими солями, вбирний комплекс насичений натрієм. Під впливом промивання атмосферними опадами солончаки збіднюються солями, тоді зникають електроліти, що коагулюють колоїди і розчини збіднюються натрієм, який витісняється із вбирного комплексу за схемою:



Висока лужність ґрунтового розчину веде до пептизації колоїдів, причому насичена натрієм органічна речовина переходить у стан золю і легко просочується зверху вниз по ґрунтовому профілю, а непептизовані мінеральні колоїди, маючи велику поверхню, взаємодіють з водою, руйнуються на складові: SiO_2 , R_2O_3 та інші оксиди. Продукти руйнування, як і органічні речовини, мігрують вниз по профілю. Затримуючись на якійсь, переважно невеликій, глибині, вони утворюють ілювіальний солонцевий горизонт.

Однак солонці можуть утворюватися в процесі не розсолення, а засолення ґрунтів, коли засолення содове [В. А. Ковда, 1965].

У розвитку солонцевих властивостей значну роль відіграє не тільки склад вбирних катіонів і реакція середовища, але й склад ґрунтового вбирного комплексу. Солонці з найбільш вираженими набуханням, в'язкістю, липкістю та іншими негативними властивостями збагачені монтморилонітом, а також аморфними гідрофільними компонентами, наприклад, кремнеземом (фото 42).

Профіль солонця має складну будову.

*He*d – 0–7 см – гумусовий горизонт, каштаново-сірий, грудкувато-пилувата структура, пухкий, пористий, багато коренів, перехід ясний.

*E*h – 8–15 см – елювіальний, світло-сірий, важкосуглинковий, пластинчастий, багато коріння, перехід різкий.

*I*h – 16–24 см – ілювіальний, темно-каштановий, середньосуглинковий, стовпчасто-призматична структура, щільний, тонкотріщинуватий, окремі корені, перехід поступовий.

Plh/к – 25–45 см – перехідний, ілювіований, каштановий з бурим відтінком,



легкоглинистий, горіхувато-призматичної структури, з глибини 40 см закипає від HCl , перехід поступовий.

$P_{k(h)}$ – 46–55 см – лес, слабогумусований, темно-палевий, ущільнений, легкоглинистий, перехід поступовий.

P_{KS} – 56–170 см – лес, палевий, легкоглинистий, грудкуватий, ущільнений, з 52 до 80 см багато білозірки, з 70 см солі у вигляді прожилок і вицвітів, зі 160 см – дрібні друзи гіпсу і прожилки солей.

Характерною особливістю гранулометричного складу солонців є різка диференціація по профілю мулуватої фракції. Гумусово-слиувіальний горизонт легший за гранулометричним складом, ілювіальний – збагачений мулом і тому завжди важчий. Виразний перерозподіл мулуватої фракції пептизацією колоїдів.

Переважаючими мінералами мулуватої фракції є мінерали монтморилонітово-гідролудової групи з домішкою аморфних речовин. Солонцеві горизонти більш насичені монтморилонітом, ніж верхні, в яких відносно накопичується кварц.

Для солонців характерна диференціація профілю за валовим складом. Верхні горизонти збагачені півтораоксидами і відносно збагачені кремнеземом, а ілювіальні горизонти відзначаються високим вмістом заліза й алюмінію.

Вміст гумусу дуже неоднаковий у солонцях різних природних зон. У солонцях степу і напівпустель міститься 1,5–3,0% гумусу в дерновому горизонті. У складі гумусу переважають фульвокислоти. Лісостепові солонці містять до 6–10% гумусу в дерновому горизонті.

Вміст вбирного натрію в солонцевому горизонті становить 13–60% від ємності вбирання. У складі вбирних основ часто міститься багато вбирного магнію (35–45% від ємності вбирання).

Реакція ґрунтового розчину в солонцевому горизонті лужна і сильнолужна (рН 8–10), а в надсолонцевому горизонті може бути нейтральна і слабкисла.

Засолення в солонцях наявне в підсолонцевому і нижчих горизонтах. У складі солей переважають сульфати, хлориди, сода, а також карбонати і гіпс (рис. 9.1).

Солонці характеризуються негативними фізичними, водно-фізичними і фізико-хімічними властивостями. У сухому стані вони щільні, а у вологому стані сильно набухають, в'язкі, липкі, водопроникність низька, слабка фізіологічна доступність вологи.

Несприятливі фізичні та водно-фізичні властивості і лужна реакція ґрунтового розчину солонців не дають змоги широко використовувати їх у землеробстві. Основним заходом меліорації солонців є гіпсування, у ході якого відбувається зміна складу вбирних основ (вбирний натрій замінюється на вбирний кальцій), нейтралізується лужність, ґрунтові колоїди коагулюються, покращується мікроструктура і водно-фізичні властивості. Трави з потужною кореневою системою покращують стан солонців. Властивості солонців покращуються також при внесенні органічних добрив і кислих мінеральних добрив.

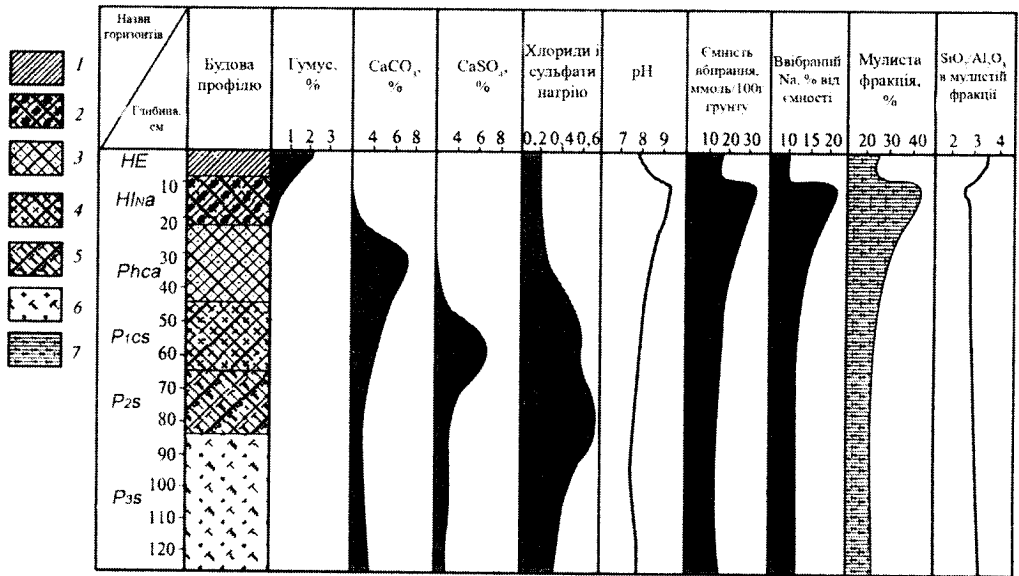


Рис. 9.1. Будова профілю, склад і властивості солонця (за О. М. Геннадієвим, М. А. Глазовською, 2005). Генетичні горизонти:

1 – гумусово-ілювіальний; 2 – ілювіальний солонцевий; 3 – ілювіальний карбонатний; 4 – ілювіальний гіпсовий; 5 – ілювіальний сольовий; 6 – карбонатна засолена гіпсонесна ґрунтоутворна порода; 7 – іліт-монтморилонітовий

9.3. Солоді (*Sodic, Planosols*)

Солоді – гідроморфні або напівгідроморфні ґрунти з різко диференційованим профілем, чітко вираженим освітленим E-горизонтом, наявністю вбирного натрію, лужною реакцією в I-горизонті, наявністю карбонатів і легкорозчинних солей у нижчих горизонтах, а також оглеєння по всьому профілю.

Солоді найбільше поширені в помірно посушливих і посушливих областях усіх географічних поясів Землі, зокрема на низинних древньоалювіальних рівнинах Західного Сибіру і Далекого Сходу (де їх називають лучними підбілами), Північно-Східного Китаю, на Руській рівнині, Дніпровській і Причорноморській низовинах, Середньодунайській низовині в Угорщині, на рівнинах Північної Америки (де їх називають планосолями), падинах і лиманах Прикаспійської низовини, у субтропічних і тропічних поясах, Південній і Східній Австралії, на алювіальних рівнинах Парани й Уругваю, на південному сході Африки, у котловині озера Чад в Африці, а також на терасах рік Лени і Вілюю. В Україні солоді є в лісостеповій, степовій, сухостеповій зонах, а також трапляються на Поліссі.

Солоді приурочені до слабодренованих рівнин і безстічних западин, де близько до поверхні залягають ґрунтові води, а також до мезо- і мікрозападин,



таких як поди півдня України і колки в Західному Сибіру та Північному Казахстані. Формуються при поверхневому перезволоженні переважно за рахунок стічних вод з навколишніх мікросхилів при тривалих дощах чи сніготаненні.

Солоді розвиваються під різноманітними рослинними угрупованнями: вологими луками, трав'яно-осоковими болотами, трав'яними березняками, осичниками, осоковими вербняками. Тип водного режиму періодично промивний або промивний (фото 43).

Дослідження генези, властивостей і використання солодей висвітлено в працях К. К. Гедройца, Є. М. Іванової, Н. І. Базилевич, І. С. Каурічева, Д. І. Ковалишин, М. І. Полупана та інших.

За К. К. Гедройцем, солоді утворюються із солонців шляхом їхньої деградації у результаті заміщення вбирного Na^+ на H^+ . В умовах лужної реакції, яка виникає в процесі взаємодії вивільненого із вбирної форми Na^+ з карбоксилотою, відбувається руйнування ґрунтового вбирного комплексу.

Однією з характерних ознак солодей і осолоділих ґрунтів є наявність у них аморфної силікатної кислоти, розчиненої в 5% КОН. Вільна силікатна кислота в солодях утворюється в результаті розпаду алюмосилікатної частини ґрунту під впливом лужних розчинів, а також унаслідок життєдіяльності діатомових водоростей та інших організмів.

Хімічні процеси утворення вільної SiO_2 можуть відбуватися як при розсолненні солонців, так і при періодичному впливові на незасолені ґрунти слабких розчинів натрієвих солей. Спочатку профіль осолонцюється, а потім низхідні потоки води інтенсивно промочують ґрунт і виносять продукти лужного гідролізу.

Значна кількість SiO_2 в солодях може накопичуватися біогенним шляхом у результаті розвитку діатомових водоростей, які концентрують кремнезем при побудові панцирів, а також за рахунок фітолітарій (кремнієвих тілець), які утворюються в тканинах злаків і осок.

В утворенні солодей велика роль належить явищам анаеробіозису, який розвивається за надлишкового зволоження. Тимчасовий анаеробіозис сприяє утворенню активних органічних кислот (фульвокислот і низькомолекулярних кислот) і рухомих форм феруму і мангану, які здатні утворювати комплексні органіо-мінеральні сполуки, у формі яких і відбувається винесення із верхніх горизонтів у нижні феруму, мангану та інших елементів.

Отож утворення солодей пов'язане не тільки зі специфічними фізико-хімічними та хімічними процесами, які відбуваються у профілі цих ґрунтів, але й з певною сукупністю біологічних і біохімічних процесів. При осолодінні суттєво змінюються мінеральна та органічна частини ґрунту, появляється чітка диференціація профілю.

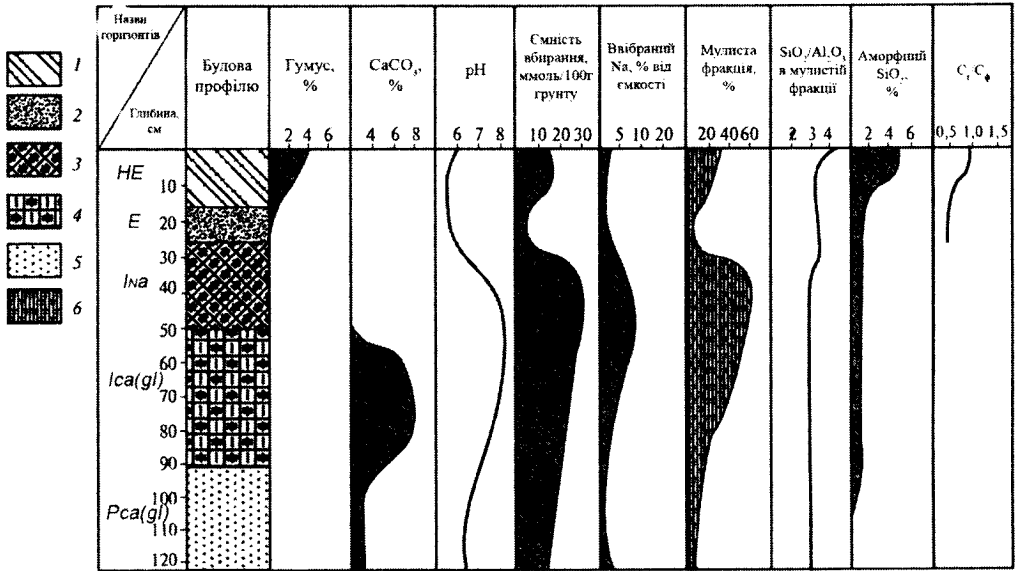


Рис. 9.2. Будова профілю, склад і властивості солоні (за О. М. Геннадієвим, М. А. Глазовською, 2005). Генетичні горизонти:

1 – гумусово-елювіальний; 2 – елювіальний осолоділий; 3 – ілювіальний солонцевий; 4 – ілювіальний карбонатний глейовий; 5 – сіалітно-карбонатна оглеєна ґрунтоутворна порода; 6 – іліт-монтморилонітовий

Профіль лучно-степової солоні, розташованої на межиріччі Південного Бугу й Дніпра в днищі замкнутої депресії, має таку будову:

H – 0–17 см – світло-сірий зі значною присипкою кремнезему, пластинчастий, пористий, з дрібними іржавими плямами, середньосуглинковий, перехід помітний.

E – 17–27 см – світло-сірий зі значною присипкою кремнезему, пластинчастий, дуже щільний, велика кількість дрібних і великих ортштейнів, перехід помітний.

EI – 27–42 см – сірий з білуватим відтінком, зі значною кремнеземною присипкою, середньосуглинковий, дуже щільний, структура дрібногоріхувато-гострогранна, велика кількість малих і великих ортштейнів, перехід помітний.

I – 42–96 см – сірий, важкосуглинковий, твердий, стовичастої структури, на гранях структурних елементів глянцеватість, розбитий глибокими вертикальними тріщинами, багато залізо-марганцевих конкрецій, перехід помітний.

IPK – 97–150 см – строкатого забарвлення, буро-палевий з оливковим відтінком, з темними затьоками гумусу, важкосуглинковий, структура неміццюгрудкувато-горіхувата, залізо-марганцеві конкреції, карбонати у вигляді зерняток, трапляються журавчики (фото 44).



Солоді мають різко диференційований профіль. Осолоділий горизонт характеризується збідненням різними хімічними сполуками, мулуватою фракцією, гумусом, зменшенням відношення Сгк:Сфк, нейтральною або слаболужною реакцією, невеликою кількістю вбирного натрію.

У дерновому горизонті вміст гумусу є незначним (2–3%), проте може досягати і 10%, різко знижуючись в осолоділому горизонті (до 1%). У дерновому горизонті переважають гумінові кислоти, а в осолоділому та ілювіальному горизонтах гумус фульватний. Ємність вбирання змінюється в широких межах, в гумусовому горизонті вона становить 12–15, в елювіальному 5–7, а в ілювіальному до 30–35 ммоль на 100 г ґрунту. Невелика кількість вбирного натрію (2–3 ммоль на 100 г ґрунту) є в гумусовому та осолоділому горизонтах, а його максимум спостерігається на глибині 50–60 см в ілювіальному горизонті. У гумусовому та елювіальному горизонтах часто наявні обмінні водень і алюміній. Реакція цих горизонтів кисла, а ілювіальний горизонт має нейтральну чи лужну реакцію ґрунтового розчину. Крім того, на глибині 1 м солоді містять карбонати кальцію і магнію, а в глибоких горизонтах можуть траплятися легкорозчинні солі. На межі з ілювіальним горизонтом різко зменшується шпаруватість і водопроникність, тому тут часто виникає верховодка, що спричиняє перезволоження верхньої частини профілю (рис. 9.2).

Утворення солодей можливе декількома шляхами: із солонців і солонцюватих ґрунтів депресій при надходженні лужних вод поверхневого стоку, що мають періодичний характер і багаторазову повторюваність; зі слабосолончакуватих і слабосолонцюватих болотних чи лучних ґрунтів при періодичній дії на ґрунтову товщу слабомінералізованих лужних ґрунтових вод з подальшим промиванням ґрунту розчинами рухомих органічних і органо-мінеральних сполук.

Солоді характеризуються низькою природною родючістю. В осолоділих горизонтах міститься незначна кількість органічної речовини та елементів живлення. Тому для підвищення родючості солодей необхідно вносити органічні та мінеральні добрива. Верхні горизонти солодей характеризуються кислою реакцією, тому вони потребують вапнування. Солоді вирізняються несприятливими водно-фізичними властивостями, зокрема слабкою водопроникністю через безструктурність осолоділого горизонту і значну ущільненість ілювіального горизонту. Пилуватість і безструктурність осолоділого горизонту є причиною утворення кірки, яка затрудняє аерацію, сприяючи цим надлишковому зволоженню солодей. Важливим агротехнічним заходом, що покращує водно-фізичні властивості солодей, є глибоке розпушення і збагачення їх органічною речовиною. Використання солодей для посіву сільськогосподарських культур переважно обмежене умовами їхнього залягання за рельєфом. Оскільки солоді приурочені до западин і різних понижень, вони тривалий час перебувають



у перезволоженому стані, що не дає можливості своєчасно проводити польові роботи. У випадку поширення солодей незначними площами на розораних масивах покращення їх можливе землюванням. Здебільшого солоді доцільно залишати під деревною рослинністю, що виконуватиме роль полезахисних насаджень. Дернові солоді степових лиманів використовують як продуктивні сінокісні угіддя.

Контрольні запитання і завдання

1. Дайте визначення поняття засолені ґрунти.
2. Як класифікують засолені ґрунти?
3. Охарактеризуйте умови утворення солончаків, їхню генезу.
4. Як класифікують солончаки?
5. Охарактеризуйте генезу і властивості солонців.
6. Яка роль вбирного натрію у формуванні властивостей солонців?
7. Де поширені солонці?
8. До яких форм рельєфу приурочені солоді?
9. Якими властивостями характеризуються солоді?
10. Опишіть способи меліорації і використання засолених ґрунтів.

Література

1. Ґрунтознавство // [за ред. Д.Г. Тихоненка]. – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.
2. Зайдельман Ф. Р. Меліорація почв / Ф. Р. Зайдельман. – М. : Изд-во МГУ, 2003. – 448 с.
3. Засоленные почвы России / [под ред. Л. Л. Шишова, Е. И. Панковой]. – М. : Академкнига, 2006. – 854 с.
4. Новикова А. В. Засоленные почвы, их распространение в мире, окультуривание и вопросы экологии / А. В. Новикова. – Харьков, 2004. – 118 с.
5. Почвы Украины и повышение их плодородия. Экология, режимы и процессы, классификация и генетико-производственные аспекты / [под ред. Н. И. Полуна]. – К. : Урожай, 1988. – Т. 1. – 296 с.
6. Природа Украинской ССР. Почвы / [Н. Б. Вернандер, И. Н. Гоголев, Д. И. Ковалишин и др.]. – К. : Наукова думка, 1986. – 216 с.

Розділ 10

ҐРУНТИ НАПІВПУСТЕЛЬ І ПУСТЕЛЬ

У Євразії напівпустелі і пустелі простягаються в широтному напрямі та захоплюють рівнини Середньої і Центральної Азії. У Північній Америці пояс напівпустель і пустель має меридіональне простягання і займає найбільш аридну західну частину Великих рівнин, Великий Басейн, продовжуючись на південь у Каліфорнію й аридні області Мексики.

У Південній півкулі суббореальні і субтропічні напівпустелі й пустелі поширені в Патагонії та в південно-західній Приандійській, найбільш аридній частині Аргентини. Напівпустелі та пустелі поширені також в Африці і Австралії.

Сухість і різка континентальність є головними особливостями клімату напівпустель і пустель. Середньорічна температура липня становить 25–27°C, а зимова, найхолоднішого місяця – січня, знижується до (-5)–(-10)°C. Річна амплітуда середньомісячних температур коливається близько 40–42°C. Ґрунти щороку промерзають, безморозний період триває 160–220 днів. Середньорічна сума опадів у напівпустелях 150–180 мм, у пустелях – 100–160 мм. У напівпустелях спостерігається слабкий літній максимум опадів, у пустелях – зимово-весняний. Величина випаровуваності велика і сягає у напівпустелях 800–1000 мм, у пустелях – 1100–1200 мм, перевищуючи суму річних опадів у 7–10 разів. Водний режим ґрунтів неспротивний, а в літній жаркий період – випітний.

Рослинний покрив бідний за видовим складом, розріджений і відзначається високою комплексністю. Тут поширені полинні, типчакowo-полинні, полинно-біюргунові та біюргуново-кокпекові рослинні угруповання з помітною участю ефемероїдів і ефемерів. Поверхня покрита кірочками лишайників, синьо-зелених, зелених і діатомових водоростей (фото 45).



Грунтотворні породи дуже різноманітні за генезою, гранулометричним і хімічним складом. Тут поширені лесоподібні суглинки, морські, озерні, алювіальні відклади та піски.

Зональним типом ґрунтів напівпустель є бурі напівпустельні ґрунти.

10.1. Бурі напівпустельні ґрунти (*Luvic Gypsic Calcisols*)

У профілі бурих напівпустельних ґрунтів з поверхні виділяється крихка пориста кірочка (1–5 см), під якою є незначної потужності підкірковий горизонт листуватого або шарувато-лускуватого складення. Нижче залягає гумусовий горизонт сіруватого або сірувато-бурого забарвлення. Під цим горизонтом розташований ілювіальний горизонт, часто солонцюватий, бурого забарвлення, потужністю 10–20 см, грудкувато-горіхуватої або глибистої структури, значно ущільнений. Карбонатний горизонт потужністю 30–40 см і більше, темно-бурий з розсіяними брудно-білуватими плямами карбонатів, щільний, грудкувато-горіхуватої, а часто глибистої, структури. Гіпсовий горизонт починається з глибини 60–80 см, білуватого і жовто-бурого забарвлення, менш щільний, дрібні плями карбонатів, а також прожилки і конкреції дрібнокристалічного гіпсу. Грунтотворна порода починається з глибини 75–80 см і зазвичай є карбонатною і гіпсоносною (фото 46).

Вміст гумусу у верхньому горизонті бурих напівпустельних ґрунтів становить 1,1–1,6%, поступово знижуючись вниз по профілю. У складі гумусу переважають фульвокислоти, відношення C:N вузьке (7–9).

Ємність вбирання у гумусовому горизонті незначна (10–15 ммоль на 100 г ґрунту). У складі вбирних основ переважає кальцій, вміст магнію становить 20–25%, наявний вбирний натрій – від 1 до 14% від ємності вбирання. Реакція ґрунтового розчину по всьому профілю слаболужна і лужна рН 8,0–8,6 (рис. 10.1).

Бурі напівпустельні ґрунти карбонатні з самої поверхні, а гіпс і легкорозчинні солі з'являються у нижній частині профілю. Водно-фізичні властивості бурих напівпустельних ґрунтів і їхній водний режим несприятливі для розвитку рослин.

Формування бурих напівпустельних ґрунтів відбувається за взаємодії різних процесів: дернового, розсолоння, осолонцювання-осолодіння, кіркоутворення.

Бурі напівпустельні ґрунти поділяють на підтипи: *типові теплі короткочасно промерзаючі* (вміст гумусу 1,5–2,0%); *теплі світлі промерзаючі* (вміст гумусу 1,0–1,5%); *помірно теплі безгіпсові тривало промерзаючі*. Роди вирізняють з огляду на солонцюватість, солончакуватість і карбонатність.

Бурі напівпустельні ґрунти характеризуються низькою родючістю. Їхнє освоєння під посіви сільськогосподарських культур можливе тільки за умови зрошення, на фоні впровадження комплексних заходів з попередження вторинного

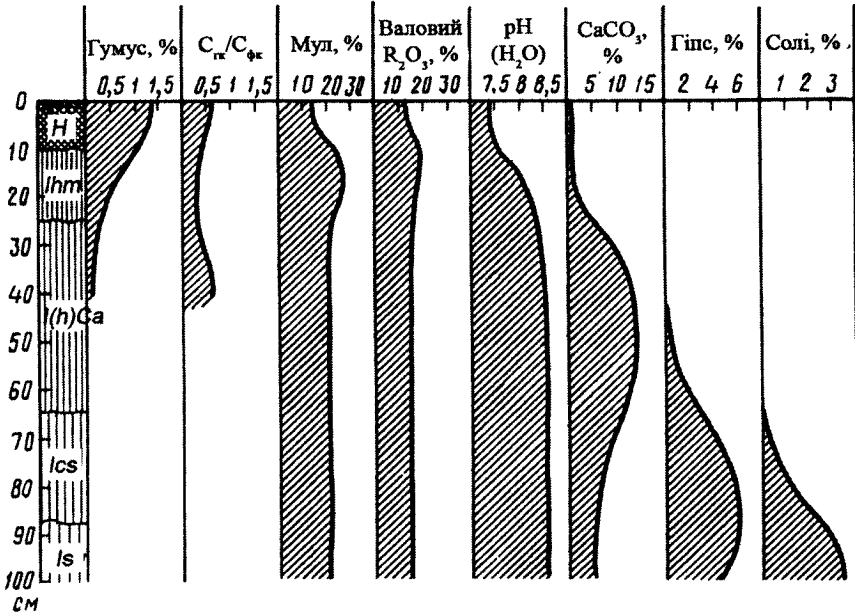


Рис. 10.1. Будова профілю, склад і властивості бурого напівпустельного ґрунту (за В. А. Ковдою, Б. Г. Розановим, 1988)

засолення та осолонцювання. Зона поширення бурих напівпустельних ґрунтів слугує основною базою пасовищного тваринництва, насамперед вівчарства.

10.2. Сіроземи (*Calcisols*)

У зоні субтропічних напівпустель та пустельних степів (низькотравних напівсаван) в умовах горбистих передгірних регіонів (адирів) та підгірних похилих рівнин формуються сіроземи. Нижня межа їхнього поширення проходить на висоті 200–400 м над рівнем моря, верхня – на висоті 1200–1600 м. Розвиток сіроземів відбувається за наявності сухого (річна кількість опадів, залежно від абсолютних висот, становить 170–600 мм) континентального клімату з жарким і вкрай сухим літом та відносно вологим зимово-весняним періодом (близько 70% від річної суми опадів). Сіроземи утворюються переважно під трав'янистим рослинним покривом з ефемерів, ефемероїдів і рослин з тривалішим періодом вегетації (полини, псоралея, фломіс тощо), проте у Північній Америці сіроземи часто сформовані під чагарниковими заростями. За короткий період теплої і вологої весни у ґрунті відбувається інтенсивне вивітрювання первинних мінералів, а також різка активізація біологічних і біогеохімічних процесів, що супроводжується розкладом рослинних залишків ефемерів та ефемероїдів. Тому повстяний покрив на поверхні сіроземів не утворюється, а залишки коренів швидко під-



даються розкладу. Важливу роль у переробці рослинного опаду відіграє фауна сіроземних ґрунтів, загальна зоомаса якої може сягати 50 кг/га.

Сіроземи поширені в районі гірських масивів Тянь-Шаню, Паміро-Алаю, Копетдагу, подекуди на території Закавказзя, зокрема в Азербайджані. Дуже широко вони розповсюджені на території гірських рівнин Середньої, Центральної та Східної Азії. Значні площі сіроземи займають у Північній Америці на столових плато з відкладами лесів і лесоподібних суглинків. Поширені сіроземи і на території підгірних рівнин Північної Африки (фото 47).

Генеза сіроземів неоднозначна, проте здебільшого дослідники сходяться на тому, що в процесі свого формування сіроземи пройшли декілька стадій – гідроморфну; напівгідроморфну з інтенсивним гумусонакопиченням і гідроморфною акумуляцією карбонатів кальцію, магнію, гіпсу, інших речовин; вилуження; аридізації.

Сіроземи виокремлено на найвищому таксономічному рівні з поділом на окремі підтипи (*сіроземи світлі, сіроземи типові, сіроземи темні*). Окрім цього, в такій класифікації вирізняє як самостійні типи *лучно-сіроземні ґрунти, зрошувані сіроземи, зрошувані лучно-сіроземні ґрунти*. На рівні родів також виокремлено *сіроземи звичайні, солончакуваті, галечникові*.

Ґрунтотворними породами сіроземів здебільшого є леси, лесоподібні суглинки та інші дрібноземні та кам'яністі породи.

Профіль цілинних сіроземів характеризується такими ґрунтовими горизонтами:

Н_{дк} – гумусовий, сірий або світло-сірий, зверху задернований, лускуватодрібногрудкуватий, потужність 12–17 см.

Н_Р – перехідний, менш гумусований, „дірчастий” через ходи та камери комах і черв'яків, сіро-палевий, німічно грудкуватий, з виділенням карбонатів у вигляді плісняви по стінках пустот, потужність 15–26 см.

Р_{пк} – карбонатно-ілювіальний, бурувато-палевий, ущільнений, з невеликою кількістю ходів і камер землерийних тварин, з карбонатами у вигляді білястих плям (білозірки), конкрецій (журавчиків) та у вигляді плісняви, потужність 60–100 см.

Р_к – материнська порода, лес палевий, жовтуватий, у верхній частині без сольових виділень, з глибини 1,5–2,0 м з прожилками та друзами дрібнокристалічного гіпсу (фото 48).

Достатньо високе накопичення органічних залишків у сіроземах, особливо у вологий період, все ж не сприяє накопиченню значної концентрації гумусових речовин, що зумовлено високою активністю мікрофлори у зимово-весняний період, відповідно, швидкою мінералізацією гумусових речовин. Завдяки переважно кореневому накопиченню органіки кількість гумусу сіроземів швидко зменшується з глибиною. У верхній частині профілю сіроземів міститься від 1,0 до



3,3% гумусу. Таке відносно значне варіювання гумусу в цих ґрунтах залежить від їх підтипового різноманіття. Відношення C:N у сіроземах коливається від 8 до 15. У складі гумусу кількість фульвокислот і гумінових кислот приблизно однакова або ж з деяким домінуванням фульвокислот ($C_f:C_h = 0,7-0,9$).

Характерною ознакою сіроземів є їхнє закипання з поверхні від розчину хлоридної кислоти. Максимальна концентрація карбонатів (5–11% CO_2) спостерігається в діапазоні 20–80 см. Значне накопичення карбонатів у сіроземах і невеликий вміст гумусу та подекуди перевага в його складі фульвокислот сприяють тому, що сіроземи мають світло-сірий колір. У деяких субтропічних регіонах (наприклад, на території Афганістану, Північної Африки) горизонт *Ph* може набувати червонуватого забарвлення, що спричинене його значним озалізненням. Помітного оглинення в сіроземах не спостерігається, оскільки глинисті продукти вивітрювання агрегуються завдяки насиченості ґрунтових розчинів карбонатами кальцію. Завдяки такій агрегованості сіроземи набувають сприятливих водно-фізичних властивостей.

Сіроземи, зазвичай, відзначаються невеликою кількістю водорозчинних солей, це передусім є характерним для верхнього метрового шару, проте нижче їхня кількість дещо збільшується. З глибиною в цих ґрунтах може з'являтися гіпс, концентрація якого здебільшого є незначною. Подекуди в сіроземах (наприклад, на території Киргизстану) гіпс взагалі відсутній. Реакція ґрунтового розчину сіроземів має слаболужний характер.

Ємність вбирання в ґрунтових горизонтах сіроземів є невисокою (9–16 ммоль на 100 г ґрунту), що обумовлено невисокою, але характерною для ґрунтотворних порід і ґрунтів аридних регіонів часткою мулуватої фракції, а також переважанням гідрослюду у складі мулу. Вбирний комплекс сіроземів здебільшого насичений кальцієм (на 80%), частка ж вбирного натрію тут становить 1–2%. Подекуди, наприклад, у сіроземах Північної Америки, може спостерігатись підвищений вміст вбирного магнію (близько 40%) (рис. 10.2).

Сіроземи придатні під посіви зернових, але здебільшого їх зрошують і використовують під бавовник та різні садові й технічні культури. Зрошувані меліорації суттєво змінюють властивості вихідних, суто природних сіроземів, тому в деяких класифікаційних побудовах ґрунтів їм відводять самостійне місце. Час, ступінь інтенсивності іригації, внесення добрив докорінно змінюють властивості таких ґрунтів. До залишкових ознак цих ґрунтів належать: добре виражена мікроагрегатність ґрунтової маси, загальна карбонатність і деяка диференційованість вмісту карбонатів у межах ґрунтового профілю, невисока ємність вбирання, насиченість вбирного комплексу переважно кальцієм, слаболужна реакція ґрунтового розчину. До нових, антропогенно обумовлених, ознак цих ґрунтів належать: поступове збільшення потужності гумусового горизонту, зміна якісного складу гумусу, підвищення оглиненості та деяке ущільнення в межах усього



розвиткові сприяють невелика кількість опадів (100–150 мм), спекотне літо (пересічно +30°C) і холодна зима (залежно від регіонів -4°C– -19°C), проте на території Казахстану та Монголії сіро-бурі ґрунти розвиваються за норми 50–100 мм опадів на рік. Континентальний і різко континентальний клімат сприяють тому, що поряд із зимовим біологічним спокоєм у розвитку рослин тут існує і доволі сталий літній спокій. Тому на сіро-бурих ґрунтах формуються різні види полинової та солянкової рослинності, а також незначна кількість ефемерів. Рослини тут не утворюють зімкненого покриву і дернини, вони не сприяють накопиченню в ґрунті гумусу, відзначаються високою зольністю (3,0–3,5%) з переважанням у складі золи кальцію, калію та значною кількістю натрію і хлору. До того ж, значна частина видів відзначається здатністю до акумуляції лужних солей у своїх тканинах, що при відмиранні спричиняє підлучення ґрунту і прояв особливої форми пустельної кіркової солонцюватості. Кірка потужністю 4–5 см формується внаслідок сильного промочування ґрунту навесні та потім швидкого його висихання, за якого відбувається перехід бікарбонатів натрію і кальцію в нормальні карбонати, які саме й цементують шпарини, утворені в ґрунтовій масі під час виділення вуглекислого газу.

Утворення сіро-бурих пустельних ґрунтів не має однозначного пояснення. Відповідно до однієї з точок зору, їхня генеза зумовлена сучасними чинниками ґрунотворення; за іншою версією, багато з властивостей цих ґрунтів сучасними процесами ґрунотворення пояснити не можна, отож вважають, що в утворенні сіро-бурих пустельних ґрунтів важливу роль відіграли періоди колишнього північного, більш вологого клімату. Лише цим можна пояснити наявність карбонатних горизонтів і винятково великі запаси гіпсу – до багатьох сотень тонн на гектар площі. Реліктовість, найімовірніше, пояснює і процеси оглинення та озалізнення цих ґрунтів.

Сіро-бурі напівпустельні ґрунти виділені на найвищому таксономічному рівні з поділом, залежно від фаціальних особливостей, на *дуже теплі промерзаючі, субтропічні короткочасно промерзаючі, субтропічні жаркі непромерзаючі*. На родовому рівні ці ґрунти диференціюють на *звичайні, звичайні гіпсоносні, солончакові, солончакові гіпсоносні, такирно-солонцюваті, такирно-солонцюваті гіпсоносні, високогіпсоносні, промиті*.

Ґрунотворними породами сіро-бурих пустельних ґрунтів на плато здебільшого є супіщані та пилувато-суглинкові відклади (наприклад, плато Устюрт, Бетпак-Дала), у передгір'ях – суглинкові відклади. На території центральної частини Ірану, де сіро-бурі пустельні ґрунти мають значне поширення, ґрунотворні породи представлені неогеновими вапняками та глинами. В Австралії ці ґрунти сформовані на продуктах розмиву давньої червоноколірної кори вивітрювання, а також на елювії вапняків і осадових карбонатних порід. Мінералогічний

склад сіро-бурих ґрунтів відзначається високим вмістом первинних мінералів, що спричинено досить повільним процесом вивітрювання.

Профіль сіро-бурих пустельних ґрунтів, залежно від конкретних фізико-географічних умов, може бути доволі різноманітним. Так, у Джунгарії Китаю під саксауловою пустелею з кам'янистим панциром зверху профіль має суху палево-сіру тонку кірку (4–5 см), потім, до глибини 25–40 см, залягає слабоущільнений горизонт бурого кольору, в нижній частині якого з'являється неяскрава білозірка. З глибини близько 40 см з'являється гіпс у вигляді прожилок і щіток на щербіні.

Дещо інший характер профілю мають сіро-бурі пустельні ґрунти Монголії. У них на поверхні є щербенуватий панцир з крупним піском, під ним – пориста кірка потужністю 1,5–3 см, потім залягає листувато-лускатий або пластинчасто-шаруватий горизонт потужністю 5–7 см і нижче – червонувато-бурий брилувато-грудкуватий горизонт *Ph*.

Наявність міцної кірки в сіро-бурих пустельних ґрунтах вказує на їхні несприятливі водно-фізичні властивості з низькою водопроникністю та, відповідно, втратою вологи через поверхневий стік і випаровування.

Вміст гумусу сіро-бурих пустельних ґрунтів не перевищує 1,2%, що пояснюється інтенсивною мінералізацією органічної речовини в умовах сухого клімату. Розподіл гумусу в межах профілю переважно рівномірний, однак у ґрунтах Середньої Азії та Китаю з деяким збільшенням на глибині 10–20 см. У складі гумусу різних регіонів домінують фульвокислоти. Значення рН у таких ґрунтах дорівнює 7–8, але подекуди становить 8,5–9,5, що пояснюється утворенням карбонатної соди NaHCO_3 , яка виникає внаслідок мінералізації рослинних залишків, адже у складі їхньої золи міститься значна кількість натрію. Ємність вбирання сіро-бурих пустельних ґрунтів невисока, вона становить не більше 10–12 ммоль на 100 г ґрунту (рис. 10.3).

Кількість карбонатів у ґрунтовому профілі сіро-бурих пустельних ґрунтів має важливу закономірність – максимум у приповерхневій частині (скипання від розчину хлоридної кислоти починається вже з поверхні) і мінімум – у нижній частині профілю. Це є їхньою важливою діагностичною ознакою, особливо при ідентифікації з сіроземами та бурими напівпустельними ґрунтами, адже останні ґрунти максимум карбонатів мають на певних глибинах, а мінімум – у приповерхневій частині профілю. Проте така закономірність подекуди може порушуватися, що зумовлюється специфічними регіональними фізико-географічними умовами.

Сіро-бурі пустельні ґрунти відзначаються значним різноманіттям у концентрації водорозчинних солей, про що свідчить поділ цих ґрунтів на родовому рівні. Таке різноманіття здебільшого спричинене палеогеографічними особливостями: гідроморфним режимом певних регіонів або аеральними процесами – шляхом надходження солей з пилом і атмосферними опадами. Домінуюча частина сіро-бурих пустельних ґрунтів має не більше 0,5% легкорозчинних солей, проте з

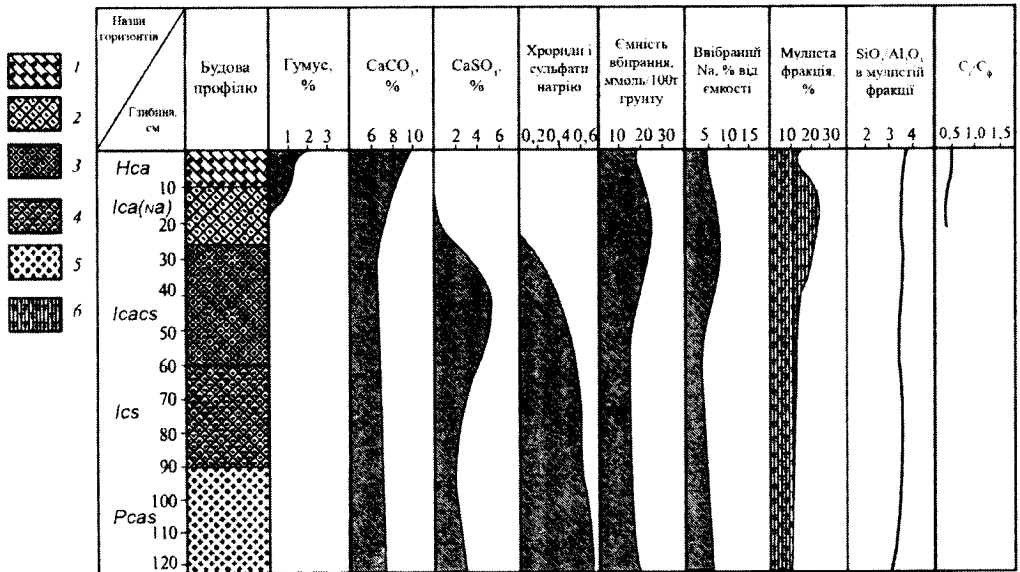


Рис. 10.3. Будова профілю, склад і властивості сіро-бурого пустельного ґрунту (за О. М. Геннадієвим, М. А. Глазовською, 2005). Генетичні горизонти:

1 – гумусово-карбонатний; 2 – ілювіально-солонцевий; 3 – ілювіально-кабонатний; 4 – ілювіально-гіпсовий солончаковий; 5 – гіпсоносна карбонатна ґрунтоутворна порода. Склад мулистої фракції: 6 – іліт-монтморилонітовий

глибини 25–35 см їхня кількість може сягати 2%. На цих же глибинах можуть появлятися середньорозчинні солі – гіпс. Подекуди їхня кількість може перевищувати 50%, утворюючи суцільний гіпсоносний шар. Специфічними щодо цього є високогіпсоносні ґрунти (бозингени), гіпс у яких появляється на глибині 12–15 см. За таких умов рослинність на поверхні ґрунту майже відсутня і лише поодинокі екземпляри кирк-бугуму дещо урізноманітнюють пустельний ландшафт. Важливою особливістю гіпсових горизонтів є те, що вони властиві лише найдавнішим ґрунтам, молоді ж сіро-бурі пустельні ґрунти не мають гіпсового горизонту.

За особливостями використання сіро-бурі пустельні ґрунти близькі до бурих напівпустельних ґрунтів, однак їх дещо більше використовують як пасовища. Зрошення на таких ґрунтах вважають доцільним за умови їхнього розвитку на доволі потужних пухких відкладах. Таке застереження пояснюється високою вірогідністю розвитку вторинного засолення.

10.3.2. Пустельні примітивні ґрунти (Gypsisols, Arenosols, Regosols)

Під поняттям *пустельні примітивні ґрунти* розуміють пілувато-піщані ілювіальні кірки, утворені на щільних породах або на гіпсах. Формуються такі ґрунти за умови винятково сухого клімату (50 мм і

менше опадів на рік). Сухість і значні амплітуди коливань температур протягом доби та цілого року сприяють вивітрюванню щільних порід або тих домішок польових шпатів, котрі містяться в гіпсах. Вивітрювання відбувається за участі водоростей та лишайників і є молодію стадією типового автоморфного пустельного ґрунотворення. Воно спостерігається як на рівнинах, так і у високогірних пустелях. За умови подальшого вивітрювання в межах пустельних рівнин на щільних породах можуть формуватись ґрунти типу повнорозвинених сіробурих. Рослинний покрив на таких ґрунтах відрізняється високою розрідженістю та незначним різноманіттям видів (фото 49).

Пустельні примітивні ґрунти поширені як у пустелях Середньої Азії, так і в Монголії та Китаї. Оскільки на підгірних рівнинах китайської частини Тянь-Шаню та Кунь-Луню переважає винятково сухий клімат (50 мм і менше опадів на рік), то в багатьох випадках ґрунотворення не просувається далі формування супіщано-суглинистих кірок, тому ці кірки вкривають тут більші території, ніж у Середній Азії. Подібні кірки утворюються також у центральноіранських, сирійських пустелях та в гіпсових пустелях узбережжя Червоного моря.

Ґрунотворні породи центральноазійських пустель представлені континентальними строкатозабарвленими гобійськими породами озерного та річкового типу, потужними пролювіальними галечниковими наносами підгірних та міжгірних областей, неогеновими глинами, мергелями, галечниками. Окрім того, у Гобі поширені базальтові плато та пенеplenізовані дрібносопковики з гранітів, сієнітів і порфіритів.

Профіль аридного ґрунту або супіщано-суглинистої кірки має такі горизонти: зверху сіра шпарувата німічна кірка завтовшки 1–2 см; під нею червонувато-бурий, невиразно-грудкуватий горизонт, що має потужність 5–8 см; нижче лежать шари гіпсу, котрі зверху зберігають червонуватий колір і пронизані затіками супіску. Потужність гіпсів, на яких спостерігаються кірки, неоднакова.

Дрібнозем кірочки та підкіркового червонуватого шару пустельних примітивних ґрунтів містить 4–8% CO_2 , він вилугуваний від солей і має ємність вбирання 2 ммоль на 100 г ґрунту (в кірці) та 4 ммоль на 100 г ґрунту – у підкірковому шарі. Вміст гумусу тут не перевищує 0,3% у кірці, а в гіпсовому та підгіпсовому супіщаному шарах становить, відповідно, 0,5 та 0,6%. Власне гумусовий горизонт у цих дрібноземних утвореннях відсутній, однак гумус тут з'являється спорадично як результат розкладу окремих великих коренів, кушів, що подекуди тут трапляються. Вміст карбонатів у таких ґрунтах становить 1–5%, кількість гіпсу невелика, але на виходах гіпсоносних глин, наприклад, у західній частині пустель Монголії, його вміст є досить значним.

Умови формування пустельних примітивних ґрунтів і характер їхніх властивостей свідчать про непридатність цих ґрунтів для використання у сільському господарстві.



10.3.3. Такири і такироподібні ґрунти (*Takyric Regosols*)

Такири – це глинисті ґрунти з твердою полігонально-тріщинуватою поверхнею і застоюванням на ній вод атмосферних опадів. Головною діагностичною ознакою такирів є наявність верхньої світло-сірої кірки (фото 50).

Такири поширені на різних материках, особливо в умовах рівнинних пустельних регіонів. Вони приурочені до неглибоких плоских знижень у рельєфі, а також до котловин серед пісків, давніх річкових русел, понизь конусів виносів і сліпих річкових дельт на підгірних рівнинах. Їхня протяжність становить декілька десятків або сотень метрів. На значних площах вони трапляються нечасто. Близькими за властивостями до такирів Середньої Азії є клейпени – глинисті кори міжпасмових знижень піщаних масивів Австралії.

Такири виокремлено на найвищому таксономічному рівні з поділом їх на рівні роду на *звичайні* (глибокозасолені), *солончакуваті* (з вмістом солей понад 0,3% на глибині 30–80 см) та *опіщанені*.

Профіль такирів має переважно три горизонти: світло-сірий кірковий, сірий, подекуди буруватий, підкірковий і перехідний до материнської породи зі слабкою ущільненістю та безструктурністю. Перший, потужністю 5–10 см, у сухому стані характеризується значною міцністю і яскравим проявом полігональності у вигляді багатограних плиток. У зволоженому стані він стає злитим і в'язким. На поверхні кіркового горизонту часто формується тонка глянцева плівка з висохлих водоростей. Інколи така плівка відшаровується і згортається догори краями (рис. 10.4). Підкірковий горизонт, потужністю 6–12 см, у сухому стані відзначається значною твердістю структурних окремоостей, а при зволоженні – наявністю суцільної в'язкої маси.

Безпосередньо під кіркою залягає засолений горизонт, у якому концентрація солей різко підвищується і може сягати 1,5–2,5%. У складі солей підкіркового горизонту переважають хлориди натрію. Окрім цього, залежно від географічних умов, такири можуть містити значну кількість гіпсу, однак відсутність гіпсових акумуляцій є характерною особливістю такирів. Подекуди, особливо за умови незначної концентрації сульфатів кальцію, такири характеризуються содовим засоленням.

Ємність катіонного обміну такирів невелика – від 10 до 20 ммоль на 100 г ґрунту, залежно від генетичного горизонту. Колоїдний комплекс цих ґрунтів переважно насичений катіонами кальцію і магнію на 50–95%, проте обмінний натрій може варіювати в діапазоні 5–50%. Такири належать до ґрунтів з дуже уповільненим процесом накопичення гумусу, його кількість є максимальною у кірковому горизонті (до 1%) і мінімальною (не більше 0,5%) у нижніх шарах.

Водно-фізичні властивості такирів несприятливі для культивування сільськогосподарських культур, адже їхня щільність висока в усіх горизонтах і ко-

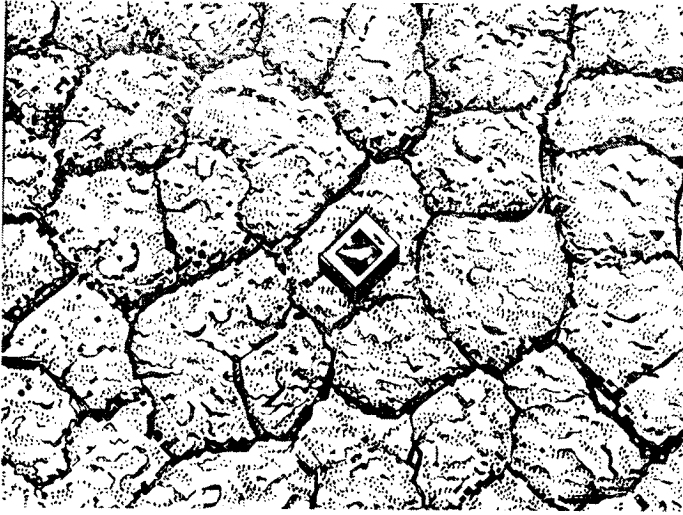


Рис. 10.4. Поверхня водоростевого такиру (фото С. А. Вороніна)

ливається від 1,4 до 1,7 г/см³, сягаючи в деяких випадках 2,0 г/см³. Загальна пористість є дуже низькою – 36–49%, іноді менша 30%. Коефіцієнт фільтрації не перевищує 0,04 м/добу, подекуди знижуючись до 0,0001 м/добу. Досить несприятливими є також велика в'язкість і липкість такирів у вогкому стані, їхня цементація у разі висихання.

Найважливішою особливістю такирів є їхня дуже низька родючість. Водно-фізичні, біологічні та хімічні властивості таких ґрунтів несприятливі для вирощування сільськогосподарських культур. Розвиток зрошуваного землеробства на такирах потребує складної меліорації: руйнування кірки і докорінного поліпшення водно-фізичних властивостей, розсолення і ліквідації надмірної лужності, біологічної активізації ґрунтів.

У системі агро меліоративних заходів, які забезпечують підвищення родючості і можливість одержання врожаїв сільськогосподарських культур, провідна роль належить промиванню від надлишку солей. Промивання проводять в осінньо-зимовий період на фоні глибокої (плантажної) оранки такирів. Глибока оранка (40–50 см) не тільки покращує водно-фізичні властивості такирів, але й розсолонцює їх у результаті заміщення вбирного натрію кальцієм гіпсу, який втягується у верхній шар при глибокій оранці. Внесення органічних добрив – гоню, компостів і мінеральних добрив – різко підвищує врожаї сільськогосподарських культур. Покращує властивості такирів посів солестійких культур, які збагачують ґрунт азотом (люцерна та інші). Несприятливі фізичні властивості, водний і повітряний режими можна покращити піскуванням, яке в поєднанні з іншими заходами є ефективним засобом освоєння такирів. Такири з дуже не-



сприятливими властивостями використовують як природні водозбірні площі. Такирно-оазисні ґрунти придатні для багатьох культур, які вирощують у пустельній зоні. Такири подекуди використовують в умовах зрошуваного землеробства під посіви бавовнику з обов'язковими заходами боротьби з засоленням, включаючи промивання ґрунту і дренаж.

Такироподібні (такирні) ґрунти за властивостями є перехідними ґрунтами від такирів до ґрунтів інших типів. Найбільш поширені вони на території Казахстану та в країнах Середньої Азії – у пониззі Сирдар'ї, Східному Приураллі, на алювіальних рівнинах північніше хребта Каратау, південніше Аральського моря.

Ґрунтотворними породами такироподібних ґрунтів переважно є піщано-глинистий матеріал алювіальних рівнин. Як і такири, такироподібні ґрунти здебільшого також характеризуються оголеною тріщинуватою поверхнею, але вона неміцна і водопроникна. В окремих регіонах такироподібні ґрунти можуть формуватися під заростями саксаулу та розрідженим покривом полиново-солянкової рослинності. Окрім цього, такі ґрунти відзначаються дещо більшою гумусованістю, кращими водно-фізичними властивостями, в іншому вони близькі до такирів.

Диференціація профілю такироподібних пустельних ґрунтів спостерігається лише в його верхній частині. Тут доволі виразною є неміцна пориста, подекуди слабшарувата кірка потужністю 2–5 см, під якою залягає світло-сірий, шарувато-лускуватий горизонт 5–12 см. Нижчий горизонт безструктурний, дещо ущільнений, на глибині 20–30 см переходить у малозмінену материнську породу. Наймолодші такироподібні ґрунти містять залишкові ознаки гідроморфізму – сизуваті плями та поховані гумусові горизонти. Такі ґрунти мають незначну кількість гумусу (0,2–0,5%), лужну та слаболужну реакцію, ємність вбирання на рівні 7–12 ммоль на 100 г ґрунту. Карбонати у таких ґрунтах є лише у верхній частині, а ілювіальний карбонатний горизонт у них взагалі відсутній. Такироподібні ґрунти мають порівняно невеликий вміст гумусу – переважно не більше 1%. Ці ґрунти становлять суттєвий фонд земель майбутнього освоєння в пустелях. Деякі з них використовують як пасовища.

Контрольні запитання і завдання

1. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення у напівпустельній і пустельній зонах.
2. Які морфологічні особливості характерні для профілю бурих напівпустельних ґрунтів?
3. Які чинники обумовлюють формування сіроземів?
4. Охарактеризуйте структурний стан і властивості сіроземів.



5. Які заходи застосовують у зоні напівпустель для підвищення родючості ґрунтів?
6. Охарактеризуйте будову профілю і властивості сіро-бурих ґрунтів пустельної зони.
7. Які особливості ґрунтоутворення в пустельній зоні?
8. Як використовують сіро-бурі ґрунти?
9. Які умови формування пустельних примітивних ґрунтів?
10. Охарактеризуйте умови формування такирів і їхні властивості.

Література

1. Генезис и классификация полупустынных почв // [под ред. Е. Н. Ивановой]. – М. : Наука, 1966.
2. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высш. шк., 2005. – 461 с.
3. Ковда В. А. Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса / В. А. Ковда. – М. : Наука, 1973. – Кн. 2. – 468 с.
4. Ковда В. А. Проблемы опустынивания и засоления почв аридных регионов мира / В. А. Ковда. – М. : Наука, 2008. – 415 с.
5. Куст Г. С. Опустынивание: принципы эколого-генетической оценки и картирования / Г. С. Куст. – М., 1999. – 362 с.
6. Минашина Н. Г. Орошаемые почвы пустыни и их мелиорации / Н. Г. Минашина. – М. : Колос, 1971. – 365 с.
7. Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара / Б. Г. Розанов. – М. : Изд-во МГУ, 1977.

ГРУНТИ ПЕРЕМІННО-ВОЛОГИХ КСЕРОФІТНО-ЛІСОВИХ І САВАННИХ СУБТРОПІЧНИХ І ТРОПІЧНИХ ОБЛАСТЕЙ

У перемінно-вологих субтропічних і тропічних областях Північної та Південної півкулі поширені коричневі, червоно-коричневі, сіро-коричневі ґрунти, злитоземи, а також червоноземи і червоно-бурі ґрунти саван.

11.1. Коричневі ґрунти (*Chromic Cambisols*)

Коричневі ґрунти поширені на всіх континентах Земної кулі і сформувалися вони в областях із середземноморським кліматом, для якого характерними є сухе спекотне літо і волога тепла зима з дуже нетривалим сніговим покривом або й без нього. На Європейському Середземномор'ї та в Північно-Західній Африці ці ґрунти приурочені до рівнин і нижніх частин гірських схилів, де вони сформувалися під вічнозеленими жорстколистими лісами і чагарниками. У Північній Америці вони займають південну частину плато Прерії в межах Канзасу, Оклахоми і Техасу. Поширені також на тихоокеанському узбережжі південної частини Берегового хребта, в Сьєрра-Неваді і Скелястих горах. У горах Сьєрра-Мадре вони проникають далеко на південь у межах північного поясу. В Південній Америці коричневі ґрунти поширені в субтропічній частині Чилі, на гірських схилах і прилеглих рівнинах Вальпараїсо і Сантьяго. В Азії найбільші площі коричневих ґрунтів є в субтропічних областях Східного Китаю. Невеликі масиви цих ґрунтів трапляються в горах Середньої Азії, у Східному Закавказзі. На південному заході і особливо на південному сході Австралії коричневі ґрунти сформувались під субтропічними сухими евкаліптовими лісами і чагарниками.

Вивченню генези і властивостей коричневих ґрунтів присвячені праці Д. Прескотта, Л. І. Прасолова, С. О. Захарова, І. П. Герасимова та інших. В Укра-

їні дослідження коричневих ґрунтів здійснювали Е. Ф. Молчанов, В. Ф. Іванов, М. І. Полупан.

Коричневі ґрунти сухих лісів і чагарників формуються в умовах перемінно-вологого субтропічного клімату під пологом сухих вічнозелених лісів і чагарників. Річна кількість опадів становить 600–700 мм. Нерівномірний розподіл опадів за сезонами спричиняє відмінності у водному режимі ґрунтів влітку і взимку (фото 51).

Протягом зимового вологого та відносно теплого періоду відбувається інтенсивне вивітрювання первинних і утворення вторинних глинистих мінералів гідролуодисто-монтморилоніт-ілітового складу. Рухомі продукти вивітрювання вимиваються з верхньої товщі ґрунту на більшу чи меншу глибину, залежно від кількості опадів. Легкорозчинні солі (хлориди, сульфати) повністю вимиваються з ґрунтового профілю, а менш розчинні карбонати кальцію відкладаються на глибині 30–50 см і більше, утворюючи карбонатний ілювіальний горизонт. У вологіших кліматичних умовах карбонатний горизонт розташований глибше. Гуміфікація та мінералізація рослинних решток відбувається в умовах нейтрального або слаболужного середовища, багатого основами. В умовах спекотного і сухого літа процеси вивітрювання значно сповільнюються, передусім у верхньому, найсухішому горизонті. Водночас на певній глибині, де ґрунт вологіший, ці процеси продовжуються і влітку, тобто тривають цілорічно. Тому найбільш оглиненим є не верхній горизонт ґрунту, а горизонт на глибині 15–80 см.

Висихання поверхні ґрунту спричиняє підняття плівкової вологи і розчинених речовин із глибших горизонтів. Волога випаровується, а розчинені в ній речовини (зокрема, карбонати кальцію) кристалізуються, заповнюючи проміжки у товщі ґрунту над карбонатним конкреційним горизонтом, формуючи новоутворення карбонатів кальцію у вигляді плісняви або псевдоміцелію.

Промивний водний режим, який встановлюється взимку при випаданні дощів, спричиняє руйнування карбонатної плісняви і винесення карбонатів кальцію у глибші горизонти ґрунтового профілю.

Водночас періодичне підняття ґрунтових розчинів вгору і активне біологічне поглинання кальцію, який переважає у складі зольних елементів рослинного опаду, зумовлює постійну нейтральну реакцію у верхній частині ґрунтової товщі, насиченість ґрунтового вбирного комплексу основами (зокрема, кальцієм), стійкість органічних речовин і загалом вбирного комплексу ґрунтів.

Протягом сухого і спекотного літа процеси мінералізації органічних речовин суттєво сповільнюються, що сприяє полімеризації та збереженню в ґрунті гумусових речовин. Оксиди заліза, що вивільнюються при вивітрюванні, у сухий період дегідратуються і надають ґрунту червонуваго-коричневого забарвлення.

Коричневі ґрунти мають таку будову профілю:



Но – лісова трав'яниста підстилка, складається з напіврозкладених і свіжих рослинних решток, потужністю 0–2 см;

H(ed) – гумусово-дернинний горизонт потужністю 3–14 см, помітно сльовійований, коричневого або коричнево-сірого забарвлення, грудкувато-зернистий, важкосуглинковий, тонкотріщинуватий, шпаруватий, ущільнений, пронизаний корінцями рослин, перехід ясний;

H(i) – 15–30 см – гумусовий, слабоілювійований, коричневий, свіжий, легкоглинистий, сильнощепенуватий, грудкувато-зернистий, ущільнений, багато корінців рослин, перехід поступовий;

Hp – 31–55 см – верхній перехідний горизонт, коричневий, свіжий, легкоглинистий, сильнощепенуватий, зернисто-грубогрудкуватий, щільний, трапляються фіолетово-сизі плями оглеєння, перехід поступовий;

Phk – 56–80(121) см – нижній перехідний, коричнево-бурний, горіхувато-грудкуватий, дуже щільний, містить багато щепеню, жорстви, карбонати у формі слабовираженого міцелію, перехід ясний, кишеньковий;

Pk – 81(122)–170 см і глибше – сльовій глинистого сланцю, сизий, щільний, багато карбонатного міцелію (фото 52).

Коричневі ґрунти мають високу щільність будови, максимальні значення величини якої спостерігаються в середній частині профілю. Величина щільності твердої фази коливається по генетичних горизонтах у незначних межах. Воднофізичні властивості ґрунтів тісно пов'язані з гранулометричним складом.

Коричневі ґрунти відзначаються доволі високою гумусованістю верхніх горизонтів (4–8% під природною рослинністю, на орних ґрунтах вміст гумусу дещо менший) і глибоким проникненням гумусових речовин униз по профілю. Склад гумусу переважно фульватно-гуматний (Сгк:Сфк > 1), але може бути й гуматно-фульватним (у коричневих ґрунтах Криму). Ґрунти мають нейтральну або слаболужну реакцію ґрунтового розчину у верхніх горизонтах профілю і лужну реакцію – у нижніх. Коричневі ґрунти характеризуються високою смністю катіонного обміну, величина якого вниз по профілю зменшується, і повною або майже повною насиченістю ґрунтового вбирного комплексу обмінними основами, переважно кальцієм. Для коричневих ґрунтів характерні також вузькі молекулярні відношення $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$, які у верхніх горизонтах профілю складають 4–5, а в нижніх горизонтах ще більше зростають (рис. 11.1).

Коричневі ґрунти як тип поділяють на три підтипи: коричневі видуговані, коричневі типові, коричневі карбонатні.

Коричневі ґрунти завдяки своїм властивостям відзначаються високою родючістю, широко використовуються у сільському господарстві, зокрема під цінні культури – виноград, плодові насадження, теплолюбні технічні культури. На коричневих ґрунтах застосовують зрошення. Ефективним заходом покращення фізичних і водно-фізичних властивостей ґрунтів і збільшення їхньої родючості є

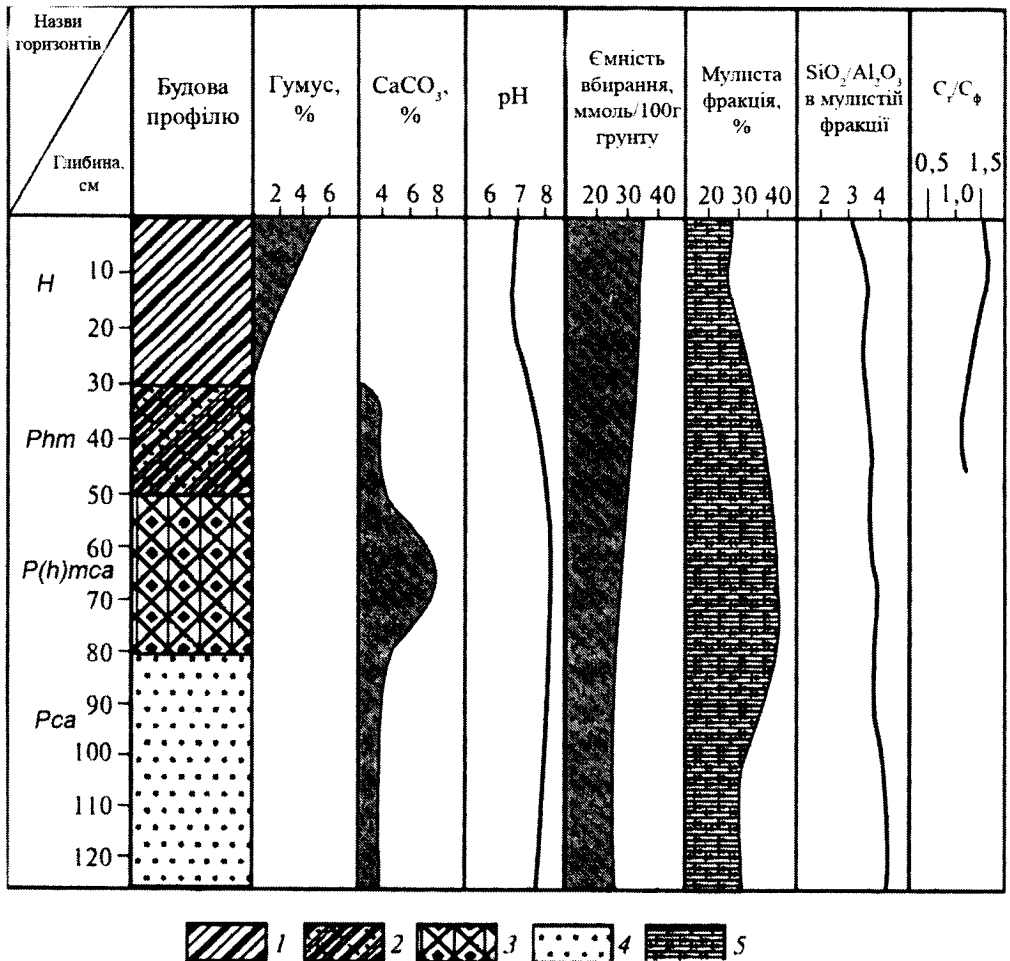


Рис. 11.1. Будова профілю, склад і властивості коричневого ґрунту (за О. М. Геннадієвим, М. А. Глазовською, 2005). Генетичні горизонти:

1 – гумусово-аккумулятивний; 2 – метаморфічний оглинений сілітний; 3 – оглинений ілювіально-карбонатний; 4 – сілітно-карбонатна ґрунтоутворна порода; 5 – переважно монтморилонітовий

глибоке розпушування з метою руйнування щільного підорного горизонту. Важливим заходом підвищення родючості коричневих ґрунтів є боротьба з водною і вітровою ерозією.

11.2. Червоно-коричневі ґрунти (*Lixisols*)

Червоно-коричневі ґрунти формуються в умовах, близьких до формування коричневих ґрунтів. Поширені вони на просторах перемінно-вологих тропічних



і субтропічних областей. В Африці значні площі червоно-коричневих ґрунтів є в Анголі, Північній Родезії, в околицях Танганьїки, далі простягаються вздовж східних окраїн Калахарі до Південно-Африканської Республіки. На півночі Африки вони окремими масивами трапляються в межах зони сухих саван від Атлантичного океану до Ефіопії.

В Австралії червоно-коричневі ґрунти доволі розповсюджені та збігаються з областями, зайнятими австралійськими скребами – чагарниковими асоціаціями, що складаються з різних видів рослинності, утворюючи асоціацію. Австралійські скреби мають особливі назви: бригалоу, мульга, міал та ін. Місцями разом з акаціями ростуть евкалипти і „пляшкові дерева”. У Південній Америці червоно-коричневих ґрунтів сухих лісів і чагарників дуже мало. Тут вони характеризуються легким, супіщаним і піщаним, гранулометричним складом, глибокою вилугованістю профілю від солей і низьким ступенем алітизації.

Червоно-коричневі ґрунти Австралії мають сіалітно-алітний характер, добре виражений слювіально-карбонатний горизонт, є малогумусними, часто мають ознаки солонцюватості.

Простори, зайняті червоно-коричневими ґрунтами тропічних сухих лісів і чагарників, часто непрохідні через колючі чагарники. В умовах розрідженої деревно-чагарникової рослинності можуть використовуватись під пасовища.

У субтропічному поясі червоно-коричневі ґрунти поширені плямами на середземноморському узбережжі Європи, південному березі Криму. Формуються під покривом вічнозелених лісів з дуба, сосни, кизилу, глоду з розвинутим трав'яним покривом.

11.3. Сіро-коричневі ґрунти (*Calcic Clayic Cambisols*)

Сіро-коричневі ґрунти субтропічних і тропічних сухих степів, напівсаван і ксерофітних чагарникових формацій займають найбільш засушливі області, розташовуючись на межі з сіроземами. Вони поширені на передгірських рівнинах, у передгір'ях і низькогір'ях Східного Закавказзя, Південного Дагестану, Паміро-Алаю і Копетдагу.

У профілі сіро-коричневих ґрунтів вирізняється гумусовий горизонт коричнево-сірого забарвлення, у верхній частині горизонту пластинчаста структура, у нижній – грудкувато-горіхувата, скипає з поверхні. Під гумусовим горизонтом залягає метаморфічний горизонт, сірувато-коричневого забарвлення, щільний, горіхувато-дрібноглибистої структури, карбонати у вигляді прожилок і псевдоміцелію. Нижче залягає ілювіальний карбонатний горизонт, щільний, з численними карбонатами у вигляді плям і конкрецій. Материнська порода карбонатна, здебільшого засолена.

Сіро-коричневі ґрунти характеризуються порівняно невеликою потужністю гумусового горизонту (20–35 см), вміст гумусу від 2,5 до 5,0% на цілині і 1,5–3,5% на ріллі. У складі гумусу вміст гумінових і фульвокислот майже однаковий. Відношення C:N становить 7–9. Ємність вбирання висока, зокрема в підгумусовому горизонті (35–40 ммоль на 100 г ґрунту). У складі вбирних основ переважає кальцій. Реакція ґрунтового розчину по всьому профілю слаболужна. Ґрунти карбонатні з поверхні, в горизонтах максимального насичення карбонатів їхній вміст сягає 20%. Нижче карбонатного горизонту спостерігається акумуляція гіпсу і легкорозчинних солей.

Сіро-коричневі ґрунти диференційовані за кількістю мулу. Його вміст збільшується в середній частині профілю. В мулуватій фракції переважає монтморилоніт і гідрослюди. Водно-фізичні властивості сіро-коричневих ґрунтів задовільні (рис. 11.2).

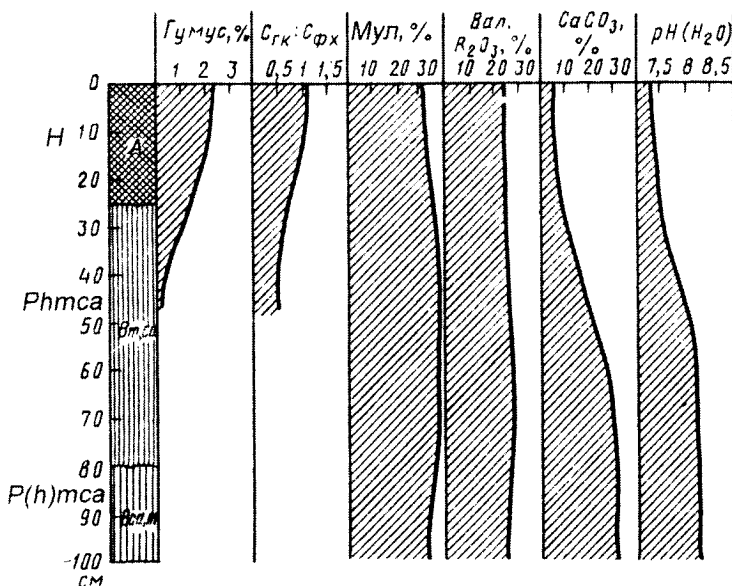


Рис. 11.2. Будова профілю, склад і властивості сіро-коричневого ґрунту (за В. А. Ковдою, Б. Г. Розановим, 1988)

Сіро-коричневі ґрунти як тип поділяють на три підтипи: сіро-коричневі темні, сіро-коричневі звичайні і сіро-коричневі світлі.

Сіро-коричневі ґрунти використовують для вирощування бавовнику, під сади й виноградники, а також під субтропічні культури, зокрема в умовах зрощення. Значною мірою ці ґрунти використовують як пасовища.



11.4. Злитоземи (вертисолі) (*Vertisols*)

У перемінно-вологих субтропічних і тропічних областях трапляються своєрідні, без характерного для цих регіонів червоного забарвлення, інтенсивно чорні субтропічні і тропічні ґрунти. Своєрідний зовнішній вигляд і властивості цих ґрунтів здавна привертала увагу дослідників. Вони описані в багатьох країнах світу під різними назвами. У ґрунтознавчій літературі вони часто трапляються під назвою „чорні глини” (*blackclays, darkclays, argilesnoiretropical*). Поширена їхня назва „чорні бавовникові ґрунти” (*blackcottonsoils*). У різних країнах світу вони мають місцеві назви. В країнах Балканського півострова такі ґрунти називають „смолиниці” або „смоніци”, у Південній Америці – „терранегро” і „тоска”, в Індії – „регури”, в Індонезії – „чорні маргашитові ґрунти”, у Марокко – „тирси”, у Східній Африці – „фірки”, „влей” і „кару”, у Північній Нігерії – „тинсуда”, „бадоб”, „фірки” та ін. В сучасній науковій літературі чорні ґрунти тропіків і субтропіків мають назву *злитоземи* або *вертисолі* [М. А. Глазовська, 1981; В. А. Ковда, Б. Г. Розанов, 1988].

В Азії вертисолі (регури) займають більшу частину плоскогір'я Декан на півострові Індостан, на островах Індонезії, зокрема в центральній і західній частинах острова Ява. В Європі вертисолі трапляються на Балканському, Піренейському і Апеннінському півостровах. В Африці чорні ґрунти поширені у південно-східній частині Судану, в басейнах рік Барх-ель-Газаль і Бахр-ель-Джебел, простягаючись на схід до підпіжжя Абіссінського нагір'я. В екваторіальній Африці вертисолі приурочені до рівнин у басейні ріки Шарі, простягаючись на півночі майже до широти озера Чад. У Східній і Південній Африці вони поширені довкола озера Танганьїка, в Мозамбіку, Родезії і на Високому Вельді Південно-Африканської Республіки.

У Південній Америці чорні тропічні ґрунти найчастіше трапляються в Уругваї та північно-східній частині Аргентини. В Австралії вертисолі приурочені до припіднятих, складених вапняками плато, що прилягають до гір Східної Австралії.

Вертисолі – це темнозабарвлені глинисті, переважно монтморилонітові, насичені, злиті ґрунти з низьким вмістом гумусу і нейтральною чи лужною реакцією ґрунтового розчину. В посушливі періоди року вони покриваються сіткою глибоких (100 см і більше) тріщин шириною 2–3 см, які запливають у вологий період. Це типові ґрунти перемінно-вологих субтропіків і тропіків (фото 53). Досліджуючи вертисолі наприкінці XIX століття, О. І. Воейков зібрав певний науковий матеріал про географію та властивості темних злитих ґрунтів, пізніше вертисолі вивчали у країнах Європи, Африки, Азії, Америки. Однією з найпоширеніших гіпотез генези вертисолей є гідроморфна. Згідно з цією гіпотезою, авторами якої є В. А. Ковда (1965), Т. Л. Бистрицька і О. М. Тюрюканов (1971),



більшість вертисолей – це ґрунти перехідних ландшафтів, переважно річкових і озерних терас, які пройшли у своєму розвитку мулувату (підводну), лучно-болотну і лучну стадії розвитку. Протягом гідроморфного періоду розвитку відбувалось накопичення мулу, інтенсивне вторинне мінералоутворення монтморилоніту, накопичення відновних сполук феруму та інших елементів. Найважливішу роль відіграла монтморилонізація мулуватої фракції ґрунтів, розташованих у геохімічно підпорядкованих ландшафтах за рахунок надходження сюди розчиненого SiO_2 слаболужними, збагаченими на магній, підґрунтовими і делювіальними водами.

Вертисолі формуються в умовах середніх і високих кількостей опадів і високих температур. Кількість опадів на територіях, де поширені вертисолі, коливається від 150 до 1250 мм за рік. Розподіляються опади протягом року дуже нерівномірно: максимум припадає на літній період, мінімум – на зиму. Тому зміна сухих і вологих періодів – необхідна умова формування вертисолей. Тривалість сухих періодів може досягати 9 місяців. Середньорічна температура становить 16–29°C.

Вертисолі формуються переважно на основних і ультраосновних магматичних породах – габро, діоритах, базальтах, трапах і багатих кальцієм безкварцових осадових породах типу вапняків. Вивітрювання багатих основами порід в умовах перемінно-вологого клімату і лужної реакції веде до утворення головно вторинних глинистих мінералів групи монтморилоніту. Загальною рисою ґрунтоутворних порід чорних ґрунтів є важкий гранулометричний склад, збагаченість лужноземельними елементами, ферумом, високий вміст глинистих мінералів, що мають здатність до набухання.

Здебільшого вертисолі розвиваються на плоских слаборозчленованих рівнинах або в депресіях. Вони часто приурочені до долин рік і терас озер.

Вертисолі субтропічного поясу пов'язані винятково з палеогідроморфними і гідроморфними ландшафтами. Вертисолі тропіків є також переважно палеогідроморфними ґрунтами, проте можуть утворюватися в елювіальних ландшафтах на материнських породах з певними властивостями.

Вертисолі формуються переважно під саванами, де домінує трав'яниста рослинність з окремими деревами, групами дерев або чагарників. Профіль вертисолей складається з трьох генетичних горизонтів *H*, *HP* і *P*.

Hm – гумусово-монтморилонітовий горизонт чорного, темно-сірого, сірого чи коричнювато-сірого забарвлення, грудкувато-зернистої або горіхуватої структури, в сухому стані тріщинуватий. Потужність горизонту коливається від 5–8 до 15–20 см.

H – динамометаморфічний злитий гумусово-монтморилонітовий горизонт чорного, темно-сірого, сірого чи коричнювато-сірого забарвлення, з яскраво вираженими „дзеркалами” ковзання, призмоподібної чи брилувато-губолукуватої



структури, дуже щільний. Часто містить карбонати кальцію у формі щільних конкрецій чорного забарвлення на поверхні, а також залізисті конкреції. Потужність горизонту 50–150 см.

HP – монтморилонітовий метаморфічний карбонатний горизонт з новоутвореннями карбонатів у формі борошнистих скупчень, щільних конкрецій; темно-жовтувато-бурого кольору, дуже щільний, зі слідами оглеєння у вигляді сизуватих і вохристих плям, Fe-Mn конкреції. Інколи у вторинних субаеральних грунтах зцементовані конкреції карбонатів утворюють вапнякову плиту. Потужність горизонту коливається від 40 до 60 см.

Pmk – ґрунтотворна порода – монтморилонітова глина або монтморилонітова кора вивітрювання масивних порід (фото 54).

Вертисолі містять багато монтморилонітового матеріалу, тому сильно набухають при зволоженні, що спричиняє значний внутріґрунтовий тиск, руйнування структурних частин, деформацію ґрунтової маси, ковзання пластичних глинистих мас і випирання їх на поверхню. Внаслідок цього виникають глянцеві дзеркальні площини ковзання з нахилом до поверхні ґрунту 45° і більше. Їх добре видно при висиханні ґрунту і називають „слікенсайдами”. Тиск і внутріґрунтове ковзання зумовлюють дуже щільне упакування ґрунтових частинок і розшарування ґрунтової товщі на великі сочевичеподібні окремоті. У мікроскладенні ґрунтів спостерігається лускувато-сочевична орієнтація глинистої плазми.

Характерною особливістю фізичних властивостей вертисолей є важкий гранулометричний склад. Це переважно глинисті і важкоглинисті ґрунти. Вміст мулуватої фракції <0,001 мм коливається в межах 40–90%. Важкий гранулометричний склад вертисолей зумовлений особливостями ґрунтотворних порід. Ґрунтам притаманна висока здатність до набухання і просідання, значна щільність будови – до 1,7–1,9 г/см³ і твердість у сухому стані, в'язкість, низька водопроникність, високий відсоток недоступної для рослин вологи.

За даними різних авторів, вміст гумусу у вертисолях становить у середньому 0,5–1,5%, у субтропічних ґрунтах може сягнути 4,0%.

Груповий склад гумусу вертисолей різних частин світу неоднаковий: у складі гумусу одних домінують гумусові кислоти, в інших – фульвокислоти. Найчастіше відношення C_{гк}:C_{фк} є дещо більшим від 1, вниз по профілю має тенденцію до зменшення. Співвідношення C:N у верхніх горизонтах ґрунту широкі – 12–14, а з глибиною різко звужується.

Для вертисолей характерна лужна реакція по всьому профілю, величина рН коливається в межах 7,5–8,0 і вище.

Вертисолі володіють високою ємністю катіонного обміну (40–60 ммоль на 100 г ґрунту), що зумовлено високим вмістом монтморилонітових глин. Ступінь насиченості ґрунтового вбирного комплексу дуже високий. У складі вбирних основ переважає кальцій за високого вмісту магнію, інколи переважаючим є Mg²⁺.



Вертисолі містять також карбонати. Максимум вмісту карбонатів приурочений до нижньої частини ґрунтового профілю.

Незважаючи на невисокий вміст гумусу, важкий гранулометричний склад, незадовільні водно-фізичні властивості, тріщинуватість, вертисолі субтропічних і тропічних регіонів є одними з найродючіших ґрунтів, їх широко використовують у землеробстві. Іноді вони містять достатню кількість фосфору, іноді збіднені ним; часто вертисолі збагачені марганцем. Невисокий вміст гумусу зумовлює їхню збідненість азотом, тому ґрунти позитивно реагують на внесення азотних і фосфорних добрив (рис. 11.3).

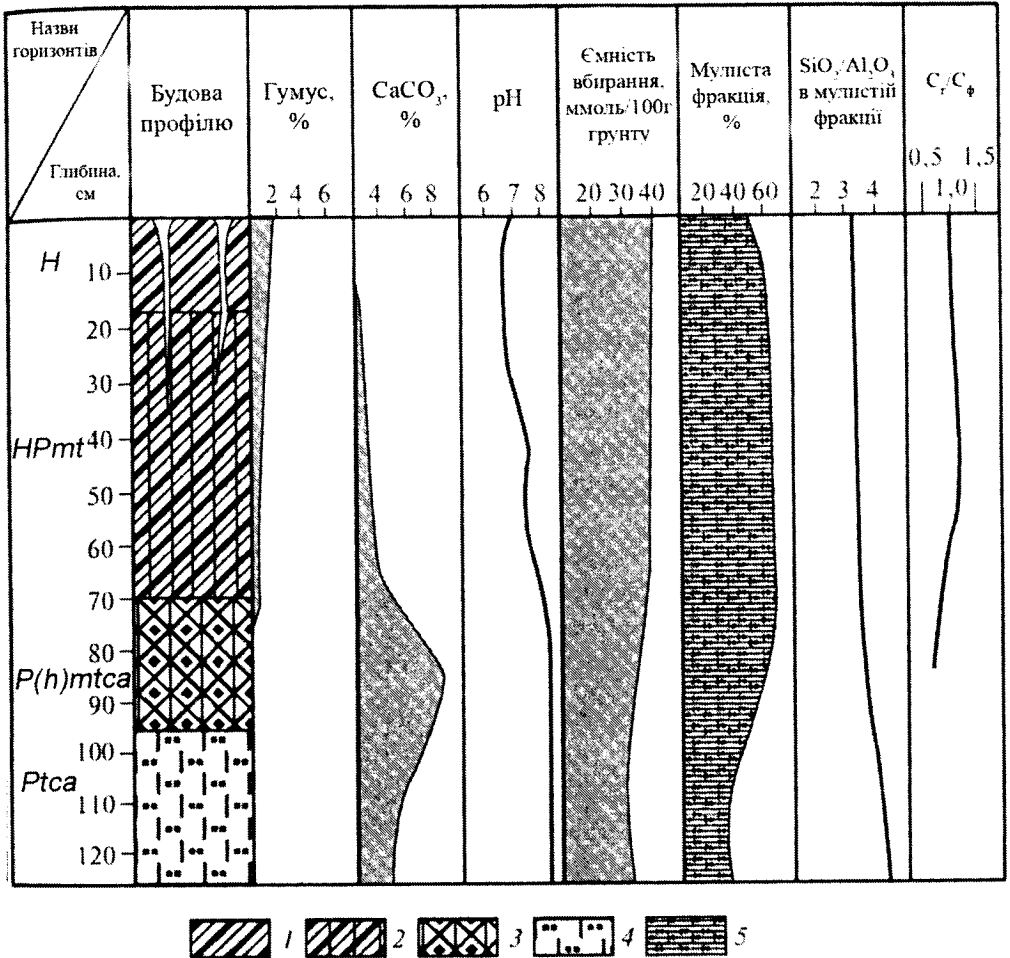


Рис. 11.3. Будова профілю, склад і властивості злитозему (за О. М. Геннадієвим, М. А. Глазовською, 2005). Генетичні горизонти:

- 1 – гумусово-монтморилонітовий; 2 – метаморфічний злитий гумусово-монтморилонітовий;
- 3 – метаморфічний монтморилонітовий карбонатний; 4 – монтморилонітова карбонатна ґрунтово-родна порода. Склад мулуватої фракції: 5 – монтморилонітовий



Вертисолі використовують під посіви пшениці, ячменю, бобових культур, цукрової тростини, кунжуту. Найпридатніші ці ґрунти для вирощування бавовнику. При затопленні в сезон дощів на них вирощують рис.

Найефективнішими заходами покращення властивостей вертисолей є внесення органічних добрив, піскування ґрунтів, заорювання сидератів. Важливе значення має точне визначення моменту фізичної стиглості ґрунтів для початку їхнього обробітку.

11.5. Червоні і червоно-бурі ґрунти саван (фероземи) (*Nitisols, Lixisols*)

Червоні і червоно-бурі ґрунти – це найтипівіші ґрунти сухих саван тропічного поясу. Найбільші площі займають в Африці й Південній Америці. В Африці вони утворюють два широтно витягнуті пояси на південь і на північ від екватора між 8 і 12° пн. ш. та 8 і 18° пд. ш., які зникаються у Східній Африці, охоплюючи у вигляді підкови Гвінейську екваторіальну область. У Південній Америці вони займають на південь від екватора більшу частину Бразилійського нагір'я, а на північ від нього – частину Гвіанського нагір'я і рівнини Венесуели. Окремими масивами фероземи поширені у південно-східній Азії, на півночі Австралії і на деяких островах Океанії.

Клімат, у якому поширені фероземи, спекотний, тропічний, з середньорічними температурами 26–30°C. Річна кількість опадів від 800 до 1700 мм. У зимовий, дуже сухий період, який триває 6–8 місяців, коефіцієнт зволоження 0,3; у період літніх мусонних дощів він наближається до 1. Під перемінно-вологими мусонними лісами і високотравними саванами розвинуті червоні фералітизовані, слабоненасичені ґрунти, які чергуються з червоно-коричневими насиченими ґрунтами. У сухіших саванах і ксерофітних рідколіссях поширені червоно-бурі фералітизовані ґрунти.

Ґрунтотворними породами слугують древні фералітні та ферсіалітні кори вивітрювання і продукти їхнього перевідкладення – червоноколірні, збагачені залістистими конкреціями і залістистим щебенем, делювіальні та пролювіальні відклади.

Фералітизовані ґрунти саван і ксерофітних рідколіс'я поширені на підвищених рівнинах, високих плато, добре дренажованих передгірських рівнинах і древніх терасах. Червоні ґрунти високотравних саван мають низку реліктових ознак, що свідчить про їхній розвиток в умовах вологішого клімату під лісовою рослинністю.

Фероземи мають таку будову ґрунтового профілю:

H – гумусовий горизонт, сірий або сіро-бурий, крупнистої структури, легко-гранулометричного складу, потужністю 10–20 см; поверхня покрита залістистим і кремнієвим щебенем, перехід поступовий.



H – перехідний гумусово-метаморфічний горизонт, бурувато-червоного забарвлення, важкосуглинковий, грудкувата нетривка структура, потужність 30–40 см.

Imfe – ілювіально-метаморфічний горизонт, грудкувато-горіхувата структура, на гранях структурних окремостей глянцеві плівки колоїдної речовини, забарвлення червоне або оранжеве з темними залізно-марганцевими конкреціями, нижня межа цього горизонту проходить на глибині 100–150 см.

P – материнська порода ферсальїтного складу, часто виділяються карбонати у формі конкрецій.

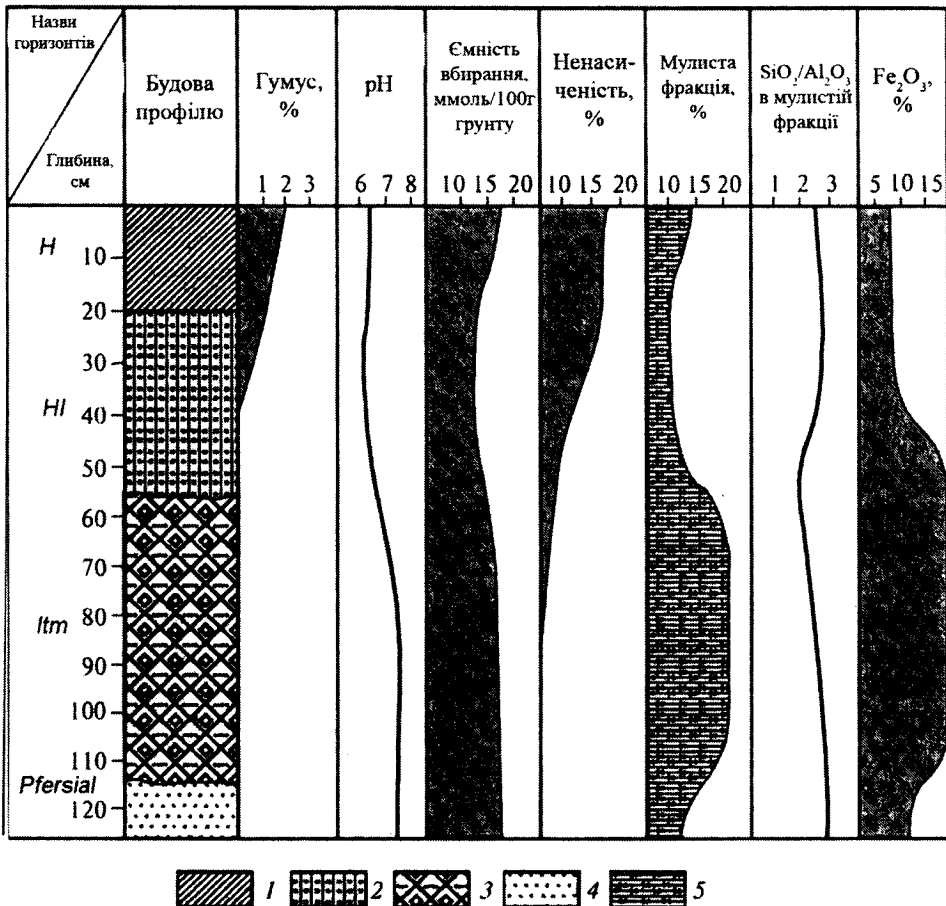


Рис. 11.4. Будова профілю, склад і властивості ферозему (за О. М. Геннадієвим, М. А. Глазовською, 2005). Генетичні горизонти:

- 1 – гумусовий гуматно-фульватний; 2 – перехідний гумусово-метаморфічний;
- 3 – ілювіально-метаморфічний; 4 – ферсальїтна або ферсальїтно-карбонатна ґрунтотворна порода. Склад мулуватої фракції: 5 – каолініт-іліт-монтморилонітовий



Вміст гумусу в фероземах зазвичай невисокий – 2–3%. Склад гумусу гуматно-фульватний або фульватно-гуматний, відношення С_{гк}:С_{фк} близьке до 1.

Реакція ґрунтового розчину верхньої частини профілю слабокисла або нейтральна, у нижній – слаболужна. Ємність вбирання – 10–20 ммоль на 100 г ґрунту. Ступінь насичення основами у верхніх горизонтах червоних ґрунтів 15–25, у червоно-бурих – 5–15%. Серед глинистих мінералів переважає іліт, гідрослюди і змішано-шаруваті мінерали, на частку монтморилоніту припадає лише 20–30%. Незважаючи на яскраво-червоне забарвлення, валовий вміст заліза в них незначний – 3–7%. Яскраве забарвлення пов'язане з переважанням маловодних гідроксидів феруму. У латеризованих ґрунтах вміст Fe₂O₃ сягає 15–20% (рис. 11.4).

Червоні й червоно-бурі ґрунти саван малородючі, передусім у випадку утворення їх на бідних основах древніх корок вивітрювання. Широко практикується випалювання рослинності на початку сухого періоду і використання попелу для удобрення. Найбільший недолік цих ґрунтів – малий вміст калію і доступного рослинам фосфору. Внаслідок ерозії та дефляції на поверхні ґрунтів накопичуються уламки латеритних панцирів і залізистих конкрецій. У сухих саванах необхідне зрошення.

Червоно-бурі саванні ґрунти використовують під пасовища, однак на значних площах поширене землеробство, зокрема вирощування арахісу, бавовнику, кукурудзи та інших культур. За низької культури землеробства і відсутності протиерозійних заходів, типових для країн з широким розповсюдженням цих ґрунтів, значний розвиток отримали ерозійні процеси і відбувся перехід продуктивних екосистем у бедленди. У деяких регіонах світу, зокрема в Сахельській зоні Африки, ці ґрунти зазнають інтенсивного сучасного антропогенного спустелювання, боротьба з яким дуже складна і потребує великих капітальних затрат і радикальних соціально-економічних перетворень.

Контрольні запитання і завдання

1. Які ґрунти поширені у перемінно-вологих ксерофітно-лісових і саванних субтропічних і тропічних областях?
2. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення, будову профілю та властивості коричневих ґрунтів.
3. Як використовують коричневі ґрунти у сільськогосподарському виробництві?
4. Де поширені червоно-коричневі ґрунти?
5. Якими властивостями характеризуються сіро-коричневі ґрунти?
6. Які назви мають чорні субтропічні і тропічні ґрунти у різних країнах світу?
7. Що таке вертисолі?
8. На яких породах формуються вертисолі?



9. *Охарактеризуйте географію та властивості червоних і червоно-бурих ґрунтів.*
10. *Як використовують червоні і червоно-бурі ґрунти саван?*

Література

1. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высш. шк., 2005. – 461 с.
2. Глазовская М. А. Почвы мира. География почв / М. А. Глазовская. – М. : Изд-во МГУ, 1973. – Т. II. – 429 с.
3. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
4. Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара / Б. Г. Розанов. – М. : Изд-во МГУ, 1977. – 248 с.
5. Розов Н. Н. Почвенный покров мира / Н. Н. Розов, М. Н. Строганова. – М. : Изд-во МГУ, 1983. – 230 с.

Розділ 12

ҐРУНТИ ВОЛОГИХ ЛІСОВИХ СУБТРОПІЧНИХ, ТРОПІЧНИХ І ЕКВАТОРІАЛЬНИХ ОБЛАСТЕЙ

Ґрунти вологих вічнозелених субтропічних, тропічних і екваторіальних лісів належать до сімейства фералітних ґрунтів. Це такі типи ґрунтів: червоноземи і жовтоземи субтропічних вологих лісів; жовті, червоно-жовті і темно-червоні фералітні ґрунти вологих тропічних і екваторіальних лісів.

Переважаючим процесом ґрунтоутворення у цих ґрунтах є фералітизація. Фералітизація – це процес вивітрювання масивних порід або наносів, який супроводжується розпадом первинних мінералів, за винятком кварцу, і утворення вторинних глинистих мінералів групи каолініту або галуазиту з низьким відношенням $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 = 2$. Утворені продукти в умовах вільного дренажу виносяться з вивітрілої товщі. У ній зберігається нейтральне або лужне середовище і утворені під час гідролізу мінерали гідрооксидів феруму, алюмінію, мангану не розчиняються і накопичуються. При кристалізації гідрооксидів заліза утворюються гетит і гематит, які мають вохристо-іржаве та червоне забарвлення, що й надає кольору верхнім горизонтам цих ґрунтів.

На молодших елементах рельєфу і в умовах, де винесення рухомих продуктів вивітрювання – основ і кремнезему – утруднене, утворюються ферсїалітні кори вивітрювання. У них більше вільних гідрооксидів заліза і тому продукти вивітрювання мають яскраво-червоне забарвлення, а утворені на цих відкладах ґрунти бідні основами і багаті оксидами заліза та алюмінію.

12.1. Червоноземи (*Rhodic Acrisols*)

Червоноземи поширені в субтропіках, а найбільші масиви цих ґрунтів приурочені до східних, більше зволжених, частин континентів. У Євразії вони поширені в Південно-Східному Китаї, на Японських островах. У Північній Амери-



ці ці ґрунти займають півострів Флориду і прилеглі до нього з півночі і заходу території штатів Джорджія, Алабама, Міссісіпі та Луїзіана. У Південній півкулі ці ґрунти поширені в субтропічному поясі південно-східної Австралії, у Південній Америці – в Уругваї, в області поширення базальтів у басейні ріки Парани. У західних частинах континентів, де панує перемінно-вологий середземноморський клімат, червоноземи трапляються в особливих орографічних умовах, де створюються місцеві особливості клімату з порівняно високим зволоженням. Такими районами їх поширення є Закавказзя – Аджарія, крайній південний схід Азербайджану – передгір'я Талиша. Клімат у цих районах субтропічний вологий, з річною сумою опадів від 1000 до 2500 мм з максимумом у літній період. Середньорічна температура повітря 14°C, середня літніх і осінніх місяців – 21–23°C, зимових – +7°C. Мінусові температури бувають вкрай рідко і тому ґрунти не промерзають. Найпоширенішими ґрунтоутворюючими породами є продукти вивітрювання андезитів, базальтів, туфів, а також осадові породи – глинисті та піщано-глинисті сланці.

На нижчих територіях ґрунтоутворюючими породами слугують алювіальні, делювіально-пролювіальні глинисто-піщані та галечниково-валунні відклади.

Червоноземи утворюються під пологом субтропічних вічнозелених лісів з домішкою листопадних порід, з потужним вічнозеленим підліском. Часто деревні породи переплетені ліанами та диким виноградом. Під пологом субтропічного лісу інтенсивно росте папоротник (фото 55).

Морфологічний профіль червонозему має таку будову:

Ho – 0–2 см – лісова підстилка;

HPe – 3–7 см – гумусовий, темно-бурий, середньосуглинковий, пухкий, зернисто-дрібногрудкувата структура, пронизаний корінням, перехід поступовий;

Hpfe – 8–16 см – гумусово-перехідний, червонувато-коричнево-бурий, дрібногрудкуватий, середньосуглинковий, перехід поступовий;

HPfe – 17–28 см – нижній гумусово-перехідний, червонувато-бурий, грудкуватий, важкосуглинковий, ущільнений, перехід поступовий;

PHfe – 29–43 см – перехідний, слабогумусований, жовто-бурий, ущільнений, горіхоподібний, важкосуглинковий, перехід поступовий;

Phfe – 44–71 см – слабогумусований верх породи, жовто-бурий, щільний, горіхоподібний, Fe-Mn конкреції, перехід поступовий;

P(h)fe – 72–85 см – жовто-бурий, строкато забарвлений, ущільнений, неміцно грудкуватий, середньосуглинковий, перехід різкий;

Pfe – 85–90 см – зеброподібна глина (фото 56).

Ці ґрунти формуються під впливом дуже інтенсивного біологічного колообігу волого-тропічного і волого-субтропічного вічнозеленого лісу, біомаса якого перевищує 500 т/га. Мінеральні елементи, що вивільняються при розкладенні відмерлої маси, перехоплюються організмами і включаються в нові цикли синте-



зу та розкладення, створюючи цим біогеохімічний бар'єр на шляху винесення їх з ландшафту. Отож значна частка загального запасу біофільних елементів цього ландшафту постійно перебуває в складі самої біомаси, а не в ґрунті, як у інших ландшафтах планети.

У цілинних червоноземах вміст гумусу у верхньому (3–5 см) шарі досягає 8–12%, на глибині 10–15 см знижується до 2–3%, а в метаморфічному горизонті становить 1% і менше. У складі гумусу переважає фракція фульвокислот. Відношення Сгк:Сфк становить 0,5–0,6 у верхній частині та 0,2–0,1 – у нижній частині гумусового горизонту. Фракція гумінових кислот зв'язана з залізом в органічно-мінеральні комплекси – хелати.

Червоноземи по всьому профілю мають кислу реакцію (рН водне 4,0–5,5).

Ємність вбирання в гумусовому горизонті – 10–20 ммоль на 100 г ґрунту, а в перехідному – 7–8 ммоль на 100 г ґрунту. Вміст вбирних кальцію і магнію незначний. Основну масу вбирних катіонів складає алюміній, зумовлюючи разом з вбирним воднем високу обмінну кислотність і ступінь ненасиченості ґрунтів (85–95% від ємності вбирання). Червоноземи мають сприятливі фізичні властивості: добре виражену водотривку структуру, високу водопроникність, велику вологемність і пористість (рис. 12.1).

З посиленням процесу кислотного вилугування в умовах періодичного поверхневого перезволоження утворюються червоноземи з різко диференційо-

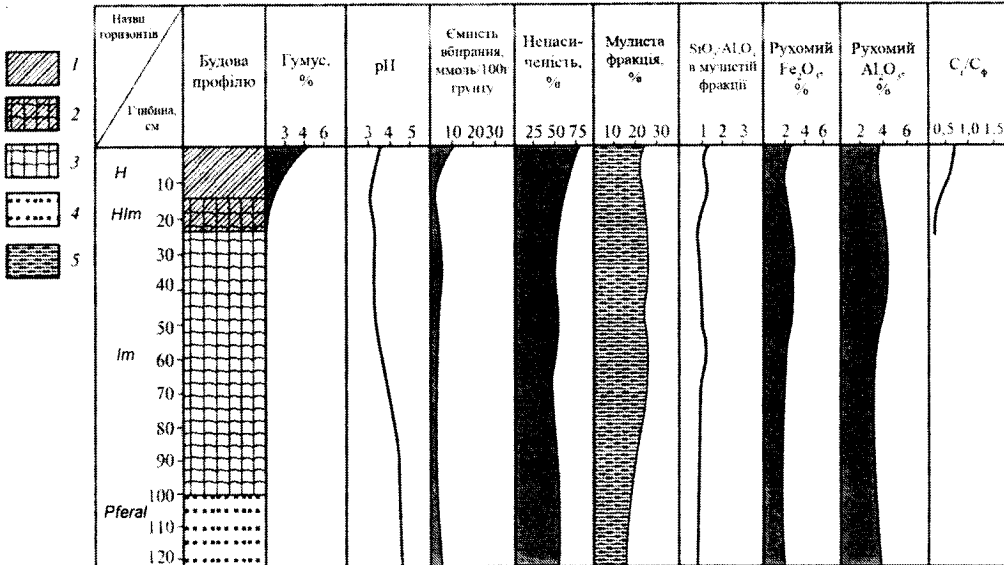


Рис. 12.1. Будова профілю, склад і властивості червонозему (за О. М. Геннадієвим, М. А. Глазовською, 2005). Генетичні горизонти:

1 – гумусовий; 2 – гумусово-метаморфічний; 3 – метаморфічний фералітний; 4 – фералітна ґрунтоутворна порода. Склад мулуватої фракції: 5 – каолінітовий



ваним профілем – лесивовані, глеєлювіальні та опідзолені. Вони приурочені до вирівняних поверхонь, часто займають плоскі тераси в нижніх частинах делювіальних шлейфів.

Червоноземи бідні гумусом і елементами живлення рослин, тому при їх використанні в землеробстві необхідне внесення органічних і мінеральних добрив, передусім фосфору.

У зоні вологих субтропиків вирощують чай і цитрусові культури, оскільки кисла реакція червоноземів і їхня невелика насиченість основами позитивно впливають на ріст таких культур.

У цій зоні сильно проявляється водна ерозія, що вимагає терасування схилів, шпалерної посадки чайних рослин, створення буферних смуг з багаторічних трав, регулювання стоку поверхневих вод.

12.2. Жовтоземи (*Acrisols*)

Жовтоземи, як і червоноземи, утворюються в умовах субтропічного вологого і теплого клімату (фото 57). Жовтоземи, на відміну від червоноземів, містять більше кремнезему (55–65%) і значно менше півтораоксидів (25–30%), через що жовтоземи не мають такого яскравого забарвлення, як червоноземи. Жовтоземам властивий силікатний характер вивітрювання.

Жовтоземи мають значно виразніші ознаки опідзолення, отож їхній профіль чітко диференційований на генетичні горизонти. У жовтоземмах виділяють у профілі такі горизонти:

Но – лісова підстилка (3–4 см); *H* – гумусовий горизонт, сірувато-палевий, грудкуватий або грудкувато-горіхуватий, ущільнений, важкосуглинковий; *HE* – неясно опідзолений, бурувато-палевий з жовтим відтінком, нечітко виражена структура, ущільнений, суглинковий; *I* – ілювіальний, світло-жовтий, з Fe-Mn плямами, грудкувато-призматичної структури, ущільнений, суглинковий; *P* – ґрунтотворна порода, жовто-оранжевого забарвлення з Fe-Mn конкреціями (фото 58).

Жовтоземи за гранулометричним складом суглинкові й глинисті. У мінералогічному складі переважають мінерали каолінітової, монтморилонітової і гідролітової груп. У цих ґрунтах міститься менше мінералів півтораоксидів (гетиту і гібситу). По всьому профілю вищий вміст SiO_2 , а найбільший він у підзолістому горизонті.

Жовтоземи містять 4–5% гумусу, а в окремих випадках до 10%, азоту 0,2–0,4%. З глибиною кількість гумусу різко зменшується. У складі вбирних катіонів переважає кальцій (60–80% від ємності вбирання), решту припадає на магній і водень. Реакція ґрунтового розчину слабкисла (рН 5–6). Жовтоземи характеризуються менш сприятливими, ніж червоноземи, фізичними властивостями (рис. 12.2).

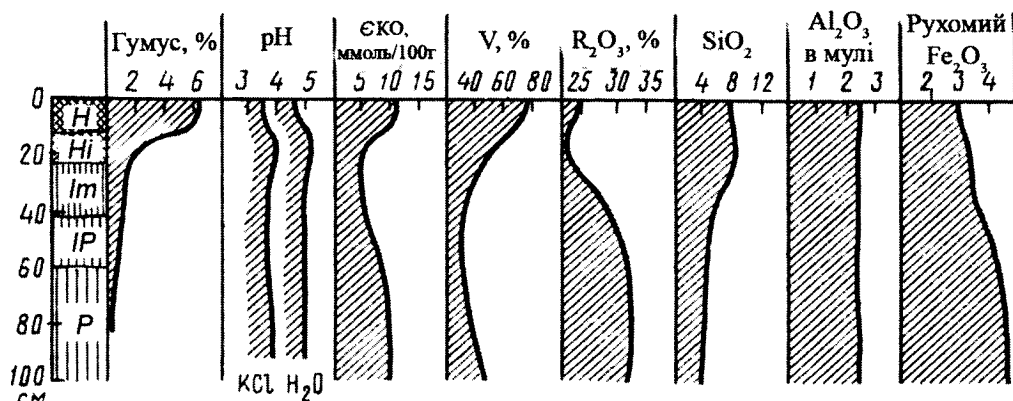


Рис. 12.2. Будова профілю, склад і властивості жовтозему (за В. А. Ковдюю, Б. Г. Розановим, 1988)

Жовтоземи бідні доступними резервуарами елементів мінерального живлення рослин і швидко втрачають свою родючість при освоєнні, зокрема розорюванні. Окрім того, вони мають несприятливі фізичні властивості: низьку водопроникність, високу адсорбційну вологоємність, наявність внутріґрунтового водотривкого горизонту, погану аерацію, слабку оструктуреність, високу ерозійну піддатливість. Все це ускладнює землеробське використання жовтоземів, до цього додається ще й незручний рельєф схилів. Найпридатнішими ці ґрунти є для створення постійних плантацій (чай, цитрусові, тунг та інші), фруктових садів і виноградників. Для підвищення урожайності необхідно вносити високі норми органічних і мінеральних добрив.

Жовтоземи поділяють на підтипи: підзолисто-жовтоземні, жовтоземно-оглеєні, підзолисто-жовтоземно-глейові. Найпоширенішими є підзолисто-жовтоземні ґрунти, які великими масивами трапляються в Ленкоранській низовині, у Східній і Південно-Східній Азії, на Флориді та інших територіях. Вони відрізняються від решти жовтоземів насамперед морфологічною будовою. Їхній профіль чітко диференційований на дві частини: верхню – світлішу, сіробілувату, і нижню – зазвичай строкато забарвлену. Диференціація профілю простежується і аналітично за гранулометричним, валовим хімічним і мінералогічним складом. Найхарактернішою ознакою є наявність конкреційних горизонтів, які інколи утворюють суцільну конкреційну плиту.

Найхарактернішими особливостями цих ґрунтів є відбіленість верхньої товщі (до 40–50 см) за наявності малопотужного світло-сірого гумусового горизонту в його поверхневій частині; рясність залізо-марганцевих конкрецій аж до утворення суцільного конкреційного горизонту потужністю 30–60 см у середній частині профілю; наявність строкатозабарвленої (оглеєної) глинистої товщі



під конкреційним шаром; висока озалізненість всього профілю; низька ємність катіонного обміну; низька гумусованість за різкого падіння вмісту гумусу з глибиною і його фульватний характер; висока кислотність всього профілю, як актуальна, так і потенціальна; висока ненасиченість ґрунту і різка диференціація профілю за вмістом глини і мулу; сіалітний склад мінеральної маси при каолінітово-півтораоксидному складі мулуватої фракції.

Потенціальна родючість таких ґрунтів дуже низька. Вони характеризуються несприятливими фізичними властивостями і бідні елементами мінерального живлення рослин. У випадку розташування конкреційного шару близько до поверхні необхідне проведення підривних робіт для розпушування. Освоєння цих ґрунтів і окультурення можливе лише з великими капітальними затратами і постійним внесенням високих норм органічних і мінеральних добрив. Слабка природна дренажність спричиняє необхідність проведення відповідних меліоративних робіт, зокрема поверхневого або глибокого дренажу.

12.3. Червоно-жовті і темно-червоні фералітні ґрунти

Червоно-жовті і темно-червоні фералітні ґрунти поширені в тропічних мусонних і екваторіальних постійно вологих лісах – гілеях, де кількість опадів перевищує 1500–2000 мм, що розподілені по території більш-менш рівномірно, за наявності сухого періоду, який триває не більше 2-х місяців у році. Середньорічна температура повітря 23–25°C. Найбільші ареали фералітних тропічних екваторіальних ґрунтів є в Південній Америці і приурочені до Амазонської низовини, в Африці, де вони приурочені до западини Конго і до вологого узбережжя Гвінеї. Вони також поширені в найбільш заболочених регіонах Південно-Східної Азії, Малайзії та Океанії.

Типові фералітні ґрунти утворюються на древніх корах вивітрювання. На корі вивітрювання вивержених і осадових порід кислого складу утворюються червоно-жовті фералітні, а на породах основного складу – темно-червоні фералітні ґрунти.

Морфологічний профіль недиференційованих і диференційованих червоно-жовтих фералітних ґрунтів дуже побідний до профілю червоноземів.

Незважаючи на велику кількість органічних залишків (35–40 т/га), гумусу в верхньому горизонті міститься небагато (3–4%). У складі гумусу переважають фульвокислоти.

У цих ґрунтах у складі глинистих мінералів переважає каолінит. Вони дуже бідні основами, кислі (рН 4,0–4,5), при малій ємності вбирання сильно ненасичені, ступінь ненасиченості 75–85%. Вбирні кальцій і магній в сумі становлять 1,0–2,5 ммоль на 100 г ґрунту, вбирні Al^3 і H^+ – 8–10 ммоль на



100 г ґрунту. Фералітний характер ґрунтів проявляється у високому вмісті оксидів феруму й алюмінію та низькому відношенні $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$, яке не перевищує 2,0.

У багатьох червоно-жовтих ґрунтах у глибоких горизонтах вирізняється щільний, зцементований гідрооксидами заліза латеритний (від лат. *later* – це-глина) горизонт з комірковим складенням. Утворення латеритного горизонту пов'язане з впливом ґрунтових вод, що містять розчинні сполуки двовалентного заліза $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$. У ґрунтах, де ґрунтові води залягають глибоко, латеритний горизонт має реліктовий характер.

Червоно-жовті фералітні ґрунти малородючі, потребують внесення добрив, особливо фосфорних, а в умовах розчленованого рельєфу легко піддаються ерозії та покриваються плінтитом.

Більш родючими є темно-червоні фералітні ґрунти, які утворюються на основних породах, багатих кальцієм, магнієм і залізовмісними мінералами. Ці ґрунти містять більше гумусу (4–2% у гумусовому горизонті, а в ілювіальному – 1,8–2,0%). Характеризуються високою ємністю вбирання катіонів (13–8 ммоль на 100 г ґрунту) і аніонів (близько 20 ммоль на 100 г ґрунту); мають добру водотривку дрібногрудкувату структуру, більш вологопроникні та вологоємні, ніж червоно-жовті фералітні ґрунти.

Темно-червоні фералітні ґрунти широко використовують під різні культури: кавове дерево, какао, кокосову пальму, цитрусові, банани, каучукове дерево, з коренеплодів вирощують маніок, ямс, із зернових – богарний і поливний рис. Родючість ґрунтів визначається не тільки біологічно важливими елементами живлення рослин, а й низкою мікроелементів. Отож внесення мікродобрив дає позитивний ефект.

Контрольні запитання і завдання

1. Які умови ґрунтоутворення в лісових субтропічних, тропічних і екваторіальних областях?
2. Охарактеризуйте особливості формування червоноземів.
3. Яка морфологічна будова профілю червоноземів?
4. Охарактеризуйте властивості червоноземів та їхнє використання.
5. Яка генетична природа жовтоземів?
6. Якими властивостями характеризуються червоно-жовті і темно-червоні фералітні ґрунти?
7. Як використовують ґрунти вологих лісових субтропічних, тропічних і екваторіальних областей?



Література

1. Геннадиев А. Н. География почв с основами почвоведения / А. Н. Геннадиев, М. А. Глазовская. – М. : Высш. шк., 2005. – 461 с.
2. Глазовская М. А. Почвы зарубежных стран / М. А. Глазовская. – М. : Высшая школа, 1983.
3. Глазовская М. А. Почвы мира / М. А. Глазовская. – М. : Изд-во МГУ, 1972. – Т. II. – 429 с.
4. Зонн С. В. Почвообразование и почвы субтропиков и тропиков / С. В. Зонн. – М. : Наука, 1974.
5. Розанов Б. Г. Почвенный покров земного шара / Б. Г. Розанов. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1977. – 248 с.
6. Розов Н. Н. Почвенный покров мира / Н. Н. Розов, М. Н. Строканова. – М. : Изд-во МГУ, 1979. – 290 с.
7. Фридланд В. М. Структура почвенного покрова мира / В. М. Фридланд. – М. : Мысль, 1984. – 235 с.

Розділ 13

ҐРУНТИ РІЧКОВИХ ЗАПЛАВ

У долинах більшості рік добре виражена топографічно найнижча і наймолодша за віком територія, вкрита вона мезофільною рослинністю, щороку навесні заливається повеневими, а влітку – паводковими, водами. Цю частину долини річки називають *заплавою*.

Головною особливістю ґрунтотворення у заплавах рік є розвиток повневих і алювіальних процесів. Під повневими процесами розуміють затоплення території заплави водами під час повеней. Ці процеси різносторонньо впливають на ґрунтотворення. Затоплення заплави сприяє підняттю ґрунтових вод, пом'якшує мікроклімат, впливає на спрямованість та інтенсивність мікробіологічних процесів, характер природної рослинності та її продуктивність, на сольовий режим ґрунтів і ґрунтово-підґрунтових вод, а також на характер і особливості сільськогосподарського використання ґрунтів заплави.

Алювіальні процеси зумовлюють принесення повневими водами завислого матеріалу, розмивання заплави і перевідкладення на її поверхні завислих частинок у вигляді шару замулу, або алювію. На характер алювіального процесу впливає розташування окремих частин заплави щодо русла річки.

Територію заплави залежно від її віддаленості від русла річки поділяють на частини: прируслову, центральну і притерасну (за В. Р. Вільямсом). Ці частини відрізняються складом алювіальних відкладів, рельєфом, гідрологічними умовами, рослинністю і ґрунтовим покривом (рис. 13.1).

Гранулометричний склад алювію пов'язаний зі швидкістю руху повневих вод у заплаві: чим більша швидкість течії, тим більший розмір осілих частинок. Коли швидкість зменшується, в осад випадають дрібніші частинки. Швидкість потоку води знижується в міру віддалення від русла. На переході від русла до заплави різко зменшується швидкість течії води, що спричиняє осідання в прирусловій частині великої кількості завислих частинок, зокрема піщаних.

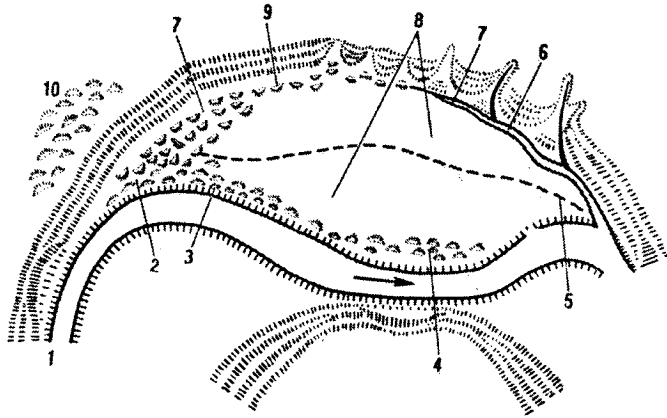


Рис. 13.1. Схема будови заплави (за В. Р. Вільямсом):

1 – бечівник; 2 – область найбільшого скупчення піску; 3 – прируслові дюни; 4 – прируслова заплава; 5 – водотік (талъвег) центральної заплави; 6 – притерасна річка; 7 – притерасна заплава; 8 – центральна заплава; 9 – притерасні дюни; 10 – притерасні набухлі піски

У центральній і притерасній частинах заплави, де швидкість поверхневих вод мала і тривалість затоплення більша, відкладається алювій, який складається переважно з пилюватих і мулуватих частинок. Все це визначає гранулометричний склад алювіальних ґрунтів. Через міграцію русла і зміни швидкості течії та тривалості затоплення на тих самих ділянках заплави відклади можуть змінюватися від суглинкових до піщаних, створюючи шаруватість.

На гранулометричний склад притерасної заплави впливають делювіальні відклади схилових поверхонь. Прируслова заплава має хвилястий рельєф з різко вираженими піщаними валами і гривами, а також характеризується неоднорідним і бідним трав'яним покривом. У центральній заплаві можуть бути старичні русла, зарослі кущами чи навіть деревами. Притерасна заплава являє собою знижену територію щодо центральної заплави, часто є заболоченою.

Найбільшу продуктивність мають луки центральної заплави, де врожай сіна може бути 30–40 ц/га і більше. У різних природних зонах характер рослинності змінюється відповідно до особливостей зон. Залежно від регіональних умов окремі частини заплав можуть бути слабовираженими чи й відсутніми.

Основи вчення про заплавне ґрунтотворення і ґрунти заплав розроблено В. Р. Вільямсом, а надалі їх дослідженням займалися С. С. Соколов, В. І. Шраг, Г. В. Добровольський, В. В. Єгоров, І. М. Гоголев, Д. Г. Тихоненко, В. І. Михайлюк, М. О. Горін, А. І. Бондар, Ю. І. Наконечний та інші.

Заплавне ґрунтотворення відзначається певними екологічними особливос-



тями, пов'язаними з біогеохімією цих специфічних ландшафтів суші, серед яких є такі: формування акумулятивних, наносних перевідкладених продуктів вивітрювання і ґрунотворення, які надходять з усієї площі водозбору у вигляді механічних і хімічних осадів; акумулятивний баланс ґрунотворення, що спричиняє накопичення в алювіальних ґрунтах глинистих мінералів, гумусу, карбонатів, мікроелементів, водорозчинних солей; заплавної повеневий амфібіальний водний режим; зрівноважений тепловий режим; постійне омолодження ґрунтів, яке супроводжується ростом ґрунту вгору; розвиток ґрунотворення водночас з осадонакопиченням і формуванням материнської породи; гідроморфізм ґрунотворення при протічному водному режимі у прирусловій і центральній заплавах; переважання окиснювальних умов через насичення поверхневих вод киснем і надходження окиснених сполук з намулом; висока біогенність середовища на фоні високої забезпеченості ліофільними елементами. Як зазначає Г. В. Добровольський, заплави і дельти рік – це області найбільшої щільності життя, включно з флорою й фауною.

Ґрунтовий покрив заплав рік дуже строкатий, складний, мозаїчний, що спричинене постійним меандруванням русла річки і переміщенням різних частин заплави. У зв'язку з особливостями ґрунотворення в різних частинах заплави рік виділяють три групи алювіальних ґрунтів: дернові, лучні та болотні.

Алювіальні дернові ґрунти (*Mollic Fluvisols*) формуються на прирусловій заплаві, на підвищених елементах рельєфу, при глибокому заляганні рівня ґрунтових вод, переважно на алювії легкого гранулометричного складу, часто шаруватому (фото 59). В профілі алювіально-дернових ґрунтів виокремлюється слаборозвинутий гумусовий горизонт з вмістом гумусу 1–3%. Під ним залягають піски шаруватого складення. Такі ґрунти можуть бути кислими, насиченими або карбонатними, на що впливає зональне розташування. Наприклад, алювіально-дернові карбонатні ґрунти поширені в заплаві Західного Бугу. Через легкосуглинковий гранулометричний склад і низький вміст гумусу ці ґрунти мають невисоку ємність вбирання (10–15 ммоль на 100 г ґрунту) і низьку буферність. Це найменш розвинуті і найменш родючі ґрунти заплави (фото 60).

Алювіальні лучні ґрунти (*Gleyic Mollic Fluvisols*) формуються на суглинковому і глинистому алювії в центральній заплаві, а також приурочені до понижень прируслової заплави при відносно неглибокому заляганні рівня ґрунтових вод (1–2 м) (фото 61).

Багатий елементами живлення, основами і органічними речовинами алювії, а також добре зволоження ґрунтовими водами створюють сприятливі умови для зростання лучної рослинності та розвитку дернового процесу ґрунотворення. Оскільки лучні алювіальні ґрунти мають добре виражений гумусовий профіль з виразною зернистою або грудкувато-зернистою структурою, їх називають зернистими заплавними ґрунтами (фото 62).



Розріз алювіальних лучних карбонатних ґрунтів закладено у центральній частині заплави на лівому березі р. Західний Буг в околицях с. Ракобовти Львівської області.

Hd – 0–4 см – дернина.

HkGl – 4–24 см – гумусово-аккумулятивний горизонт, темно-сірий з бурими плямами оглеєння (10YR 5/2), вологий, ущільнений, легкосуглинковий, середньозерниста структура, велика кількість дрібних корінців, зрідка дрібні мушлі моллюсків, перехід поступовий за кольором.

HPkGl – 24–47 см – верхній перехідний горизонт, сірий з буруватим відтінком (10YR 5/3), інтенсивне оглеєння, ущільнений, вологий, легкосуглинковий (піску більше, ніж у верхньому горизонті), грудкувато-зерниста структура, зрідка дрібні корінці, перехід поступовий за щільністю і кольором.

PhkGl – 47–81 см – слабогумусована порода, сірувато-бура (10YR 5/3), дуже інтенсивне оглеєння, сира, щільна, легкосуглинкова, рясні вклучення дрібних мушель моллюсків, зрідка дрібні корінці, перехід ясний за кольором.

PkGl – > 81 см – алювіальні відклади, іржаво-сизого кольору (10YR 6/4), мокри, злиті, середньосуглинкові.

Розріз алювіальних дернових карбонатних ґрунтів було закладено на лівому березі р. Західний Буг в околицях с. Завишень Львівської області.

Hd – 0–4 см – дернина.

HkGl – 4–12 см – гумусово-аккумулятивний горизонт, сірий з вохристим відтінком, неоднорідний (10YR 5/3), з прошарками білястого дрібнозему та іржавими плямами оглеєння, шаруватий, свіжий, щільний, легкосуглинковий, нетривка плитоподібна структура, шпаруватий, тріщинуватий, дрібні залізисто-марганцеві конкреції, пунктації, корінці рослин, рештки мушель, перехід ясний.

P₁kGl – 12–33 см – перший шар, сірий з жовтуватим відтінком, неоднорідний (10YR 5/3), шаруватий, свіжий, ущільнений, піщаний, безструктурний, залізисто-марганцеві прошарки потужністю до 1 мм, конкреції діаметром 0,3–0,6 см, плями сегрегації, при переході залізистий прошарок потужністю 0,5 см, зрідка корінці рослин, перехід різкий.

P₂kGl – 33–47 см – другий шар, сірий, неоднорідний (10YR 5/4), з вохристими піщаними прошарками потужністю 2–3 см, чорними плямами від розкладених органічних решток, сизими плямами оглеєння, сирий, щільний, супіщаний, безструктурний, вклучення напіврозкладених корінців, рештки мушель, перехід різкий.

Близьке залягання ґрунтових вод спричиняє розвиток оглеєння в нижній частині їхнього профілю, а також процесів гідрогенної акумуляції сполук феруму, карбонатів, а в ґрунтах заплави південних рік – водорозчинних солей.



Лучні алювіальні ґрунти багаті гумусом. Вміст гумусу в заплаві ріки Західний Буг становить 6,8–7,2%, висока ємність вбирання (44–48 моль на 100 г ґрунту). Реакція ґрунтового розчину коливається в широких межах (рН від 7,3 до 8,5). В алювіальних лучних ґрунтах інших рік властивості можуть бути дещо іншими, що пов'язано зі складом алювію та загальними особливостями ґрунтоутворення в заплавах.

У пониженнях прируслової заплави, на островах і косах під трав'янистою рослинністю формуються слаборозвинені лучні ґрунти, близькі за морфологічними ознаками і фізико-хімічними властивостями до шаруватих примітивних дернових ґрунтів, відрізняючись від них високою обводненістю і оглеєнням.

Алювіальні лучні ґрунти характеризуються високою родючістю, яка постійно відтворюється в алювіальному і гідроморфному процесах.

Алювіальні болотні ґрунти (*Gleyic Histic Fluvisols*) формуються в умовах тривалого повеневого і стійкого атмосферно-ґрунтового зволоження. Для них характерне накопичення органічних речовин у вигляді торфу або мулувато-перегнійної маси, а також розвиток інтенсивного оглеєння і гідрогенної акумуляції речовин. Алювіальні болотні ґрунти приурочені до притерасної заплави, а також окремих ділянок центральної заплави з близьким заляганням ґрунтових вод і тривалим застоєм повеневих вод (фото 63). Подаємо опис профілю алювіально-болотних ґрунтів (фото 64).

Розріз закладено у притерасній частині заплави на правому березі р. Західний Буг західніше с. Поториця Сокальського району Львівської області.

Hd – 0–7 см – дернина.

HkG1 – 7–24 см – гумусово-акумулятивний горизонт, сірий з помітним буруватим відтінком, неоднорідний (10YR 4/3), з іржавими плямами оглеєння, сирий, слабоущільнений, важкосуглинковий, у сирому стані безструктурний, переплетений корінцями рослин, мушлі молюсків, перехід поступовий.

HpkG1 – 24–64 см – перехідний горизонт, сизувато-сірий неоднорідний (10YR 5/1), з темно-сірими плямами, сизі плями оглеєння, сирий, слабоущільнений, середньосуглинковий, у сирому стані безструктурний, зрідка дрібні пунктації Fe₂O₃, багато напіврозкладених корінців осоки та решток мушель, перехід поступовий.

P₁kG1 – 64–81 см – верхня частина породи, світло-сіра з сизуватим відтінком, неоднорідна (10YR 7/1), з білястими плямами напіврозкладених решток молюсків, мокра, слабоущільнена, супіщана, безструктурна, перехід помітний.

P₂kG1 – 81–110 см – нижня частина породи, сіра з буруватим відтінком, неоднорідна (10YR 5/2), із залістими плямами оглеєння, мокра, слабоущільнена, середньосуглинкова, у мокрому стані безструктурна, дрібні рештки молюсків.

Вміст гумусу в гумусовому горизонті сягає 6–8%, вниз по профілю він різко зменшується, ємність вбирання 16–36 ммоль на 100 г ґрунту, реакція ґрунтового розчину слаболужна і лужна (рН 7,5–8,0).



Залежно від масштабів акумуляції органічної речовини і ступеня їх розкладення серед алювіальних болотних ґрунтів вирізняють лучно-болотні, мулуватоперегнійно-глейові і мулувато-торф'яні.

Ґрунтовий покрив заплав характеризується різновіковістю і динамічністю. Тут трапляються ґрунти, починаючи від свіжих алювіальних наносів і примітивних шаруватих до добре розвинутих з ознаками і властивостями зональних ґрунтів. Такий поступовий ряд у розвитку заплав характеризує їхню еволюцію.

Потенціальна родючість ґрунтів заплави змінюється від приуслової частини до центральної і притерасної. Найкращими є незаболочені та незасолені ґрунти зернистої заплави.

Для сільськогосподарської оцінки ґрунтів заплави використовують показники весняної повенності: коротка повенність – термін стояння повеневих вод до 7 днів, що дає змогу вирощувати більшість культур цієї зони; середня повенність – стояння повеневих вод від 7-ми до 15-ти днів, що виключає озимі культури, сприятлива для природних і сіяних трав; тривала повенність – від 15-ти до 30-ти днів, що виключає польові сільськогосподарські культури і плодови, сприятлива не для всіх трав; дуже тривала повенність – стояння повеневих вод понад 30 днів. Сприяє заболочуванню території і розвитку болотної рослинності.

Для регулювання повенності необхідно здійснювати обвалювання ділянок, призначених для вирощування сільськогосподарських культур.

Контрольні запитання і завдання

1. Охарактеризуйте особливості умов ґрунтоутворення в заплавах.
2. Розкрийте головні закономірності географії ґрунтів заплави.
3. Які принципи покладено в основу класифікації ґрунтів заплав?
4. Охарактеризуйте морфологічну будову ґрунтів заплави і їхні властивості.
5. Перелічіть способи використання ґрунтів заплав та особливості підвищення їхньої родючості й охорони.

Література

1. Вильямс В. Р. Собр. соч.: в 12 т. / В. Р. Вильямс. – М., 1948–1953.
2. Горін М. О. Заплавне ґрунтоутворення Полісся та Лісостепу України (еволюція, біогеохімія, окультурювання) : автореф. дис. ... д-ра біол. наук / М. О. Горін. – Харків, 2002. – 42 с.
3. Добровольский Г. В. К истории учения о генезисе и классификации аллювиальных почв / Г. В. Добровольский // История и методология естественных наук, вып. XXIV // Почвоведение. – Изд-во Моск. ун-та, 1980. – С. 79–105.
4. Добровольский Г. В. Почвы речных пойм центра Русской равнины / Г. В. Добровольский. – М. : МГУ, 1968.
5. Михайлюк В. І. Ґрунти долин річок північно-західного Причорномор'я: екологія, генеза, систематика, властивості, проблеми використання / В. І. Михайлюк. – Одеса : Астропринт, 2001. – 340 с.
6. Наконечний Ю. І. Заплавне ґрунтоутворення і ґрунти заплави р. Західний Буг: автореф. дис. ... к-та геогр. наук / Ю. І. Наконечний. – Львів, 2010. – 20 с.
7. Полупан М. І. Визначник еколого-генетичного статусу та родючості ґрунтів України / М. І. Полупан, В. Б. Соловей, В. І. Кисіль, В. А. Величко. – К. : Колообіг, 2005. – 304 с.

Розділ 14

ПІСКИ ТА ПІЩАНІ ҐРУНТИ

Піщані масиви є на всіх континентах Земної кулі. Це території з відносно слабовираженими процесами ґрунтотворення.

Піски – це відкриті (ситучі), не закріплені рослинністю або слабозакріплені піщані утворення. Піщані ґрунти (Arenosols) мають стійкий рослинний покрив і чітко виражений генетичний профіль зональних ґрунтів. Характер клімату і рослинного покриву піщаних областей визначається зональними умовами. Найсуворіший клімат у гарячих і сухих континентальних пустелях Азії, Африки й Австралії. Кліматичні умови зони степів більш м'які і сприятливі для процесів ґрунтотворення.

На піщаних масивах сухостепової і напівпустельної зон у випадку глибокого залягання ґрунтових вод рослинний покрив представлений кияком, кумарчиком, вайдою, полином піщаним, джужгуном, тамариксом. У зоні пустель на пісках росте ілак, селін, кумарчик, з деревно-чагарникових порід – саксаул, піщана акація, джужгун, черкез, астрагал тощо.

За умови високого рівня залягання ґрунтових вод на пісках формується розріджений злаково-різнотравний рослинний покрив, а також може бути деревна рослинність.

Рельєф територій розповсюдження пісків складний і різноманітний. Він залежить від потужності піщаної товщі, рослинного покриву, вітрового режиму, тривалості еолової переробки. Внаслідок поєднання цих чинників сформувались різні форми закріплених пісків (гряди, горби, кучові піски та їхні поєднання) і рухомих пісків (бархани і дюни) (фото 65, 66).

Найпоширенішими формами рельєфу пустельної, напівпустельної і сухостепової зон є грядові піски. Вони формуються внаслідок розвіювання у пониженнях і навіювання піску на підвищені ділянки у випадку постійного напрямку вітрів. Гряди мають витягнуту форму, хвилясті гребені



з чергуванням вершин і знижень між ними. Висота гряд коливається від 5–7 до 20–30 м.

Горбисті піски займають значні площі у пустелях, напівпустелях, сухих і чорноземних степах. Вони утворюють підвищення різних форм і конфігурацій, між якими розташовані різної глибини пониження і котловини. Такий тип рельєфу формується у випадку перпендикулярних або різного напрямку вітрів.

Рухомі піски займають менші площі порівняно із закріпленими. Вони розповсюджені плямами в пустелях на площах від декількох до декількох сотень квадратних кілометрів. Їхнє утворення пов'язане з сухістю клімату, сильними вітрами, а також з нераціональним веденням господарства.

Бархани формуються переважно влітку внаслідок накопичення пісків перпендикулярно до напрямку пануючих вітрів. Бархани постійно переміщуються, напрям і швидкість їхнього руху залежить від тривалості і напрямку вітрів, вологості піску і його гранулометричного складу. Бархани мають пологий навітряний схил (5–15°) і крутий підвітряний (28–35°). Пологий схил покритий соловим ряботінням з розташуванням смуг перпендикулярно до напрямку вітру. Смуги утворюються внаслідок перекочування піщинок по поверхні бархана. На увігнутому підвітряному схилі ряботіння немає, оскільки піщинки рівномірно скочуються з гребеня бархана. Краї барханів рухаються попереду центральної частини, яка має форму дуги. Це зумовлено короткими схилами країв і швидшим осипанням піску по краях (фото 66).

У разі скупчення барханів утворюються барханні піски. Вони не мають рослинності. З глибини 20–40 см пісок помітно вологіший. Між барханами трапляються вологіші ділянки, зайняті слабогумусованими пісками.

Піски – геологічне утворення, яке сформувалось внаслідок вивітрювання гірських порід і перевідкладення продуктів вивітрювання водою і вітром. Піски можуть бути елювіальної, делювіальної, морської, озерної, сучасної і древньо-алювіальної, флювіогляціальної та еолової генези.

Перевіяні, перевідкладені та відсортовані піски мають низку особливостей складу і властивостей, які визначають умови росту рослин і напрям та інтенсивність процесів ґрунтотворення.

Піски майже цілковито складаються з мінеральних частинок розміром понад 0,01 мм. Серед гранулометричних фракцій відчутно переважають фракції, розміри яких перевищують 0,05 мм (табл. 14.1).

Найкраще відсортовані еолові та сучасні елювіальні піски, найменше – морські та флювіогляціальні. У пісках інколи трапляється уламковий, галечниковий матеріал.



Таблиця 14.1

Гранулометричний склад пісків

| Генетичний тип піщаних відкладів | Глибина, см | Вміст частинок (%), діаметр частинок (мм) | | | | | |
|----------------------------------|-------------|---|------|-------|----------|------------|--------|
| | | >2 | 2–1 | 1–0,1 | 0,1–0,05 | 0,05–0,001 | <0,001 |
| Флювіогляціальні | 150–190 | 0,47 | 3,86 | 91,52 | 2,15 | 1,50 | 0,50 |
| Древньоалювіальні | 200 | – | 0,25 | 50,69 | 39,66 | 4,46 | 5,19 |
| Еолові | 80 | – | 0,01 | 75,50 | 24,19 | 0,06 | 0,24 |
| Морські | 140 | 2,20 | 5,80 | 32,0 | 48,10 | 11,09 | – |

Мінералогічний склад пісків залежить від властивостей вихідних гірських порід, умов їхнього руйнування, денудації та перевідкладення продуктів руйнування. Серед первинних мінералів переважає кварц. Крім нього є чимало польових шпатів, слюди, рогової обманки, гілсу, вапнякових мінералів тощо. Вторинних мінералів у пісках мало. Внаслідок вивітрювання первинних мінералів змінюється колір піску. Це зумовлено тим, що зменшується вміст темнозабарвлених мінералів (рогових обманок, біотиту) внаслідок їхнього руйнування і збільшується кількість кварцу, а також через забарвлення зерен кварцу в бурий колір гідрооксидом заліза (піски Кизил-Кум, Австралійські пустелі).

Хімічний склад пісків залежить від мінералогічного складу. Піски характеризуються високим вмістом SiO_2 і незначним вмістом феруму, алюмінію, кальцію, магнію.

Піски пустель містять дуже мало гумусу – від 0,05 до 0,5–0,7%, інколи 0,9–1,2%. Відношення $\text{C}_{\text{гк}}:\text{C}_{\text{фк}}$ коливається в межах 0,3–1,2, що залежить від типу рослинності, мінералогічного складу і віку ґрунтів.

Вміст валового азоту, фосфору і калію дуже низький. Ємність катіонного обміну переважно низька – 0,5–2,0 ммоль/100 г ґрунту, хоча інколи може сягати 15 ммоль/100 г ґрунту. Реакція водного розчину пісків напівпустель переважно лужна, пустель – лужна і сильно лужна: рН водне, відповідно, становить 7,5–8,0 і 8,0–10,0. Піски напівпустель містять 1,0–5,0% CaCO_3 , пустель – від 10 до 20%.

Піски напівпустель і пустель містять водорозчинні солі. Найвищий їхній вміст у приморських засолених пісках. Засолення переважно хлоридно-сульфатне або сульфатне.

Піски і сформовані на них ґрунти характеризуються незадовільними фізичними і водно-фізичними властивостями, що зумовлено легким гранулометричним складом. На фізичні властивості ґрунтів впливає їхня рухомість і задернованість.

Щільність твердої фази пісків становить 2,6–2,7 г/см³, а щільність будови – 1,4–1,6 г/см³. Загальна шпаруватість коливається від 32–45% у барханних пісках



до 40–48% у зарослих горбистих пісках. Для пісків характерна висока водо- та повітропроникність і низька вологомісткість. Найменша вологомісткість становить 5–12%, опади не затримуються у верхніх горизонтах, а просочуються глибоко вниз і за відсутності рослинного покриву можуть накопичуватись, утворюючи прісну верховодку. Через низьку водопідйомну здатність, яка не перевищує 70–80 см, втрати вологи на випаровування з глибоких шарів незначні, що сприяє накопиченню в пісках значних запасів вологи. У водному режимі пісків важливе значення має внутрігрунтова конденсація водяної пари.

Вагомий вплив на поживний і водний режими пісків має наявність на певній глибині щільних гумусованих прошарків. Вони сприяють накопиченню вологи, є джерелом поживних елементів для рослин, сприяють розвитку кореневої системи рослин. Найкращі умови водного режиму створюються в міжгорбистих, міжпасмових і міжбарханних пониженнях. Такі місця переважно зайняті рослинністю. На рухомих пісках внаслідок їхнього переміщення рослини можуть видуватись, засипатись піском або пошкоджуватись піщинками.

Грунтотворні процеси на пісках пов'язані з розвитком рослинності, склад якої визначається геолого-геоморфологічними особливостями території, кліматом, глибиною залягання і мінералізацією ґрунтових вод, характером сільськогосподарського використання.

Природне заростання пісків починається з поселення рослин-піонерів (псаммофітів) – піщаного вівса або кияка, кумарчика та інших. Через деякий час поселяють рослин-піонерів другого покоління, які ще більше закріплюють пісок, створюючи умови для інших рослин. Видовий склад рослин-піонерів і рослин-аборигенів визначається зональними особливостями.

Рослинний покрив, що формується на пісках, поступово зменшує їхню рухомість і сприяє початку активного ґрунтотворення, основними рисами якого є збагачення верхнього горизонту гумусом, пілуватими і мулуватими фракціями, поступове збільшення його щільності. У піску відбувається збільшення запасів поживних елементів і ємності вбирання, утворюється примітивна структура, проте помітно погіршуються водні властивості, зокрема зменшується вміст вологи у нижніх горизонтах. Темпи ґрунтотворення на пісках залежать від зональних кліматичних умов, складу піску, рельєфу, гідрогеології тощо.

Піски, на яких поселились вищі рослини, перетворюються в піщані ґрунти. За умови близького до поверхні рівня ґрунтових вод формуються глеюваті і глеюво-підсолені ґрунти, у напівпустелях і пустелях часто засолені.

Піски і піщані ґрунти на різних стадіях заростання рослинністю і розвитку ґрунтотворного процесу поділяють на слабогумусовані (напівзадерновані) і глибокогумусовані (задерновані).

Грунтотворному процесові на пісках властиві деякі риси зональності. На характер ґрунтотворення впливає генеза пісків і їхній мінералогічний склад.



У степовій зоні на еолових пісках під освітленими сосновими борами з середини голоцену формувались дерново-борові ґрунти потужністю 50–100 см. У пізньому голоцені соснові ліси змінились злаково-різнотравною рослинністю, а дерново-борові ґрунти трансформувались у дерново-степові.

Вміст гумусу в дерново-борових і дерново-степових ґрунтах не більший 1%. У складі гумусу переважають фульвокислоти. Реакція ґрунтового розчину кисла, рН водне становить 5,0–6,4.

На кварцово-поліміктових пісках степової зони під сосновими лісами сформувались також дерново-борові зв'язнопіщані ґрунти з вмістом гумусу 0,8–2,5%, азоту – 0,05–0,15%, ємністю вбирання близькою до 5 ммоль/100 г ґрунту і ступенем насичення основами 60–90%. Під степовою рослинністю формуються дерново-степові (чорноземоподібні) ґрунти, часто багатоярусні, з реліктовими ознаками гідроморфізму. Потужність ґрунтового профілю становить 130–180 см.

Гумус рівномірно розподіляється по профілю, його вміст не перевищує 1%. Азоту міститься 0,1–0,14%, рН водне становить 6,7–8,0. Ємність вбирання у гумусовому горизонті дорівнює 3–9 ммоль/100 г ґрунту, а в ілювіальному горизонті супіщаних відмін зростає до 15 ммоль/100 г ґрунту. Ступінь насиченості основами сягає 80–100%.

Ґрунтотворні процеси в зонах напівпустель і пустель відрізняються від зони степів. Тут особливо відчувається вплив генези і складу пісків.

Кварцово-поліміктові піски розповсюджені в напівпустелях і пустелях Середньої Азії (Каракуми, Таукум, Мешем, Муюнкум, Саріесик-Атирау та ін.), Центральної Азії (Такла-Макан, Гобі, Джунгарія), на Іранському нагір'ї (Регістан, Харан), в Індостані (Тар, Тал), в Африці (Наміб, Калахарі). Ці піски утворились з багатих мінералами гірських порід в процесі їхнього руйнування на місці або були принесеними з гір і перевідкладені в плейстоцені.

У зоні напівпустель на кварцово-поліміктових пісках ґрунти розвиваються за типом бурих напівпустельних. Вони формуються під злаково-осоково-чагарниковими рослинними угрупованнями і мають потужність профілю 1–2 м. Реакція ґрунтового розчину піщаних напівпустельних ґрунтів переважно лужна, величина рН водного становить 7,5–8,0. Вміст гумусу низький – 0,3–0,9%. Вміст карбонатів коливається в межах 1–5%.

У піщаних пустелях Середньої Азії (Каракуми, Чильмаметкум, Абакум) під розрідженою рослинністю сформувались своєрідні піщані і зв'язнопіщані пустельні ґрунти, переважно зі слабодиференційованим профілем. Реакція пустельних ґрунтів лужна і сильно лужна: рН водне становить 8–10 і більше. Вміст гумусу дуже низький – 0,1–0,7%. Карбонати становлять 10–20%.

У пустелі Гобі під розрідженою чагарниково-злаковою рослинністю сформувались пустельні ґрунти зі слабодиференційованим профілем, в яких під шаром



пухкого піску (до 20 см) наявна кірка. Горизонт *H* бурий, з червонуватим відтінком, ущільнений. Горизонт *I* червонувато-бурий. Під покривом каллігону мома монгольського, боялигу і полину ксерофітного трапляються сіро-бурі пустельні слабогіпсоносні ґрунти, в яких кірочка і підкірковий горизонт відсутні, проте добре виражений ілювіальний червоно-бурий горизонт потужністю до 30 см.

У пустелях Центральної Азії трапляються примітивні пустельні ґрунти. Тут також багато барханних пісків.

На пісках Тар і Тал в Індостані під багатою рослинністю з псамофільних чагарників і трав сформувались ґрунти, для яких характерна вилугованість верхніх горизонтів і оглиненість сірувато-бурого з коричневим відтінком горизонту *I*. Закипання від HCl спостерігається в нижній частині горизонту *I*. Гумусовий горизонт *H* відносно потужний (до 30 см), сірувато-коричневий з нетривкою го-ріхуватою структурою. Очевидно, ці піщані ґрунти розвивались за типом коричневих вилугованих.

Піски кварцові поширені в пустелях Австралії і Південної Америки. Для них характерний переважно білий, зрідка коричневий колір, кварцові зерна покриті залізистими плівками. На кварцових пісках Південної Америки сформувались ілювіально-гумусові, ілювіально-залізисто-гумусові підзоли, часто з відбіленими глеєво-ілювіальними поверхневими горизонтами і накопиченням залізистих конкрецій у нижніх горизонтах. Горизонт *H₁* цих ґрунтів темно-сірий з білими зернами, пухкий, з корінцями рослин. Горизонт *H₂* (з 5–10 см) сірий, з великою кількістю білих зерен, пухкий. Горизонт *IP* (від 15 до 50–70 см) – сіруватий, з помітним бурим відтінком, зрідка трапляються корінці рослин. Горизонт *P* – сірий чи білий пухкий пісок.

Вміст гумусу в горизонті *H₁* становить 0,5–1,5% і різко зменшується вниз по профілю. Сума вбирних основ низька, у горизонті *H₁* дорівнює 2,0–2,5 ммоль/100 г ґрунту. Реакція ґрунтового розчину кисла: рН водне 4,0–5,9. Ґрунти зайняті лісами й пасовищами.

Піски кварцові карбонатні поширені в Сахарі (Великий Західний Ерг, Великий Східний Ерг, Ігіді, Шеш), в Австралії (Велика Піщана пустеля, пустеля Сімпсон, Велика Пустеля Вікторія). Ґрунтовий покрив на таких пісках через екстремально аридні умови або не сформувався, або представлений примітивними пустельними ґрунтами.

Піски залізисті залишково-латеритні розповсюджені в гумідних умовах серед фералітних ґрунтів Африки, у Південній Америці (тераси Амазонки та її приток) і в Австралії (області центральних пустель). Піщинки цих пісків покриті плівками з глини та оксидів заліза. На них формуються малопотужні ґрунти зі слабовираженим горизонтом *H* темно-бурого або червонуватого кольору.

Нерозчленовані піски (за мінералогічним складом) поширені в деяких регіонах Середньої Азії (Кизилкум, Сундуклі, Заунгузькі піски), на Аравійсько-



му півострові (Руб-ель-Халі, Великий і Малий Нефуд), на Іранському нагір'ї (Деште-Лут). Тут піщані масиви чергуються з виходами гірських порід, останцями, тектонічними западинами, котловинами видування тощо. Для цих регіонів характерні різновікові ґрунти – від молодих піщаних до плейстоценових. Найбільш сформованими є піщані пустельні, зв'язнопіщані і супіщані слабодиференційовані ґрунти. Гумусовий і дернинний горизонти утворюються на певній глибині (з 5–6 см) під шаром навіяного піску. Дернинний горизонт містить нерозкладені корінці рослин (ілаку), його називають корінчикуватим, або горизонтом *H*. Карбонати виділяються у формі розпливчастих (дифузних) плям. Засолення тут відсутнє.

Піски засолені приморські трапляються в аридних умовах на узбережжях морів і океанів – на півдні Аравійського півострова, вздовж узбереж Каспійського і Аральського морів, вздовж північно-східного узбережжя Австралії, у приморській частині пустелі Наміб (Африка). Для приморських територій характерний дюнний рельєф, а в піску трапляються черепашки. На таких пісках сформувався переважно примітивні солончакові й солончакуваті ґрунти, солончаки. Гумусовий горизонт *H* цих ґрунтів має характерний білувато-сірий відтінок через наявність солей.

Піски й піщані ґрунти внаслідок специфічних особливостей, переважно негативного характеру, розташування в аридних зонах, малоприсадибні для сільськогосподарського використання, чим пояснюється незначний відсоток їх у складі сільськогосподарських угідь.

Основний принцип освоєння піщаних масивів – їхнє комплексне використання з урахуванням кліматичних умов і властивостей піщаних утворень конкретної території. Піщані масиви можуть використовуватись як пасовищні угіддя, виноградники й сади, сіножаті, для створення лісових насаджень, вирощування баштанних та інших культур.

У степовій зоні на пісках і піщаних ґрунтах вирощують лісові, плодові, частково інші культури. У зоні пустель серед пустельних автоморфних ґрунтів (сіробурих, такирів, такироподібних) піщані ґрунти характеризуються кращими умовами для розвитку природної рослинності, тому тут значні площі піщаних ґрунтів зайняті природними пасовищами. Проте за фізичними й фізико-хімічними властивостями піщані ґрунти вважають малосприятливими для культурних рослин. Низький вміст гумусу і поживних елементів вимагає внесення великих доз органічних і мінеральних добрив. Неприятливі водно-фізичні властивості піщаних ґрунтів утруднюють проведення зрошувальних меліорацій: поливна вода швидко просочується вниз, тому необхідні часті поливи малими дозами, що ускладнює можливість використання таких ґрунтів під зрошення.

Освоєння та використання пісків і піщаних ґрунтів передбачає здійснення попереджувальних і активних заходів.



Попереджувальні заходи передбачають раціональне використання пасовищ і деревно-чагарникової рослинності, що унеможлиблює розвіювання пісків і перетворення їх у рухомі.

З активних заходів застосовують механічний захист (шити, загорожі тощо), покриття поверхні пісків емульсією латексів, бітумів, інших цементуючих речовин, агролісомеліоративне закріплення пісків рослинністю. На перших етапах закріплення пісків поєднують механічні заходи з агролісомеліоративними.

Для закріплення пісків застосовують рослини-піскозакріплювачі: трав'янисті – піщаний овес, кумарчик, селін, сибірський житняк, соргогумаєвий гібрид та ін.; кущі – кущисті верби (шелюга, джужгун, тамарикс, черкез, піщана акація та ін.; деревні у степовій зоні – сосни звичайна і кримська, дуб, тополя, абрикос, шовковиця біла; у напівпустельній зоні – в'яз дрібнолистий, тополя, абрикос, шовковиця біла. У піщаних пустелях Середньої Азії з деревних порід для закріплення пісків успішно використовують саксаул.

До чинників, що визначають лісорослинні умови території, належать: кліматичні умови, водний режим ґрунтів, рівень ґрунтових вод і їхня мінералізація, рельєф, гумусованість ґрунтів, ступінь заростання пісків. Агролісомеліоративні заходи освоєння й охорони піщаних ґрунтів необхідно базувати на детальних ґрунтових, гідрогеологічних, геоботанічних, агролісомеліоративних дослідженнях. Лише на основі комплексних досліджень кожного району можна спроектувати систему лісових культур, асортимент деревних, чагарникових порід, злаково-різнотравних культур.

Великі площі пустель Азії, Африки, Австралії не використовують у сільському господарстві. Оази в піщаних пустелях використовують для землеробства, садівництва, рекреації і туризму.

Контрольні запитання і завдання

1. Які особливості ґрунтоутворення на пісках у різних природних зонах?
2. Які особливості складу та властивостей піщаних ґрунтів?
3. Охарактеризуйте географію пісків і піщаних ґрунтів.
4. Чим відрізняються умови ґрунтоутворення та властивості піщаних ґрунтів у зонах напівпустель і пустель від зони степів?
5. Як використовують піски та піщані ґрунти?

Література

1. Гаель А. Г. Пески и песчаные почвы / А. Г. Гаель, Л. Ф. Смирнова. – М., 1999.
2. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
3. Почвы Украины и повышение их плодородия. Экология, режимы и процессы, классификация и генетико-производственные аспекты / [под ред. Н. И. Полупана]. – К. : Урожай. 1988. – Т. 1. – 296 с.

ГРУНТИ ГІРСЬКИХ СИСТЕМ

На різних континентах гірські ландшафти займають різні площі. На Азійському континенті гірські ландшафти займають 47% його площі, у Північній Америці – 45%, значно менші площі зайняті горами в Африці (24%), Південній Америці (23%), Європі (20%) і Австралії (9%). В Україні гірські ландшафти займають порівняно незначну площу – близько 5%, представлені Карпатами і Кримськими горами.

Формування та поширення ґрунтів у гірських системах підпорядковується закону вертикальної поясності, встановленому В. В. Докучаєвим. Під вертикальною поясністю розуміють зміну ґрунтів з висотою місцевості над рівнем моря, що пов'язане зі зміною клімату і рослинності. Клімат гірських систем порівняно з рівнинними територіями характеризується нижчими температурами протягом всього року, більшою кількістю опадів, підвищеними вологістю повітря і сонячною радіацією. Зі збільшенням абсолютної висоти зменшується середня температура повітря приблизно на 0,6°C на кожні 100 м. З висотою зменшується також тиск повітря.

Ґрунтоутворення відбувається в умовах розчленованого рельєфу. Рельєф впливає на перерозподіл продуктів вивітрювання і ґрунтоутворення, а також на розвиток срозії. В горах винятково важливий вплив на водний і тепловий режим має експозиція схилів.

Утворення ґрунтів у горах відбувається головно на елювії щільних порід, що спричиняє незначну потужність ґрунтового профілю порівняно з ґрунтами рівнинних територій, високу щебенуватість і дуже погану відсортованість матеріалу, що формує ґрунтову товщу.

Головною рисою рослинності гірських систем є її розподіл по висоті відповідно до системи висотної поясності. Для більшості гірських систем загальною закономірністю висотної поясності є зміна з висотою лісових поясів на пояси



лучних рослинних угруповань – субальпійських і альпійських луків, вище від яких розташований нівальний пояс, де панують скали, осипища, сніжники та льодовики.

Нерівнозначність чинників ґрунотворення у горах є відмінною рисою гірського ґрунотворення порівняно з рівнинними територіями. Процеси денудації, які постійно видаляють верхні шари продуктів вивітрювання і ґрунотворення, спричиняють постійне „омолодження”, створюючи порівняно малий відносний вік гірських ґрунтів і втягуючи в процеси вивітрювання і ґрунотворення все нові горизонти ґрунотворної породи. Так гірські ґрунти постійно збагачуються продуктами вивітрювання і ґрунотворення, в тому числі елементами живлення рослин, а водночас збіднюються ними внаслідок інтенсивного геохімічного відтоку.

Характер вертикальної поясності визначається розташуванням гірської системи у певному широтному біокліматичному поясі. Чергування ґрунтів у системі висотної поясності має свої особливості в різних гірських системах і навіть у різних частинах однієї гірської системи. Розрізняють такі класи поясності: полярний бореальний, суббореальний і субтропічний [В. М. Фрідланд, 1972].

Найбільшим ґрунтово-екологічним біорізноманіття вирізняються найнижчі частини гірських систем. У лісовому поясі гірські буроземи з недиференційованим профілем є головним типом ґрунтів як під листяними, так і під хвойними лісами. Як відзначалося вище, у горах процеси винесення компенсуються надходженням у ґрунт елементів при вивітрюванні щільних порід, що сприяє розвитку буроземоутворення. Отже, буроземи є певною історичною стадією розвитку ґрунтового покриву лісових поясів гірських систем, яка тривалий час підтримується в умовах гірського схилового ґрунотворення. Переважання у верхніх поясах гір гумусних слабодиференційованих ґрунтів під лучною і степовою рослинністю пов'язане з від'ємним балансом гірського ґрунотворення і утворенням гірсько-лучних, гірсько-лучно-степових і гірсько-тундрових ґрунтів.

Гірсько-тундрові ґрунти (*Histic Leptosols*) формуються в субнівальному поясі. Характерними особливостями умов їхнього формування є переважання низьких температур, нетривалий безморозний і вегетаційний періоди, у рослинному покриві переважають мохи і лишайники. Ґрунтовий профіль має невелику потужність, не більше 50–60 см. Ґрунти мають кислу реакцію і слабо насичені основами. У складі гумусу переважають фульвокислоти.

Гірсько-лучні ґрунти (*Umbrisols*) формуються на вилугованих продуктах вивітрювання щільних порід, займаючи вершини і верхні частини схилів хребтів і гір різних експозицій. Особливості гірсько-лучної зони і гірсько-лучних буроземних ґрунтів охарактеризовано професором І. М. Гоголевим. Гірсько-лучна зона Українських Карпат розташована в середньому вище 1450 м над рівнем моря. Вершини гір і хребтів часто бронюються дуже щільними, стійкими ша-



рами піщаного флішу. Тому рельєф тут спокійніший, часто трапляються майже рівнинні простори, зайняті гірськими луками, складеними головно біловусом, щавлем кінським, великою кількістю ягідних чагарничків (чорниці та брусниці). Цей безлісий гірський пояс називають у Карпатах полонинами (фото 67).

У профілі *гірсько-лучних буроземних ґрунтів* (*Umbric Cambisols*) виділяють такі горизонти.

Od – 0–4(8) см – сторф'яніла темно-сіра дернина з коричневим або темно-бурим відтінком, густо пронизана корінням рослин.

H – 4(8)–20(25) см – гумусовий горизонт, темно-сірого забарвлення, грудкувато-зернистої структури, багато уламків сильновивітрілих корінних порід і напіврозкладених рослинних залишків.

HP – 20(25)–40(45) см – верхній перехідний горизонт, бурий, пухкий, дрібногоріхувато-зернистої структури, уламки слабовивітрілої породи.

Ph – 40(45)–55(65) см – нижній перехідний горизонт, світло-бурий, донизу з оливковим відтінком породи, майже повністю складений із вивітрілих уламків породи, між якими міститься дрібнозем. Часто видно сліди оглеєння у вигляді сизих та іржавих плям. Донизу переходить у корінну породу (фото 68).

Дослідження валового хімічного складу засвідчили, що в гірсько-лучно-буроземних ґрунтах, як і в буроземах, відбувається винесення оксидів R_2O_3 із верхньої частини профілю, внаслідок чого молекулярне відношення $SiO_2:Fe_2O_3$ розширюється від 4,4 до 5,8 у материнській породі до 8,6–6,3 в горизонті *H*.

Тривалий розвиток цих ґрунтів під пологом лучної рослинності суттєво вплинув на гумусний стан – ґрунти багаті гумусом і напіврозкладеними рослинними залишками. Загальний вміст гумусу в горизонті *H* становить від 10 до 15%. У складі гумусу переважають фульвокислоти. Гірсько-лучні буроземні ґрунти належать до сильноокислих і ненасичених основами. Кислотність цих ґрунтів зумовлена високим вмістом рухомого алюмінію, хоча переважаючу роль в обмінній кислотності відіграє гідроген. Дуже велика гідролітична кислотність – 4,3–9,1 ммоль на 100 г ґрунту, що спричиняє необхідність її нейтралізації шляхом вапнування.

Відмінності у властивостях гірсько-лучних ґрунтів, пов'язані з біокліматичними особливостями альпійських і субальпійських поясів, спричиняють їхній поділ на *гірсько-лучні альпійські та гірсько-лучні субальпійські*.

Альпійські гірсько-лучні ґрунти мають у профілі своєрідний сухоторф'яний горизонт, більш кислу реакцію ґрунтового розчину, меншу ємність катіонного обміну і меншу насиченість основами.

Субальпійські гірсько-лучні ґрунти характеризуються відсутністю сухоторф'яного горизонту, більшою потужністю гумусового профілю, меншою кислотністю, дещо вищою ємністю катіонного обміну і більшою насиченістю основами.



У більш засушливому лучно-степовому поясі гір на менше вилугованих ґрунтоутворних породах в умовах промивного водного режиму формуються *гірські лучно-степові ґрунти*. Вони характеризуються забарвленням переважно сірих відтінків, грудкувато-зернистою структурою, наявністю у профілі копролітів. Виділяють такі горизонти у профілі гірських лучно-степових ґрунтів: *Н_д* – дерновий горизонт, потужністю 5–10 см, гумусовий горизонт *Н* потужністю близько 5 см, сірувато-бурого забарвлення, грудкувато-зернистої структури, з кам'янистими включеннями; перехідний горизонт *Н_р* має потужність 15–20 см, світліший від гумусового горизонту, грудкуватої структури, збільшується вміст кам'янистих включень; материнська порода *Р* – елювій, делювій, елювій-делювій корінних порід.

Гірські лучно-степові ґрунти містять у гумусовому горизонті до 10% гумусу з переважанням у його складі частки гумінових кислот, величина рН 5,5–7,2, кислотність зумовлена як гідрогеном, так і алюмінієм, висока ємність катіонного обміну – 30–35 ммоль на 100 г ґрунту, насичені, а інколи й повно насичені, основами.

Лучно-стєпова рослинність характерна для Кримських гір, де вона приурочена до платоподібних вершин з максимальною висотою 1545 м. Це так звані яйли (літні пасовища), де розвиваються типові лучно-стєпові мезофіти – лядвенець рогатий, конюшина гірська, тонконіг тощо. Тут сформувалися *чорноземоподібні гірсько-лучні ґрунти*. Вони мають темно-сіре забарвлення з коричнюватим відтінком, містять значну кількість гуматно-фульватного гумусу (від 7–8% у горизонті *Н* до 14% в дерново-гумусовому), слабо ненасичені основами, мають високий вміст вільних оксидів заліза і обмінного калію при дефіциті рухомих фосфатів.

Гірські ґрунти переважно зайняті високопродуктивними пасовищами, а на деяких вирощують різні культури. Значна частина території гірських систем зайнята лісом. Найінтенсивніше використовують у землеробстві гірсько-бурі лісові, гірсько-коричневі, чорноземоподібні гірсько-лучні, гірські лучно-стєпові, а також гірські напівпустельні та пустельні, зокрема в умовах зрошення.

Обмежене використання багатьох гірських ґрунтів у землеробстві зумовлене також і значною водною ерозією, через що необхідне застосування протиерозійних заходів. На крутих схилах застосовують терасування, зокрема для вирощування цитрусових, плодкових культур, винограду тощо. Тисячоліттями створювали тераси рисових полів на схилах гір Південного Китаю, які у зразковому порядку функціонують і сьогодні. Терасові комплекси поширені в горах Центральної, Південної та Східної Європи.

Неодмінною умовою використання гірських ґрунтів є проведення відповідних протиерозійних заходів. Важлива роль у запобіганні розвиткові ерозійних



процесів належить лісам, які виконують ґрунтозахисну функцію регуляторів стоку.

У випадку використання гірських ґрунтів у землеробстві необхідне проведення протиерозійних заходів. На схилах крутизною не більше 10–12° можливе вирощування багаторічних кормових культур, рідше зернових. У цьому випадку необхідне проведення протиерозійних заходів і відповідних сівозмін.

Гірське землеробство набагато складніше механізувати порівняно з землеробством рівнинних територій. Необхідне застосування спеціальних тракторів, ґрунтообробних знарядь, які можуть працювати на схилах з кам'янистими ґрунтами, спеціальних комбайнів та іншої техніки. Енергозабезпеченість гірського землеробства нижча в 2,5–3 рази. Отож у горах, зокрема на крутих схилах, субтропічної і тропічної зони вирощують головню цінні високорентабельні культури: цитрусові, ефіроолійні, лавр, чай, виноград.

Високогірні луки і стени є добрими пасовищними і сінокісними угіддями. Необхідною умовою їхнього раціонального використання є нормування випасу, щоб не допустити перевантаження пасовищ. Непомірне випасання, окрім порушення ґрунтового покриву і провокування ерозійних процесів, призводить насамперед до зниження продуктивності пасовищ, зміни в негативний бік видового складу рослинних угруповань, зниження кормової цінності угідь. Багато гірських пасовищ, зокрема вже порушених випасом, потребують покращення. Для цього необхідно вносити мінеральні органічні добрива, підсівати трави. У випадку корінного покращення пасовищ повністю змінюється видовий склад рослинного покриву і покращуються властивості ґрунтів, при цьому застосовують спеціальні системи обробітку ґрунту, вносять добрива за раніше складеними картографіями, підбирають компоненти травостану.

Контрольні запитання і завдання

1. У чому полягає суть закону вертикальної поясності ґрунтів?
2. Як змінюються чинники ґрунтоутворення в горах?
3. Якими особливостями характеризуються гірсько-тундрові ґрунти?
4. Охарактеризуйте умови ґрунтоутворення і властивості гірсько-лучних ґрунтів.
5. Які заходи раціонального використання та охорони ґрунтів застосовують у горах?
6. У чому полягає генетична природа буроземів у гірських системах?

Література

1. Андрущенко Г. О. Ґрунти Західних областей УРСР / Г. О. Андрущенко. – Львів–Дубляни, 1970. – Ч. 2. – 114 с.



2. Владыченский А. С. Особенности горного почвообразования / А. С. Владыченский. – М. : Наука, 1998. – 191 с.
3. Войтків П. С. Буроземи пралісів Українських Карпат / П. С. Войтків, С. П. Позняк. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. – 244 с.
4. Гоголев И. Н. Путеводитель экскурсии Всесоюзного совещания по генезису, классификации и сельскохозяйственной типологии почв Советских Карпат и прилегающих территорий / И. Н. Гоголев. – Львов, 1963. – 64 с.
5. Голубец М. А. Ельники Украинских Карпат / М. А. Голубец. – К. : Наукова думка, 1978. – 264 с.
6. Докучаев В. В. К учению о зонах природы / В. В. Докучаев // Изб. соч. – М., 1949. – Т. 3. – С. 317–329.
7. Зонн С. В. Горно-лесные почвы Северо-Западного Кавказа / С. В. Зонн. – М.–Л. : Изд-во АН СССР, 1950. – 333 с.
8. Канивец В. И. Буроземообразование в лесных почвах Украинских Карпат / В. И. Канивец // Почвоведение. – М., 1991. – № 4. – С. 19–28.
9. Карпачевский Л. О. Лес и лесные почвы / Л. О. Карпачевский. – М., 1981.
10. Позняк С. П. Кислотно-основная буферность буроземов Украинских Карпат / С. П. Позняк, М. З. Гамкало // Почвоведение. – М., 2001. – № 6. – С. 660–669.
11. Природа Карпатського національного парку / [С. М. Стойко, Л. У. Мілкіна та ін.]. – К. : Наукова думка, 1993. – 212 с.
12. Ромашкевич А. И. Горное почвообразование и геоморфологические процессы / А. И. Ромашкевич. – М. : Наука, 1988. – 150 с.
13. Руднева Б. Н. Почвенный покров Закарпатской области / Б. Н. Руднева. – М. : Изд-во АН СССР, 1960. – 226 с.
14. Топольный Ф. Ф. Буроземы Украинских Карпат: особенности генезиса, кислотности и химической мелиорации : дис. ... д-ра биол. наук / Ф. Ф. Топольный. – Харьков, 1991. – 290 с.
15. Урушадзе Т. Ф. Почвы горных лесов Грузии / Т. Ф. Урушадзе. – Тбилиси : Меуниереба, 1987. – 243 с.
16. Фридланд В. М. Структура почвенного покрова / В. М. Фридланд. – М. : Мысль, 1972. – 423 с.

ВУЛКАНІЧНІ ҐРУНТИ

Вулканічні ґрунти (*Andosols*), або андосолі (з япон. *ando* – темний), сформувалися на світлих продуктах виверження вулканів. На земній поверхні виокремлюють декілька вулканічних зон і підзон: Тихоокеанську, Середземноморську, Індонезійську, Атлантичну, Індоокеанську. В Україні вулканічними є пагорби Закарпаття (Вулканічні Карпати) та масив Кара-Даг у Кримських горах.

Вулканічні ґрунти формуються на вулканічних лавах, туфах, попелі та інших пірокластичних породах, які надходять у рідкому, твердому та газоподібному станах. Рідкі продукти представлені різними лавами. Тверді продукти викидаються у величезних кількостях разом з лавою. Надходячи на поверхню, вони утворюють уламкові породи (попіл, туфи, туфіти). Пірокластичні відклади, перенесені на різні віддалі, мають неоднакові властивості, що зумовлено величиною частинок: вулканічний попіл (розмір частинок до 1 мм), вулканічний пісок (від 1 мм до розмірів горошини), вулканічні камінчики (лапілі), вулканічні бомби і вулканічні глиби. Вирізняють три зони формування сучасних пірокластичних матеріалів: інтенсивного, помірного та послабленого викидання, які визначають генетичні особливості та властивості ґрунтів, що тут формуються. У зоні інтенсивного випадання попелу формуються винятково специфічні вулканічні ґрунти; у зоні помірного випадання попелу гіпергенез і ґрунтоутворення майже еквівалентні, отож поруч з вулканічними ґрунтами формуються і невулканічні гірські ґрунти. У зоні послабленого випадання попелу формуються невулканічні ґрунти, які мають деякі риси вулканічних.

Вулканізм суттєво впливає на ґрунтоутворення, що спричиняє полігенетичність вулканічних ґрунтів. У їхньому профілі наявні реліктові ознаки, поховані горизонти, інколи поховані профілі. Найбільше змінені процесами ґрунтоутворен-



ня і вивітрювання горизонти розташовані внизу, а наймолодші, найменш вивітрілі, які постійно „омолоджуються” при випаданні попелу – у верхній частині.

Залежно від віку профіль вулканічних ґрунтів має будову *H-P* або *H-Hpt-P*, а потужність його часто перевищує 1 м. Гумусовий горизонт має сіре, темно-сіре, інколи чорне забарвлення. Метаморфічний горизонт яскраво-червонуватого, жовтого або оранжевого забарвлення. У профілі можуть проявлятися ознаки опідзолювання, оглеєння.

Вулканічні ґрунти слабо оструктурені, структурні окремоті нестійкі, проте добре виражена мікроструктура. Ґрунтова маса пухка, розсипчаста, щільність дуже мала (0,6–0,8 г/см³), висока водопроникність.

Вулканічні ґрунти, які розвиваються на туфах і застиглих лавах, мають свої особливості, визначені характером цих порід. Ґрунти, що формуються на туфах, мають малу потужність профілю, а на застиглих лавах потужність профілю ще менша, їхньою характерною особливістю є висока скелетність.

У гумідних областях вулканічні ґрунти мають слабокислу реакцію (рН 5,5–6,5), ємність вбирання від 15 до 50 ммоль на 100 г ґрунту в гумусовому горизонті. Насиченість основами у верхніх горизонтах становить 30–60%, а в їхньому складі переважає кальцій і дещо менша частка магнію (табл. 16.1).

Таблиця 16.1

Фізико-хімічні властивості вохристого вулканічного ґрунту на південних відрогах Середнього хребта Камчатки (Ґрунти Камчатки, 2009)

| Горизонт | Глибина відбору, см | рН водне | Гумус, % | Гідролітична кислотність | Сума вбирних основ | Ступінь насичення основами, % |
|---|---------------------|----------|----------|-------------------------------------|--------------------|-------------------------------|
| | | | | ммоль/100 г абсолютно сухого ґрунту | | |
| HT | 0–5 | 5,93 | 23* | 21,7 | 16,7 | 43,5 |
| P ₁ (попіл 1480 ¹⁴ C років) | 10–16 | 5,58 | 1,3 | 5,9 | 1,3 | 18,5 |
| P ₂ (попіл 1800 ¹⁴ C років) | 27–30 | 5,77 | 2,0 | 7,1 | 1,2 | 14,5 |
| H | 33–40 | 5,78 | 4,4 | 8,7 | 1,2 | 12,1 |
| H _{вохр.} | 40–45 | 5,76 | 7,8 | 9,2 | 1,6 | 14,8 |
| P ₃ (попіл 6000 ¹⁴ C років) | 60–63 | 5,84 | 7,1 | 8,8 | 1,4 | 13,7 |
| H | 63–66 | 5,73 | 5,7 | 8,1 | 1,2 | 12,9 |
| [H]I _{вохр.} | 68–73 | 5,76 | 9,6 | 12,6 | 2,6 | 17,1 |

* – втрати при прожарюванні

У мінералогічному складі переважають алофани і гідроксиди алюмінію. Вміст гумусу сягає 15–20%, зрідка зменшується до 10%. У складі гу-



муму переважають гумінові та фульвокислоти, зв'язані з рухомими півтора-оксидами.

Вулканічні ґрунти поділяють на підтипи, які утворюють сволуційний ряд від слабдорозвинених до цілком зрілих: склоподібні андосоли мають грубий грансклад з переважанням невивітрілих уламків вулканічних порід; світлі андосоли мають слабдорозвинений профіль з низьким вмістом гумусу, наявністю горизонту *Hрт* з метаморфізованим оглинюванням, низьким насиченням основами (< 50%); гумусні андосоли мають ознаки інтенсивного гумусоутворення за такої самої низької насиченості основами (< 50%); молеві андосоли мають добре розвинутий гумусовий профіль значної товщини (іноді понад 1 м), темно-сірого кольору завдяки високому вмісту гумусу, зернистої чи грудкуватої структури, з насиченістю основами > 50% (фото 69).

Використання вулканічних ґрунтів різноманітне, оскільки вони поширені в різних біокліматичних умовах. Вулканічні ґрунти гумідного клімату швидко втрачають свою природну родючість, тому для підвищення їхньої продуктивності застосовують вапнування, внесення мінеральних добрив. Вулканічні ґрунти значною мірою піддаються водній ерозії, отож у випадку використання їх у землеробстві необхідно передбачити систему протиерозійних заходів. У більшості районів світу ці ґрунти використовують для створення багаторічних плантаційних насаджень, які не потребують обробітку ґрунту. У тропічних саванах їх використовують переважно як пасовищні землі, а в субтропіках значна частина вулканічних ґрунтів зайнята продуктивними лісами.

Контрольні запитання і завдання

1. *Охарактеризуйте умови формування вулканічних ґрунтів.*
2. *Які вулканічні зони та підзони виокремлюють на земній поверхні?*
3. *Яку морфологічну будову мають вулканічні ґрунти?*
4. *Якими властивостями характеризуються вулканічні ґрунти?*
5. *Як класифікують вулканічні ґрунти?*
6. *У чому полягають заходи раціонального використання вулканічних ґрунтів?*
7. *Де в Україні поширені вулканічні ґрунти?*
8. *На яких породах формуються вулканічні ґрунти?*
9. *Який вміст гумусу у вулканічних ґрунтах?*
10. *Як використовуються вулканічні ґрунти в різних біокліматичних умовах?*
11. *Як впливає вулканізм на процес ґрунтоутворення?*



Література

1. Геннадиев А. Н. Экзотемпературные и эндотемпературные почвы Исландии / А. Н. Геннадиев, А. Р. Гептнер, А. П. Жидков, С. С. Чернянский // Почвоведение. – М., 2007. – № 6. – С. 661–675.
2. Глазовская М. А. Почвы мира / М. А. Глазовская. – М. : Изд-во МГУ, 1972. – Т. II. – 429 с.
3. Зонн С. В. Лесные почвы Камчатки / С. В. Зонн, Л. О. Карпачевский, В. В. Стефин. – М. : Изд-во АН СССР, 1963. – 324 с.
4. Карпачевский Л. О. Почвы Камчатки / Л. О. Карпачевский, И. О. Алябина, Л. В. Захарихина и др. – М. : ГЕОС, 2009. – 224 с.
5. Ковда В. А. Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса / В. А. Ковда. – М. : Наука, 1973. – Кн. 2. – 468 с.
6. Ливеровский Ю. А. О вулканических пепловых почвах Камчатки / Ю. А. Ливеровский // Почвоведение. – М., 1971. – № 6. – С. 3–11.
7. Почвоведение. Типы почв, их география и использование / [под ред. В. А. Ковды, Б. Г. Розанова] / [Л. Г. Богатырев, В. Д. Васильевская, А. С. Владыченский и др.]. – М. : Высш. шк., 1988. – Ч. 2. – 368 с.
8. Руднева Б. Н. Почвенный покров Закарпатской области / Б. Н. Руднева. – М. : Изд-во АН СССР. 1960. – 226 с.
9. Соколов И. А. Вулканизм и почвообразование / И. А. Соколов. – М. : Наука, 1973.

АНТРОПОГЕННІ ҐРУНТИ

Майже всі ґрунти Землі більше чи менше зазнають антропогенного впливу: від мінімального, пов'язаного з „парниковими” газами в атмосфері (умовно природні ґрунти), до майже цілковитого знищення в ході добування корисних копалин чи на будівельних об'єктах. До небагатьох винятків належать ґрунти, що не зазнали на собі явного прямого чи побічного антропогенного впливу: це ґрунти заповідників, де строго дотримуються природоохоронних заходів. Як приклад природних, „абсолютно чистих”, або власне природних, ґрунтів наводять ґрунти африканських дощових лісів, які охороняються релігійними культовими правилами і є недоступними навіть для малочисленних племен, які населяють прилеглі території.

Ґрунти, в яких результати діяльності людини виявляються морфологічно або аналітично в окремих властивостях ґрунтів чи їхніх поєднаннях аж до формування нового горизонту, називають антропогенно-зміненими (трансформованими, модифікованими).

Термін *антропогенні ґрунти* (*Anthrosols*) і його зарубіжний аналог „*антросолі*” передбачений для ґрунтів, які зазнали сильного впливу, внаслідок чого сформувався новий генетичний профіль. Прикладом антропогенних ґрунтів – антросолей – є штучні ґрунти.

За морфологічними ознаками, насамперед за набором генетичних горизонтів, можна виділити декілька груп ґрунтів, змінених чи створених людиною. На рисунку 17.1 наведено генетичний ряд – континуум природних і антропогенних ґрунтів.

Якщо класифікувати ґрунти відповідно до видів діяльності людини, то можна їх згрупувати так:

- техногенні (пов'язані з добуванням і переробленням корисних копалин, промисловістю, транспортом тощо);

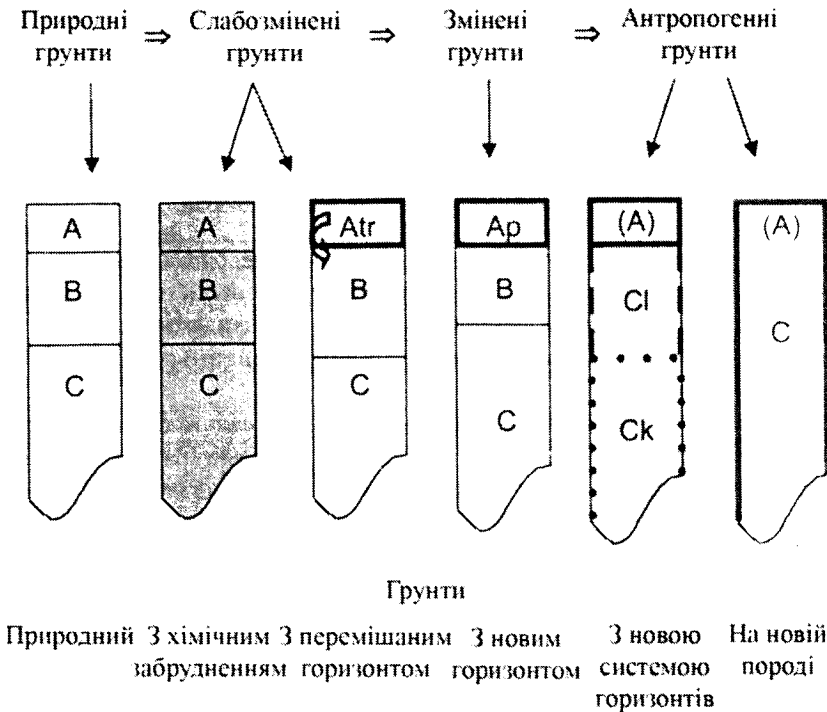


Рис. 17.1. Генетичний ряд ґрунтів з різним ступенем антропогенних трансформацій (за М. І. Герасимовою та ін., 2003)

– агрогенні (землеробські);

– урбогенні (пов'язані з впливом міського середовища).

Якщо відкладений субстрат не перетворений ґрунтоутворенням унаслідок малої тривалості або він обмежений для біоти (токсичність, грубий гранулометричний склад тощо), то його не можна вважати ґрунтом, а слід класифікувати як *техногенно-поверхнєве утворення* (ТПУ).

17.1. Географія антропогенно-змінених ґрунтів

Найпоширенішими ґрунтами серед тих, які піддалися впливу людини, є антропогенно-зміннені ґрунти зі слабким проявом цього впливу. Такі ґрунти займають понад половину площі суші. Частка власне антропогенних ґрунтів становить всього 2–3%.

Загальна картина земельного фонду світу і розміри ареалів антропогенно-змінених ґрунтів змінюються з року в рік. Згідно з опублікованими даними ЮНЕСКО на 1995 рік, площа земель, що обробляються, і багаторічних насаджень



становила 11,3% від загальної площі суші, або 1476 млн га. Землі під лісом займають 3861 млн га, що становить приблизно 30% від загальної площі (табл. 17.1).

Таблиця 17.1

Структура земельного фонду світу, % (за даними ФАО на 1995 р.)*

| Макрорегіони | Сільськогосподарські землі | | | Лісові землі | Інші землі |
|-------------------------------|----------------------------|--------------|-----------------|--------------|------------|
| | Всього | у тому числі | | | |
| | | орні | луки і пасовища | | |
| Росія | 12,6 | 7,6 | 5,0 | 45,5 | 41,9 |
| Зарубіжна Європа | 47,4 | 29,9 | 14,6 | 27,7 | 24,9 |
| Зарубіжна Азія | 49,2 | 15,2 | 32,4 | 18,2 | 32,6 |
| Африка | 36,9 | 5,9 | 30,4 | 23,0 | 40,1 |
| Північна і Центральна Америка | 29,9 | 12,6 | 16,9 | 33,2 | 36,9 |
| Південна Америка | 35,2 | 5,7 | 28,3 | 47,1 | 17,7 |
| Австралія і Океанія | 56,9 | 5,9 | 50,6 | 18,5 | 24,6 |
| Світ загалом | 37,1 | 10,4 | 25,8 | 29,6 | 33,3 |

*FAO Production Yearbook, 1995 – FAO, Rome, 1996

Орний фонд світу має такий склад: сучасне землеробство зосереджене на 7% тропічних ґрунтів, 17% субтропічних ґрунтів, 21% суббореальних ґрунтів і 5% бореальних. З іншого боку, 51% ґрунтів достатньо забезпечені вологою або перезволожені, 25% перебувають у посушливих умовах, а 24% – у пустелях і напівпустелях.

Найбільш урбанізованими регіонами є Північна і Західна Європа, де рівень міського населення перевищує 80%. Південна Європа урбанізована на 66%. Східна Європа і країни пострадянського простору – на 63–66%. Найвищий відсоток міських земель від площі країни у Бельгії – 28%, Великобританії – 12%, Німеччині – 11%. Серед країн СНД населені пункти займають найбільші площі в більш сільськогосподарсько розвинутих країнах – в Україні (8,95%, у т.ч. сільські населені пункти – 6,3%) і Молдові (8,29%, у т.ч. сільські – 7,35%), найменші – в Туркменії (0,22%).

17.2. Види антропогенних впливів

Різноманітність видів впливу людини на ґрунти пояснює наявність різних принципів групування антропогенно-змінених ґрунтів, на це впливає також наявність різних цілей у групуванні – як наукових, так і прикладних (табл. 17.2).



Види антропогенних впливів на ґрунти

| Впливи, критерії виділення | Приклади |
|---|--|
| <i>За характером діяльності</i> | |
| Спеціалізація діяльності | Добування корисних копалин, землеробство, озеленення в містах |
| Співвідношення з природними процесами і явищами | Природоподібні – сторонні |
| Тривалість | Довготривалі, тимчасові, одноактні, циклічні, постійні |
| Інтенсивність | Слабкі, помірні, сильні |
| <i>За зміною чинників щодо ґрунтів (прямі, побічні)</i> | |
| Зворотність, стійкість | Зворотні – незворотні, стійкі – ефемерні |
| Сумісність | Сумісні – несподрувані |
| Реакція-відповідь природного тіла | Різні антропогенно-змінені й антропогенні ґрунти |
| <i>За результатами впливів</i> | |
| Якість отриманого результату | Позитивні: окультурення, реплантація, санація Негативні: деградація, вторинне засолення |

За характером діяльності людини впливи відрізняються кількістю зусиль і досконалістю технологій, які застосовують.

Вид господарської діяльності визначає головний напрям зміни ґрунтів, що має значення для діагностики ґрунтів і розробки субстантивно-генетичних класифікацій. Групування ґрунтів за видами їхнього використання широко застосовують для вирішення прикладних завдань, а також у картографуванні, а саме: види впливів, аналогічні природним процесам і явищам; тривалість господарської діяльності; інтенсивність господарської діяльності; групи впливу залежно від стосунку до ґрунту, які поділяються на прямі і побічні, зворотні (незворотні) і стійкі, сумісні або несумісні з природними процесами; характер реакцій-відповідей ґрунтів.

Загалом поділ антропогенних впливів на позитивні та негативні є потрібним для практичних потреб людини. Негативні й позитивні впливи зазвичай поділяють за конкретними результатами: забруднення, ерозія, вторинне засолення, і навпаки – окультурення, санація тощо. Якісний оціночний підхід до ґрунтів підводить до думки про впливи, які можуть покращувати ґрунт або руйнувати його. Відповідно, у ґрунтах можуть відбуватися різноспрямовані процеси – проградація і деградація.



17.3. Принципи класифікації антропогенно-змінених і антропогенних ґрунтів

З накопиченням знань про ґрунти, що перебувають у сільськогосподарському обробітку, виникла необхідність відобразити їхні особливості в класифікаціях. Зокрема, у „Класифікації ґрунтів СРСР” (1977) введено агрокультурні підтипи (освоєні, окультурені різного ступеня). У профілі ґрунтів, які використовуються в землеробстві, виділяють орний горизонт ($H_{\text{орн}}$).

Наприкінці ХХ – на початку ХХІ століття, коли антропогенно-зміненим ґрунтам почали надавати великого значення, у ряді класифікаційних систем було виокремлено ґрунти тільки зі значними змінами морфологічних властивостей. Значну частину ґрунтів, які зазнали прямого чи опосередкованого впливу людини, спеціалісти різних країн зачисляють до природних. У деяких класифікаціях на рівні вищих таксономічних одиниць вирізняють окрему групу *Антросолі* (або *Антросолі*) для сильнозмінених ґрунтів.

У „Системі ФАО”, відомій спочатку як „Легенда до Ґрунтової карти світу” (*Legend to the Soil Map of the World, FAO/UNESCO*), одразу було розрізнено *Антросолі* на найвищому рівні. Серед антросолей виділяють:

- агрикові* – з глибокою оранкою і з фрагментами діагностичних горизонтів;
- кумуликові* – з акумуляцією переважно мінерального матеріалу на поверхні в результаті тривалого зрошення або внесення ґрунтового матеріалу;
- фимикові* – у випадку внесення органічного субстрату;
- урбікові* – як самостійна ґрунтова одиниця у містах, на будівельних і гірничодобувних підприємствах.

В останньому варіанті Міжнародної класифікації *WRB* під *антросолями* розуміють лише ґрунти, сильно трансформовані або створені в результаті сільськогосподарських заходів; їх діагностують за одним з антропогенних горизонтів.

Антропогенні діагностичні горизонти мають потужність понад 50 см і їх поділяють на:

- хортиковий (hortic)* – садовий, глибокої культивуації;
 - ірагриковий (irragric)* – іригаційний орний;
 - теріковий (terrlic)* – привнесений мінеральний або компостний;
 - плагиковий (plaggic)* – піщано-грубоорганічний (ґрунти „плагген”);
 - антраквиківий (anthraquic)* і підстеляючий його *гідрагриковий (hydragric)*,
- які виникають під час вирощування рису в умовах періодичного затоплення.

Усі перелічені діагностичні горизонти називають *антропопедогенними*, вони утворюються в результаті різних видів агрикультурної діяльності людини – глибокого обробітку, внесення великих доз добрив (передусім органічних), додавання сторонніх органічних і мінеральних субстратів, іригації, вирощування рису тощо. Відповідно до наявності того чи іншого діагностичного горизонту, який



служує кваліфікатором (критерієм) для певного таксономічного рівня, виокремлено 5 підгруп *антросолей*, які зберігають назви цих горизонтів.

Техногенні і міські ґрунти на пухких породах входять, згідно з *WRB*, до групи слабозвинутих літогенних ґрунтів – *регосолей* (*Regosols*), включно зі слабозвинутими ґрунтами як на природних, так і на антропогенних субстратах. Серед описаних у класифікації типів діагностичних матеріалів, тобто материнських порід, на яких можуть утворюватися регосоли (наприклад, сульфідний, алювіальний, кальцієвий), наявні „антропогеоморфні ґрунтові матеріали”:

урбик (*urbic*) – міські;

гарбик (*garbic*) – побутове сміття;

сполік (*spolic*) – відходи промислових і гірничодобувних підприємств;

редуктик (*reductic*) – з наявністю відновлювальних процесів;

аґрик (*agric*) – землеробські.

У „Класифікації ґрунтів Росії” 1997 року зроблено спробу відобразити всю різноманітність антропогенних і антропогенно-змінених ґрунтів у єдиній класифікаційній системі. Цьому сприяв субстантивно-генетичний характер класифікації, побудований на основі морфологічної діагностики ґрунтового профілю як системи діагностичних горизонтів.

У „Класифікації...” (1997) як самостійні типи виокремлено ґрунти, які сформувалися під впливом діяльності людини і мають серед горизонтів профілю антропогенно-перетворені (названі типодіагностичними). Наприклад, тип природних дерново-підзолистих ґрунтів діагностується за таким спектром горизонтів: гумусово-акумулятивний – елювіальний – текстурний – материнська порода, а тип агродерново-підзолистих має замість природного гумусово-акумулятивного відповідний орний зі збереженням решти горизонтів.

У спеціальному розділі представлено систему *нетрунтових техногенних поверхневих утворень* (ТПУ), до яких зачисляють міські ґрунти – *урбаноземі* і сконструйовані при різних видах рекультивациі земель *техноземі*. ТПУ – це ґрунтоподібні тіла (квазіземі) і ґрунти-фабрикати.

Усі ґрунти можна уявити у вигляді єдиного ряду – континуума, де властивості ґрунтів постійно змінюються залежно від ступеня, інтенсивності й характеру антропогенного навантаження.

Доцільно згрупувати ґрунти за принципом від „слабких впливів” до „сильних” і водночас виокремити *дві великі смислові спільності*: *трунти, змінені сільськогосподарською діяльністю людини, і трунти техногенні*, які включають трансформовані ґрунти міст і територій добування корисних копалин.

До *першої спільності* зачислено ґрунти, які зазнають впливу сільськогосподарської і частково лісогосподарської діяльності. За „Класифікацією...” (1997), такі ґрунти вважають агроґрунтом (аґропідзолистий, аґросірий, аґрочорнозем), якщо під орним горизонтом зберігаються які-небудь горизонти верхньої частини



профілю. Коли будь-який орний горизонт підстеляється діагностичним середнім горизонтом (текстурним, солонцевим, акумулятивно-карбонатним) чи породою, то ґрунт класифікують як агрозем з відповідним доповненням (текстурний, солонцевий, акумулятивно-карбонатний, власне агрозем).

Спільноту сільськогосподарських ґрунтів завершують такі штучні ґрунти, як плагени, рисові, хейлуту тощо.

Другу велику спільноту утворюють техногенні ґрунти. Вони сформовані з природних або створені штучно і є найскладнішими для класифікаційного поділу через різноманіття і малу вивченість. Спільноту техногенних ґрунтів розглядають за групами чинників впливу – добування корисних копалин і міське середовище.

У випадку техногенних ґрунтів рід антропогенно-змінених ґрунтів розширюється не тільки за рахунок різних ґрунтів з механічними порушеннями, але й хімічно-перетвореними ґрунтами – *хемоземами*, а також штучними ґрунтоподібними утвореннями – *техноземами*. Початкова стадія ґрунтоутворення після повного порушення ґрунтового покриву у випадку відсутності біологічної рекультивації веде до формування *ембріоземів*.

Ґрунти міських територій різноманітні. Це можуть бути *природні ґрунти з урбогенними ознаками*; *ембріоземи* – молоді слаборозвинуті ґрунти; *урбанотрунти* – природні поверхнево-перетворені, різною мірою порушені міським середовищем, що мають специфічний міський горизонт – урбик; *ґрунти глибоко перетворені* – урбаноземи з горизонтом урбик, які не мають природних генетичних горизонтів; штучно створені, сконструйовані з насипних чи наливних ґрунтів ґрунтоподібні тіла – *техноземи*. На заасфальтованих територіях під асфальтобетонем чи іншим дорожнім покриттям формується особлива група тіл – *ґрунти екраноземи* і *запечатані ґрунти*.

Всю спільноту антропогенних і антропогенно-змінених ґрунтів розділяють на агрогенні, техногенні і урбогенні ґрунти.

17.4. Агрогенні (орні) ґрунти (*Anthric*)

Поєднання в ґрунтах природних і антропогенно-обумовлених ознак визначає індивідуальність, функціонування і діагностику агрогенних ґрунтів.

Наявність у профілі ґрунту будь-якого орного горизонту слугує основою для відокремлення орного ґрунту від природного на рівні типу. Ґрунти ріллі традиційного землеробства займають проміжне місце в класифікаційному полі – між природними і суттєво зміненими ґрунтами. Залежно від ступеня трансформацій, вони залишаються серед класифікаційних груп природних ґрунтів як типи агроґрунтів або утворюють відділи сильнозмінених власне антропогенних ґрунтів, агроземів, агроабраземів, торфоземів, алювіальних агроземів.



Загальною рисою орних ґрунтів є участь процесів площинної ерозії у формуванні профілю, оскільки за всяких, навіть ґрунтозахисних сівозмін певний час поверхня ґрунту є незахищеною рослинністю, а структура – порушеною, отож має понижено водостійкість.

Профілі підзолистого і дерново-підзолистого ґрунтів суттєво змінюються внаслідок розорювання. Набір і потужності горизонтів вихідних ґрунтів відрізняються, тому і властивості орних ґрунтів замінюються, що ускладнює діагностику і чим пояснюється наявність різних підходів до систематики ґрунтів.

Особливості морфології агроґрунтів, насамперед орних горизонтів, пояснюють значення варіювання їхніх хімічних і фізико-хімічних властивостей. У перші роки освоєння ґрунтів відбувається різке падіння запасів гумусу, після чого простежується відносна стабілізація вмісту гумусу на рівні 2%. Найбільшими вважаються втрати гумусу в супіщаних, легко- і середньосуглинкових ґрунтах. Ґрунти важкого гранулометричного складу стійкіші з цього боку.

Внесення мінеральних добрив прискорює втрати гумусу. Органічні добрива у вигляді гною чи зелених добрив (сидератів) – єдиний спосіб компенсації втрат і головний чинник покращення властивостей ґрунтів. За вмісту гумусу в агроґрунтах тайгової зони 4–5% їхній орний горизонт набуває грудкувато-зернистої водостійкої структури, характеризується доброю аерацією та іншими сприятливими для землеробства властивостями, а ґрунти в такому випадку називають окультуреними. Вони займають дуже малі площі і трапляються переважно під садами та городами, на старих монастирських землях. Поділ ґрунтів за ступенем окультурення базується на комплексі морфологічних і хімічних властивостей, головно орного горизонту.

Верхні горизонти агродерново-підзолистих ґрунтів відрізняються від своїх природних аналогів низкою лабільних властивостей, середнє значення амплітуди коливань яких залежить від інтенсивності агрогенного впливу.

Еволюційно-генетичний ряд орних ґрунтів тайгово-лісової зони був би неповним, якби ми не згадали про *постагрогенну еволюцію*, або *реградацію*, ґрунтів. Вона полягає у відновленні природної рослинності на закинутій ріллі і відповідній трансформації властивостей ґрунтів.

Сірі ґрунти лісостепу мають менші відмінності в агрогенних змінах чинників ґрунтоутворення при розорюванні порівняно з тайгово-лісовими ґрунтами.

Морфологічні риси сірих ґрунтів змінюються в ході освоєння менше, ніж властивості ґрунтів підзолистого ряду. Деградація сірих лісових ґрунтів все ж відбувається і проявляється в двох аспектах – втрата гумусу й ущільнення.

Найбільш поширеним процесом деградації чорноземів є їхня дегуміфікація. Причини її ті самі, що і в інших ґрунтах, а масштаби оцінювали різними способами, в т.ч. дуже оригінальним способом (Чесняк та ін., 1983). Він полягає в



зіставленні даних вмісту гумусу чорноземів, досліджуваних у часи В. В. Докучаєва, з даними 1981 року по тих самих розрізах (табл. 17.3). Автори прийшли до невітшних, хоча й закономірних, висновків.

Таблиця 17.3

Втрати гумусу чорноземами за 100 років (за даними Г. Я. Чесняка та ін., 1983)

| Область | Вміст гумусу, % | | Втрати гумусу за 100 років | |
|--------------------------|-----------------|---------|----------------------------|-----------------|
| | 1881 р. | 1981 р. | т/га | % від вихідного |
| Чорноземи вилугвовані | | | | |
| Ульяновська | 13–16 | 4–7 | 270 | 56–69 |
| Ставропілля | 7–10 | 4–7 | 67–81 | 20–34 |
| Чорноземи типові | | | | |
| Тамбовська Воронезька | 10–13 | 7–10 | 90 | 23–30 |
| Курська Харківська | 7–10 | 4–7 | 67–79 | 21–36 |
| Самарська | 13–16 | 8–10 | 150–180 | 38–39 |
| Чорноземи звичайні | | | | |
| Воронезька | 7–10 | 4–7 | 52–71 | 17–32 |
| Оренбурзька | 9–11 | 6–8 | 90 | 27–33 |

Агрогенні зміни фізичних властивостей чорноземів оцінюють як негативні. Вони полягають у втраті складної організації ґрунтової маси, зменшенні шпаруватості з різкою зміною форм і розмірів шпар, пониженою водостійкістю агрегатів, зростанням щільності будови з подальшим знеструктуруванням і переущільненням.

До менш поширених явищ у чорноземах (переважно в зрошуваних) належить злитизація, імпактне осолонцювання, фізико-хімічні механізми яких описано В. А. Ковдою (1981 р.) і С. П. Позняком (1997).

Підкиснення чорноземів, тобто зсування значень рН у кислий бік, частково пов'язане зі змінами карбонатного режиму, хоча важливішою його причиною є внесення фосфорних добрив, які підкислюють ґрунт. Поруч із підкисленням у степових чорноземах був виявлений протилежний процес – підлугування. Воно полягає в різкому стрибку величини рН – до 9–10 одиниць за низької концентрації солей (не більше 0,5%) у нижніх горизонтах, які не містять гіпсу, процес підлугування доволі поширений у зрошуваних ґрунтах [С. П. Позняк, 1997].

Зміни властивостей каштанових і бурих ґрунтів, пов'язані з богарним землеробством, незначні, захоплюють тільки верхню частину профілю та зумовлюють формування ясного орного горизонту, який майже не відрізняється від природного гумусового. Захоплення в орний нижчих горизонтів – карбонатного і метаморфічного, інколи солонцюватих, „поважчуче” гранулометричний склад орного



горизонту і погіршує структуру. Порохувато-грудкувата структура гумусового горизонту набуває елементів дрібноглибової і великогоріхуватої.

Як у випадку зрошення, так і на богарних землях формуються агрокаштанові ґрунти з серединним карбонатним або солонцювато-метаморфічним горизонтом.

Суттєвіші зміни відбуваються у профілі каштанових солонцюватих ґрунтів у випадку плантажної оранки і хімічних меліорантів: змінюється багато хімічних властивостей, порушується природне залягання горизонтів аж до формування нового профілю.

Отже, агрогенні ґрунти субаридних і аридних територій у випадку традиційного землеробства загалом зберігають будову профілю, а їхні орні горизонти незначно відрізняються від вихідних акумулятивно-гумусових.

До антропогенних ґрунтів, штучно створених людиною для вирощування сільськогосподарських культур, належать ґрунти, властивості яких визначаються або особливими системами зрошення, або постійним додаванням алохтонного матеріалу, внаслідок чого вихідні природні властивості практично відсутні. Їх називають антросолями.

До першої групи штучних ґрунтів належать давньозрошувані ґрунти оазисів і рисові поля. Другу групу – це штучні ґрунти, сформовані шляхом поступового додавання твердофазного субстрату. Такими є ґрунти плаген Північно-Європейської низовини і ґрунти хейлуту Лесового плато Китаю. Хоча ці ґрунти займають дуже незначні площі, вони цікаві не тільки з ґрунтового-генетичної точки зору, але й як родючі ґрунти на фоні навколишніх пустель, напівпустель, заболочених та інших малопродатних для сільського господарства земель. До них приурочене високопродуктивне землеробство.

Рисові ґрунти – це штучні ґрунти, сформовані з будь-яких ґрунтів за великий чи менший термін – від кількох десятків до сотень років, які існують в особливому режимі зволоження. Вони мають диференційований генетичний профіль, близький до профілів природних ґрунтів, існують за умови збереження особливого режиму зволоження.

У формуванні ґрунтів *хейлуту* значною мірою були задіяні природні фактори, ґрунти прекрасно „вписуються” у природну обстановку території, де їх створено, тому вони стійко зберігають свої ознаки навіть з припиненням дії антропогенних механізмів. Можна стверджувати, що хейлуту замінили собою природні ґрунти і функціонують як невід’ємний компонент екосистем Лесового плато.

Ґрунти *плаген* формуються протягом декількох століть з багатого органічним матеріалом субстрату, мають високу родючість і є елементом певного типу землекористування.

Штучні агрогенні ґрунти майже не трапляються в Україні. Вони відповідають таким ґрунтам системи Міжнародної бази даних (*WRB*):



давньоозрошувані ґрунти – *IrragricAnthrosols*
рисові ґрунти – *HydrargicAnthrosols*
хейлуту – *CumulisAnthrosols*
плагени – *PlaggicAnthrosols*.

17.5. Техногенні ґрунти (*Technosols, Stagnosols*)

До техногенних належать ґрунти, які перебувають у зоні впливу підприємств паливно-енергетичного комплексу і гірничо-видобувної промисловості. Це змінені вихідні ґрунти, молоді ґрунти на оголених і насипних субстратах, штучні ґрунти, створені в ході рекультивациі земель, порушених добуванням корисних копалин.

Зазвичай техногенні ґрунти не утворюють великих ареалів, проте трапляються в багатьох регіонах, а також у місцях імпактного забруднення нафтою і нафтопродуктами в районах нафтопромислів, нафтопроводів, нафтопереробних підприємств і у випадку аварійних розливів нафти, у ході освоєння газових родовищ, прокладання газопроводів, будівництва підземних газосховищ тощо (фото 70, 71).

Виділяють чотири групи техногенно перетворених ґрунтів: природні ґрунти з поверхневими механічними трансформаціями; хімічно-перетворені ґрунти, що забруднені якимись хімічними речовинами (важкими металами, отрутохімікатами, вуглеводнями, радіонуклідами тощо), рівень якого оцінюється як надзвичайно небезпечний за прийнятими нормами; молоді ґрунти на техногенному підґрунті; штучні ґрунтоподібні тіла рекультивованих земель, які утворюються цілеспрямовано в ході рекультивациі і називають їх техноземами.

Л. В. Єтеревська (1989) розділяє техноземи за зональними ознаками на підтипи: лісолучні, лісостепові і сухостепові. За властивостями, успадкованими від зональних ґрунтів, підтипи поділяються на роди: чорноземні, каштанові, залишково-опідзолені, буроземні, коричневі. Залежно від конкретних гірських порід виділяють літологічні серії техноземів: лесові, глиноморфні, піщаноморфні, вапнякові та ін.

Серед техноземів розрізняють:

аброземи – ґрунти, в яких техногенно видалені верхні горизонти і розкриті ґрунтотворні або підстеляючі породи;

линоземи – ґрунти, перекриті з поверхні і насичені рідкими, напіврідкими чи пастоподібними речовинами: нафтопродуктами, фенольними смолами тощо.

Техноземи поширені в техногенних ландшафтах, де проводиться біологічна рекультивациа відкритих і закритих гірничих виробіток, відвалів пустих порід, шламо- і хвостосховищ, свердловинних зон нафто- і газодобування.

Серед техногенних поверхневих утворень під назвою квазіземи виділяють групу ґрунтоподібних тіл, близьких до техноземів. Квазізем – гумусоване ґрун-



топодібне утворення, яке складається з одного чи декількох шарів гумусованого або іншого органогенного матеріалу, який підстеляється негумусованими мінеральними шарами.

На територіях, змінених добуванням корисних копалин, трапляються „негрунти”. Їх умовно ділять на природні й техногенні.

На територіях добування і транспортування нафти техногенні ґрунти часто заливаються шаром сиріої нафти чи бітуму. В цьому випадку ґрунт називається бітумінозним (на відміну від технозему бітумінозного, для якого характерна наявність поверхневого родючого шару).

Техногенні ґрунти надалі можуть по-різному еволюціонувати залежно від:

- біокліматичних, геоморфологічних, гідрологічних і гідрогеологічних умов території;
- способу відновлення ґрунтів і ґрунтового покриву (саморозвиток або біологічна рекультивація);
- використання (рілля, сінокоси, лісопосадка тощо).

У гірничодобувних районах з відкритим і закритим способом добування мінеральної сировини, нерудних матеріалів і добування корисних копалин поширені ембріоземи, техно-ґрунти, хемоземи, техноземи, а також техногенні ґрунти. Майже всі перераховані ґрунти і ґрунтоподібні тіла трапляються і на інших територіях, змінених людиною, – в містах і поселеннях, на нафтопромислах, в районах добування нафти і газу, в сфері впливу транспортних магістралей і гідротехнічних споруд. На територіях, пов'язаних з гірничими розробками, виділяють: молоді акумулятивні ґрунти на пухких техногенних породах, штучні ґрунтоподібні утворення і ґрунти рекультивованих земель, хімічно перетворені ґрунти в районах видобування сірчаного вугілля.

Основним забруднювачем ґрунтів є нафта – сира і товарна. Сира нафта містить пластові рідини, а з товарної, або обезсоленої, нафти вони видалені. У випадках прориву нафтопроводів у ґрунт потрапляє товарна нафта, тому в геохімічній трансформації ґрунтів солі не беруть участі. В товарній нафті містяться легкі й важкі фракції, які відрізняються токсичністю (мутагенністю і канцерогенністю). Вони рухомі в пористих середовищах. Крім основного компоненту – вуглеводнів, у нафті наявні смоли і асфальти, з якими пов'язані мікроелементи, а також сполуки сірки, в т.ч. H_2S . Перетворення нафти в гіпергенних умовах відбувається порівняно повільно і мало залежить від конкретної природної обстановки. В цьому полягає ще одна специфічна риса нафтового забруднення.

Компоненти нафти відрізняються за рухомістю і токсичністю. Найбільш токсична сира нафта, але в ній найбільше відбувається мікробіологічна деструкція. Важкі фракції нафти мало рухомі в ґрунтах, на відміну від легких, наприклад, бензину, який переміщується в ґрунтах у півтора рази швидше від води.



Тривалість зберігання нафтопродуктів у ґрунтах визначається їхньою кількістю і складом, а також кліматичними умовами забруднених територій. Ґрунти на нафтопромислах зазнають специфічних впливів, які пов'язані зі скиданням сильномінералізованих вод і надходженням на поверхню або всередину ґрунтового профілю своєрідного нафтового субстрату, геохімічно пасивного і відносно стійкого в природних ландшафтах. Механічні впливи на ґрунти нафтопромислів також відбуваються, проте вони неспецифічні.

Просідання, ущільнення важкою технікою, нанесення ущільненого ґрунту може супроводжуватися процесами оглеєння або заболочення.

У районах видобування нафти і газового конденсату розвиваються процеси засолення ґрунтів, поверхневих, внутріґрунтових і підземних вод, названі техногенним галогенезом.

Під впливом бурових розчинів і пластових вод формуються хімічно перетворені ґрунти (хемоземи і хемо-ґрунти). До хемоземів належать ґрунти, які містять солі по всьому профілю. Вони молоді щодо техногенного галогенезу: поступання солей відбувалося не пізніше, ніж 5–10 років тому, або воно було неодноразовим, і сольовий профіль підтримувався новими надходженнями. „Приймачем” солей є ґрунти з природним профілем, техно-ґрунти, зрідка – техноземи.

У ґрунтах, які пережили різні стадії техногенного галогенезу, спостерігаються зміни фізичних властивостей: підвищується гідрофобність, дисперсність, щільність, збільшується брилуватість при висиханні.

Нафта і нафтопродукти, що надходять у ґрунти, здійснюють багатосторонній вплив на їхні властивості, а саме:

- втрата здатності ґрунтів вбирати і утримувати вологу внаслідок утворення на поверхні ґрунтових частинок нафтової плівки і, як наслідок, зменшення водопроникності, вологомісткості порівняно з фоновими ґрунтами, а також зменшення вологості верхнього горизонту нафтозабруднених ґрунтів і збільшення вологості підповерхневих горизонтів ґрунтів;
- зміна повітряного режиму ґрунтів внаслідок витіснення повітря нафтою і зменшення шпар аерації;
- погіршення структури ґрунту в результаті склеювання механічних частинок і утворення великих агрегатів.

Відмічають також зміни морфологічних властивостей ґрунтів:

- різка фрагментарність змін морфологічних ознак ґрунтів через нерівномірність перерозподілу нафти і нафтопродуктів у профілі ґрунту;
- висока озалізованість ґрунтового профілю, яка проявляється в збільшенні вмісту залізистих новоутворень порівняно з фоновими територіями. Найбільша кількість залізистих новоутворень спостерігається в ілювіальних горизонтах;



- помітне збільшення кількості щільних новоутворень органо-мінеральної природи, яка становить в елювіальних горизонтах забруднених ґрунтів 14–20 на 1 см², в той же час у незабруднених аналогах вона становить 4–6;
- характерний рисунок натічних утворень, пов'язаних з посиленням суспензійного перенесення і мікротурбаціями ґрунтового матеріалу.

Відмічають зміни фізико-хімічних і хімічних властивостей нафтозабруднених ґрунтів:

- зміна окисно-відновних умов, пов'язана з порушенням аерації і виникненням анаеробних умов;
- підлугування ґрунтового розчину і збільшення рН середовища;
- зменшення ємності вбирання;
- значне збільшення вмісту органічного вуглецю в ґрунтах, що пов'язано з надходженням вуглецю нафти. Змінюються показники гумусового стану ґрунтів. У нафтозабруднених ґрунтах відбувається деяке зменшення вмісту гумінових кислот (можливо пов'язаних з Са) і фракцій вільних фульвокислот, збільшення негідролізованого залишку; зменшується ступінь гуміфікації органічної речовини, у складі органічної речовини зменшується частка розчинних фракцій.

Ґрунтовий покрив нафтозабруднених територій характеризується розвитком хемоземів – бітумінозних солончаків по дерново-підзолистому ґрунті, солончакуватих і солонцюватих дерново-підзолистих ґрунтів.

Наявність нафтових тіл у окремих горизонтах служить основою для виділення ґрунтів як хемогрунтів (хемочорноземи бітумінозні, хемопідзолисті солончакуваті).

Забруднення ґрунтів нафтопродуктами відбувається повсюдно у великих і малих містах, навколо АЗС, вздовж доріг, всюди, де відбувається пов'язана з нафтою діяльність людини.

Ґрунти вважають забрудненими, якщо вміст нафтопродуктів досягає такої величини, за якої починаються негативні зміни в ґрунтах і довкіллі, які порушують біорізноманіття, спричиняють загибель одних мікроорганізмів і гіпертрофований ріст інших, зменшується біологічна продуктивність або навіть настає загибель рослин, відбувається деградація ґрунтових властивостей, а потім і ґрунтів загалом.

Ґрунти володіють високим потенціалом самоочищення засобами мікробіологічної і фізико-хімічної деструкції нафти і нафтопродуктів, тому встановлено такий рівень концентрації нафтопродуктів, вище за який ґрунт не може справитися із забрудненням. Цей рівень називають *межею потенціалу самоочищення* – МПС. Ґрунти, які містять нафтопродукти у концентраціях вищих від МПС, підлягають рекультивації.



Розроблені різні способи рекультивації залежно від виду й потужності нафтозабруднювачів з урахуванням біокліматичних, геоморфологічних і ґрунтово-рослинних умов.

17.6. Міські ґрунти (урбаноземи) (*Urbic Technosols*)

Інтенсивна діяльність людини в межах великих міст веде до суттєвої і часто незворотної зміни навколишнього середовища. Зазнає змін рельєф і гідрографічна сітка, природна рослинність змінюється створеними людиною фітоценозами, формується специфічний міський мікроклімат, через велику площу забудови і штучних покриттів знищується або сильно змінюється ґрунтовий покрив. Все це спричиняє утворення специфічних ґрунтів і ґрунтоподібних тіл.

В останні роки до пухких субстратів у містах визначилися два концептуальні підходи: міський ґрунт – це не ґрунт з погляду класичного генетичного ґрунтознавства, це підґрунтя, предмет вивчення інженерної геології. У кращому випадку в місті ґрунти є тільки в лісопарках і міських лісах. Міський ґрунт – це ґрунт, який не завжди можна визначити з традиційно-генетичних позицій, оскільки провідним чинником ґрунтоутворення тут є антропогенний.

У широкому розумінні міський ґрунт – це будь-який ґрунт, що функціонує в навколишньому середовищі міста. Вперше термін „міські ґрунти” був введений Бокгеймом у 1974 році. Міські ґрунти – це антропогенно змінені ґрунти, що мають створений у результаті людської діяльності поверхневий шар потужністю більше 50 см, зроблений перемішуванням, насипанням, похованням або забрудненням матеріалу урбаногенного походження, в тому числі будівельно-побутовим сміттям.

Загальними рисами міських ґрунтів є: материнська порода – насипна, наживна чи перемішана маса, або культурний шар; включення будівельного і побутового сміття у верхніх горизонтах; нейтральна або слаболужна реакція; висока забрудненість важкими металами і нафтопродуктами; особливі фізичні, водно-фізичні та фізико-механічні властивості (понижена вологоємність, підвищена щільність будови, кам'янистість і щебенюватість; ріст профілю ввєрх за рахунок постійного принесення різних матеріалів та інтенсивного солового наплення).

Для міських ґрунтів характерний діагностичний горизонт „урбик” (від слова *urbanus* – місто) – специфічний горизонт міських ґрунтів.

Горизонт *урбик* – поверхневий органо-мінеральний насипний перемішаний горизонт, з урбантропогенними включеннями (більше 5% будівельно-побутового сміття, промислових відходів), потужністю більше 5 см. Цей горизонт формується в містах і населених пунктах протягом століть, проте може бути сконструйованим при утворенні газонів, скверів тощо. Ґрунтоутвореними

породами служить культурний шар, насипне чи перемішане підґрунтя і фрагменти природних ґрунтів. Забарвлення в цього горизонту – різні відтінки темно-бурих тонів. Горизонт пухкий, шаруватий, верхня частина буває перешіфлена, гранулометричний склад переважно легкий чи полегшений за рахунок включень, структура виражена слабо, кам'янистість і щепенюватість через наявність будівельно-побутових включень, наростаючі горизонтів уверх за рахунок пилових випадань із атмосфери й антропогенного принесення матеріалу. Спостерігається висока варіабельність властивостей у горизонті за текстурою, щільністю будови, вмістом включень і хімічними властивостями. Величина рН переважно більша 7. Вміст гумусу змінюється, але часто є високим (5–10%), склад гумусу переважно гуматний, переважає фракція гумінових кислот, зв'язана з кальцієм (фото 72).

Наявність горизонту урбик є основною відмінністю власне міських ґрунтів від природно-історичних.

Специфічними чинниками утворення міських ґрунтів є структура і характер господарського землекористування в місті, особливий міський мікроклімат, сквівалентний широтному зміщенню на 200–300 км. насипні природні субстрати і культурний шар з наявним у них будівельно-побутовим сміттям, зміни рослинності, пов'язані з особливостями міського мікроклімату: аерозольне і внутріґрунтове забруднення.

Систематика поверхневих природних утворень, поширених на міській території, полягає в тому, що місто має як відкриті, часто озеленені території, так і закриті, забудовані, часто заасфальтовані. Поверхневі тіла першого типу територій розділяють на групи ґрунтів природних непорушених, природно-антропогенних поверхнево-перетворених (природно порушених), антропогенних глибокоперетворених ґрунтів – урбаноземів – і штучно створених ґрунтоподібних утворень – техноземів, а також на відкритих поверхнях міст можуть бути неґрунтові утворення – насипні, перемішані, намивні, техногенні та природні суміші.

На заасфальтованих територіях другого типу під асфальтобетонем чи іншим дорожнім покриттям формується особлива група тіл – ґрунти екраноземи і запечатані ґрунти.

Урбаноземи поділяють на дві групи:

1) механічно перетворені ґрунти, в яких відбулася фізико-механічна перебудова профілю. Сюди належать: *урбаноземи* (власне урбаноземи), що формуються на ґрунтах різного походження і на культурному шарі. Інколи урбик підстиляється непроникливим матеріалом. Профіль урбаноземів характеризується відсутністю природних генетичних горизонтів до глибини 50 см і більше; *агро-урбаноземи* (культуросеми) – це міські ґрунти фруктових і ботанічних садів, старих городів; *некроземи* – це ґрунти, що входять до комплексу ґрунтів міських



і сільських цвинтарів. Для них характерне глибоке перемішування профілю – глибше 200 см.

2) *хімічно-перетворені ґрунти* – це ґрунти, в яких відбулися значні хемогенні зміни властивостей і будови профілю за рахунок інтенсивного хімічного забруднення. Сюди належать: *індустрізemi* – це ґрунти промислово-комунальних зон; *інтрузemi* – це ґрунти, що сформувалися в місцях аварій транспортних систем або безгосподарності людей.

Окремо виділяють *ґрунтоподібні тіла – технозemi*. Їх у свою чергу поділяють на: *реплантозemi* – ґрунти, що складаються з малопотужного гумусового шару, шару торфово-компостної суміші або шару органо-мінеральної речовини, нанесеної на поверхню рекультивованої породи із суміші насипних ґрунтів. Термін належить І. А. Крупенікову і Б. П. Подимову, його застосовують для рекультивованих ґрунтів, які використовують у сільському господарстві; *конструктозemi* – це штучно, цілеспрямовано створені ґрунти-підґрунтя шляхом конструювання профілю за аналогом природного ґрунту.

Крім цих ґрунтоподібних поверхневих утворень, в містах поширені ділянки з безгумусними природними і техногенними відкритими ґрунтами.

Виділяють окрему групу ґрунтів, що лежать під дорожніми асфальтобетонними і кам'яними покриттями – *екранозemi*.

У ході дорожнього будівництва часто зрізують ґрунтовий профіль до підґрунтя і накладають новий матеріал і дорожнє покриття. Такі ґрунти виділяють в окрему групу – *запечатані ґрунти*.

ґрунти в межах міста характеризуються специфічними властивостями, найтипівішими з яких є: наявність включень будівельно-побутового сміття, підвищена щільність, тренд в сторону підвищення лужності, накопичення техногенних речовин, наявність патогенних мікроорганізмів.

Урбанозemi – генетично самостійні ґрунти, які мають як ознаки зональних педогенних процесів, так і специфічні властивості. Для них характерний поверхневий органо-мінеральний насипний горизонт з урубано-антропогенними включеннями, який є особливим природно-антропо-техногенним утворенням.

Підвищена щелеватість і карбонатність урбаноземів, безструктурність, переущільненість і значна твердість поверхневих шарів негативно впливають на водно-фізичні властивості як штучно створених, так і природних ґрунтів, що збереглися, і, отже, на функціонування урбофітоценозів і всієї урбоєкосистеми.

Будівельне сміття, що містить кальцій, шил, цементна крихта та інші матеріали сприяють підлугуванню, а розкладення деяких субстратів (пластику та інших) спричиняє виділення токсичних речовин і газів.



Важливим чинником, що впливає на властивості міських ґрунтів, є забруднення їх важкими металами, пестицидами, хлорорганічними сполуками та іншими токсикантами.

У міських ландшафтах швидкість і властивості ґрунтово-геохімічних процесів відрізняються від таких у природних умовах. Міські системи, на відміну від природних, зазнають катастрофічних впливів з високим ступенем інтенсивності, що часто веде до загибелі самої системи і утворення нової, а відповідно, і формування нового ґрунтового покриву. Формування гірських ґрунтів у часі може відбуватися так: зміна успадкованих ґрунтів – переважає природна еволюція в ґрунтах міських лісів і лісопарків з додатковими ознаками урбопедогенезу („ґрунт по ґрунті”); утворення ґрунтів на органо-мінеральних перемішаних, насипних або намитих ґрунтах в районах новобудов і в середній частині міста („ґрунт на підґрунті”) – від нуль-моменту до теперішнього часу; розвиток ґрунтів на датованих поверхнях старої частини міста.

Всі перераховані моделі еволюції ускладнюються процесами хімічного і фізичного забруднення, підлугуванням, окарбоначуванням, засоленням тощо.

Еволюція і трансформація міських ґрунтів зумовлюється господарськими і функціональними особливостями використання різних частин міста (житлова зона, промислова зона, природно-рекреаційна зона тощо); субстратом (фізико-механічні, хімічні та мінералогічні особливості культурного шару, зрізаних, насипних, перемішаних і намитих природних і техногенних ґрунтів, залишки природних ґрунтів); віком ґрунтового покриву, який має широкий спектр в різних частинах міста: від давніх центрів з колишніми монастирськими землями, садибами з багатометровим культурним шаром і серією похованих древніх природних і міських ґрунтів (вік $n \times 100 - 1000$ років) до сучасних мікрорайонів, які створюють на місцях, що недавно були орними чи лісовими масивами, а інколи на полях зрошення або на звалищах (вік $n \times 1 - 10$ років).

Створення сучасного міського ландшафту і, відповідно, ґрунтового покриву при глибокому перетворенні ґрунтів відбувається у декілька етапів, які супроводжуються певними інженерними рішеннями з подальшою рекультивацією: техногенний етап, етап технічної рекультивації, етап біологічної рекультивації.

Головними функціями міського ґрунту є такі: продуктивність, тобто придатність для зростання зелених насаджень; здатність сорбувати забруднюючі речовини і утримувати їх, щоб не проникали в ґрунтово-підґрунтові води; здатність перешкоджати надходженню мулувато-пилуватих частинок у міське повітря.

Однією з основних вимог до ґрунтів у містах є забезпечення ними оптимальних умов для зростання зелених рослин. При достатній забезпеченості міських ґрунтів основними елементами живлення лімітуючим чинником ґрунтової родючості та існування рослин необхідно вважати високі значення рН (> 7), пере-



ущільнення, забруднення важкими металами, вуглеводнями та іншими токсичними речовинами.

Контрольні запитання і завдання

1. У чому різниця між термінами „антропогенно змінені” та „антропогенні” ґрунти?
2. Які антропогенні зміни у властивостях ґрунтів відображаються в класифікаціях?
3. Які загальні властивості орного горизонту різних ґрунтів?
4. Охарактеризуйте природні умови і властивості ґрунтів хейлуту.
5. Що таке „плаген”?
6. Що таке техногенні ґрунти?
7. Які є техногенні ґрунти? Які їхні характеристики?
8. Охарактеризуйте хімічно-перетворені ґрунти і ґрунтоподібні тіла: хемоземи і хемо-ґрунти.
9. Як відбувається трансформація ґрунтів під впливом нафти і нафтопродуктів?
10. Що таке міські ґрунти та які їхні екологічні функції?

Література

1. Герасимова М. И. Антропогенные почвы (генезис, география, рекультивация) / М. И. Герасимова, М. Н. Строганова, Н. В. Можарова, Т. В. Прокофьева. – Смоленск : Ойкумена, 2003. – 268 с.
2. Деградация и охрана почв / [под ред. Г. В. Добровольского]. – М. : Изд-во МГУ, 2002. – 654 с.
3. Етеревская Л. В. Почвообразование и рекультивация земель в техногенных ландшафтах Украины : автореф. дисс. ... д-ра с.-х. наук / Л. В. Етеревская. – Харьков, 1989.
4. Караваева Н. А. Географо-генетическая концепция пахотных горизонтов и опыт их типизации / Н. А. Караваева, И. И. Лебедева, Е. Б. Скворцова, М. И. Герасимова // Почвоведение. – М., 2003. – № 12. – С. 1413–1421.
5. Карпачевский Л. О. Экологическое почвоведение / Л. О. Карпачевский. – М. : ГЕОС, 2005. – 336 с.
6. Классификация и систематический список почв Молдавии / [И. А. Крупеников, Б. П. Подымов]. – Кишинев : Изд-во „Штиинца”, 1987. – 158 с.
7. Классификация почв России. – М. : Почв. ин-т. им. В. В. Докучаева РАСХН, 1997. – 236 с.
8. Козловский Ф. И. Современные естественные и антропогенные процессы эволюции почв / Ф. И. Козловский. – М. : Наука, 1991. – 196 с.
9. Медведев В. В. Почвенно-технологическое районирование пахотных земель Украины / В. В. Медведев, Т. Н. Лактионова. – Харьков, 2007. – 395 с.



10. Мировая коррелятивная база почвенных ресурсов : основа для Международной классификации и корреляции почв. – Москва, 2007. – 278 с.
11. Носко Б. С. Антропогенна еволюція чорноземів / Б. С. Носко. – Харків, 2006. – 240 с.
12. Позняк С. П. Орошаемые черноземы юго-запада Украины / С. П. Позняк. – Львів : ВНТЛ, 1997. – 240 с.
13. Позняк С. П. Чинники ґрунтоутворення / С. П. Позняк, Є. Н. Красеха. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2007. – 400 с.
14. Почва. Город. Экология / [под ред. Г. В. Добровольского]. – М., 1997. – 319 с.
15. Солнцева Н. П. Добыча нефти и геохимия природных ландшафтов / Н. П. Солнцева. – М. : Изд-во МГУ, 1998. – 369 с.
16. Телегуз О. Г. Техногенні ґрунти трас магістральних трубопроводів / О. Г. Телегуз, М. Г. Кіт. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 184 с.
17. Тригуб В. І. Фтор у чорноземах південного заходу України / В. І. Тригуб, С. П. Позняк. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 148 с.

Розділ 18

СТРУКТУРА ГРУНТОВОГО ПОКРИВУ

Грунтовий покрив Землі – це багатофакторне утворення, яке у своїй складній будові відображає різноманітні особливості географічного середовища, а склад, конфігурація і розташування компонентів ґрунтового покриву між собою характеризують його структуру. Сформовані уявлення про мега-, макро-, мезо- і мікроструктури ґрунтового покриву, утворені територіальними ґрунтовими одиницями різної величини і мають протяжність від тисячі кілометрів до десятка метрів.

Вихідною і неподільною одиницею ґрунтового покриву є елементарний ґрунтовий ареал. У географії ґрунтів це поняття пов'язане з концепцією *елементарного ґрунтового ареалу* (ЕГА), яку розроблено В. М. Фрідландом (1972).

18.1. Елементарний ґрунтовий ареал

За В. М. Фрідландом, *елементарний ґрунтовий ареал* є ґрунтом, який належить до будь-якої класифікаційної одиниці найнижчого рангу (виду або відміни) і займає простір, оточений зі всіх сторін іншими ґрунтовими ареалами або неґрунтовими утвореннями. Всередині такої територіальної одиниці не повинні проходити жодні ґрунтово-географічні межі.

За внутрішньою будовою розрізняють три типи елементарних ґрунтових ареалів – *гомогенні, спорадично-плямисті та регулярно-циклічні* (рис. 18.1).

Гомогенний ЕГА – це простір, зайнятий однією ґрунтовою відміною – найменшою таксономічною одиницею класифікації ґрунтів з більш чи менш статистично однорідними або регулярно повторюваними в межах ґрунтових індивідів, із яких складається цей ЕГА, властивостями та морфологічними ознаками.

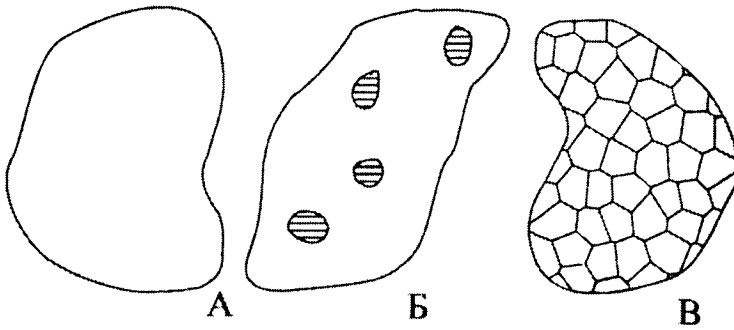


Рис. 18.1. Елементарні ґрунтові ареали:

А – гомогенний; Б – спорадично-плямистий; В – регулярно-циклічний

Розміри гомогенних ЕґА коливаються від кількох метрів до десятків, зрідка – сотень квадратних метрів.

Спорадично-плямисті ЕґА. Своєрідність спорадично-плямистих ЕґА визначається біологічною природою чинника, який зумовлює виникнення *гранично-структурних елементів* (ГСЕ) всередині ареалів, їхню плямистість. Площа ГСЕ невелика через суто морфолого-біологічні, а не географічні причини, тому їх можна розглядати як ґрунтово-географічні області. Спорадично-плямисті ЕґА найбільш характерні для лісових територій, доволі часто трапляються на лісових ділянках, змінених в результаті пожеж чи вітровалів.

Регулярно-циклічні ЕґА. Виникнення регулярно-циклічних ЕґА має фізичну природу. Регулярно-циклічна будова елементарних ґрунтових виділів накладається, як правило, на полігональні горбисто-западинні структури і має вторинну природу.

Елементарний ґрунтовий ареал характеризується такими ознаками:

1. змістом (визначається класифікаційним положенням ґрунтів, які утворюють його);
2. геометрією ЕґА, яка визначається його площею, формою та ступенем розчленування ареалу;
3. місцем у ґрунтовій комбінації;
4. екологією (характеристикою умов, за яких утворився ЕґА).

Геометрія ЕґА – це площа, форма та порізанисть меж ареалів. Площа ЕґА може змінюватися від декількох квадратних метрів до декількох тисяч гектарів. Розміри ЕґА залежать від ступеня розвитку форм мезо- й мікрорельєфу, розчленування території, строкатості ґрунотворних порід. При сильному розвитку мікрорельєфу в сухостеповій зоні ЕґА можуть мати дуже малі розміри, наприклад, плями солонців не перевищують 5–10 м². Водночас у степовій зоні розміри



ЕґА чорноземів досягають кількох сотень або тисяч гектарів. Залежно від розмірів ЕґА визначають масштаб їхнього виявлення для детального та великомасштабного ґрунтового знімання.

Для характеристики площі ЕґА використовують показник *середньої площі* ЕґА, який позначають через СП:

$$СП = \frac{\sum_{i=1}^k P_i}{k},$$

де P_i – площа ЕґА (або контуру), k – число ЕґА (або контурів).

Усі ЕґА поділяють на *монолітні* та *дірчасті*.

За формою ЕґА поділяють на чотири групи: *ізоморфні, витягнуті, лінійні та розгалужені*.

Серед усієї різноманітності форм ЕґА виділяють *ізоморфні*, для яких відношення довжини за найбільшою віссю до довжини за найменшою віссю не перевищує 2, *витягнуті* – для яких це відношення знаходиться у межах від 2-х до 5-ти і *лінійні* – для яких це відношення перевищує 5. Усі три групи поділяють на *симетроїдні* й *асиметроїдні*. До симетроїдних відносять такі ЕґА, де може бути проведена пряма лінія при згині, вздовж якої права і ліва сторони ЕґА взаємно перекриваються так, що неперекритою залишається не більше 30% загальної площі ЕґА; у несиметроїдних ЕґА залишається неперекритою понад 30% площі ЕґА.

Виокремлюють також *компактні, розгалужені та лопатеві форми*.

Ізоморфні форми мають ареали, які найчастіше пов'язані з вододілами та їхніми схилами і формуються в автономних умовах. Ізоморфні та лінійні форми часто поєднуються розгалуженими, утворюючи з ними на топологічному рівні єдину просторову систему СґП.

Розгалужені форми в плані мають вигляд стовбура, топологічного дерева, від якого під певним кутом відходять гілки-потоки різного порядку.

Розгалужені форми, за В. М. Фрідландом, утворюють деревоподібні, лінійно-деревоподібні та еродовано-деревоподібні структури ґрунтового покриву.

Окрім форм і розмірів ЕґА, істотне значення для характеристики його геометрії має ступінь порізаності ЕґА, звивистість його меж. Для характеристики розчленування контуру В. М. Фрідланд запропонував використовувати *коефіцієнт розчленування* (КР):

$$КР = \frac{S}{3,54\sqrt{A}},$$

де S – довжина межі (периметр) ЕґА ; A – площа ЕґА.

За величиною КР усі контури можна поділити на нерозчленовані ($КР < 2$), слабкорозчленовані ($2 < КР < 4$), середньорозчленовані ($4 < КР < 6$) та сильнорозчленовані ($КР > 6$).

Дуже важливою характеристикою ЕГА є частка його участі в ґрунтовій комбінації (ГК). Тут насамперед потрібно виділяти *фонові* (переважаючі) в ГК ЕГА й *підлеглі* в ГК ЕГА. Перші можуть бути *монолітними* й *дірчастими*. Монолітні ЕГА, як переважаючі, відрізняються від інших ЕГА в ГК тільки за своїми розмірами та площею, яку вони займають. Серед дірчастих ЕГА розкидані ЕГА інших класифікаційних груп ґрунтів, які відіграють, як правило, підлеглу роль у ГК. За відсотковим вмістом підлеглих ЕГА в ГК останні поділяють на три категорії: 1) ГК з підлеглими ЕГА, що займають до 10% площі; 2) підлегли ЕГА займають 10–25%; 3) підлегли ЕГА займають 25–40%.

Цілковите пізнання екології ЕГА, встановлення закономірностей його виникнення та еволюції можливе тільки при вивченні ґрунтових комбінацій, до складу яких він входить. Екологія ЕГА складається з даних екології ґрунту, який визначає класифікаційну приналежність ЕГА, екології його меж та причин виокремлення серед інших ґрунтових ареалів.

18.2. Ґрунтовий індивідуум

Вперше термін „ґрунтовий індивідуум” з’явився у працях Л. І. Прасолова, яким він називав простір, що перетинається одним ґрунтовим розрізом. Уся подальша практика ґрунтових досліджень завжди спиралася на вивчення ґрунтового індивідуума як типового розрізу, що закладений у найхарактернішому місці і відображає весь комплекс зовнішніх умов ґрунотворення, що діють саме в цій точці й мають свої властивості та морфологічні ознаки ґрунту, поширені згодом на всю класифікаційну одиницю або ґрунтовий контур.

Американські вчені Р. Саймсон і Д. Гарднер [В. М. Фрідланд, 1972] ввели поняття „педон” (від грец. *pedon* – ґрунт). **Педон** – це реально існуючий об’єм ґрунту, достатньо великих розмірів, щоб виявляти всі генетичні горизонти та їхнє співвідношення. Водночас він не може слугувати елементарною одиницею географії ґрунтів. Однак група суміжних педонів, які утворюють поліпедон, вже відповідає *ґрунтовій серії* в американській класифікації ґрунтів (*7-th Approximation*) і має достатні розміри, щоб бути основою класифікаційної, а, отже, і картографічної одиниці ґрунтового покриття.

Порівнюючи сучасні поняття про елементарну одиницю ґрунтового покриття в нас і за кордоном, можна провести приблизно таку паралель: педони відповідають уявленню про ґрунтовий індивідуум, а поліпедони – елементарний ґрунтовий ареал.

Теоретичні передумови для виокремлення ґрунтового індивідууму як частини ґрунтово-географічного простору зводяться до таких міркувань. З системних позицій ґрунтового тіла мають дві характерні особливості. По-перше, ґрунтове тіло складається з генетичних горизонтів, відокремлених в ході ґрунотворного



процесу й взаємопов'язаних потоками речовин і енергії. В цьому плані ґрунт є складною напівфункціональною відкритою багатофазною структурною системою зони активної взаємодії літосфери й атмосфери за значного впливу біогенного чинника в гравітаційному полі Землі.

По-друге, ґрунтовий індивідуум є елементарною частиною ґрунтового простору, яку можна вивчати з позицій системного підходу. Щодо цього ґрунтовий покрив є безперервним континуальним або континуально-дискретним утворенням з плавними переходами між окремими топологічними одиницями: елементарними ґрунтовими ареалами, мікрокатенами та ґрунтовими комбінаціями. Закономірно повторюючись, вони створюють *структуру ґрунтового покриву* (СПП), тобто певну просторово-часову систему, компоненти якої пов'язані потоками речовин, енергії та інформації.

Ґрунт як самостійне природно-історичне тіло має свої межі, певну протяжність у трьох вимірах. Особливий інтерес у зв'язку з проблемою просторової організації ґрунтового покриву мають бокові та нижня межі ґрунтових тіл, які обмежують елементарні частини ґрунтового простору, і принципи їхнього виявлення та виділення в реальних природних умовах.

Межі між елементарними ґрунтовими ареалами у картографії ґрунтів визначають за зміною стану окремих характеристик чинників-ґрунтотворців, які зумовлюють зміну морфологічних ознак і властивостей, що мають таксономічне значення. У природі ці межі виявляють у ході детального дослідження системою прикопок з використанням картографічних матеріалів, які відображають різні компоненти ландшафту, й аерофотознімків. Елементарний ґрунтовий ареал, виділений у природі відповідно до сучасної систематики ґрунтів, у картографії ґрунтів є неподільним. Отже, принципово неможливо провести будь-які інші межі, які б ділили елементарний ґрунтовий ареал на дрібніші просторові утворення.

Однак ґрунт як багатофазна структурна система не може бути однорідним тілом. Навіть у межах елементарних ґрунтових ареалів у географії ґрунтів ґрунт має деякий ступінь неоднорідності. Питання полягає в тому, чи випадкова така неоднорідність, чи вона підпорядкована певним закономірностям, які дають змогу оконтурити в просторі ґрунтового тіла (ґрунтового індивідууму) з різним ступенем неоднорідності в межах елементарних одиниць ґрунтового простору.

За даними Ф. І. Козловського (1972), горизонтальні розміри ґрунтових індивідуумів коливаються у різних зонах від 1,5 до 6 м.

18.3. Ґрунтові комбінації

Ґрунтові комбінації – це неоднаково генетично пов'язані ареали різних систематичних (класифікаційних) ґрунтів, які утворюють певний просторовий



малюнок ґрунтового покриву і є чарунками, що регулярно або мозаїчно повторюючись, утворюють структуру ґрунтового покриву території [В. М. Фрідланд, 1972]. Усі ГК об'єднують у шість груп: комплекси, плямистості, поєднання, варіації, мозаїки й ташети.

Комплекс ґрунтовий – ґрунтові комбінації з регулярним (через кожні декілька метрів або десятків метрів) чергуванням дрібних плям контрастно відмінних ґрунтів, взаємно зумовлених у своєму розвитку, а в своєму формуванні пов'язаних з мікрорельєфом. Чинники, які визначають виникнення комплексів, розвиваються водночас з процесами ґрунтотворення. Господарське використання визначається властивостями всього комплексу; рекомендації з раціонального використання землі необхідно розробляти не для окремих компонентів, а для ґрунтової комбінації загалом.

Плямистість – ґрунтова комбінація, утворена слабоконтрастними компонентами, що належать до одного типу (підтипу) ґрунтів. Формуються в умовах сильно розвинутого мікрорельєфу. Наприклад, плямистість сірих лісових і сірих лісових поверхнево-глекуватих ґрунтів лісової зони. Останні приурочені до мікрозападин.

Ташет – ґрунтова комбінація, формування якої зумовлене переважно біологічними чинниками. Ґрунти, які входять до цієї ГК, малоконтрастні, зв'язки між ними слабовиражені. Наприклад, ташет темно-сірих лісових ґрунтів, вилугованих і опідзолених чорноземів. Його формування пов'язане з чергуванням дібров, під якими розвиваються темно-сірі лісові ґрунти, та лучно-степових ділянок, під якими утворюються чорноземи вилуговані й опідзолені.

Мозаїка – контрастна просторова комбінація, формування якої зумовлене неоднорідністю та строкатістю ґрунтотворних порід. Зв'язки між компонентами в мозаїках відсутні або дуже слабкі.

Поєднання – ґрунтові комбінації, в яких регулярно чергуються достатньо великі (від кількох гектарів до десятків гектарів) ареали контрастно відмінних ґрунтів, що можуть мати своє різноманітне господарське використання. Генетичний зв'язок між компонентами поєднань носить односпрямований характер – одні компоненти перебувають під переважаючим впливом інших. Чинники, що визначають формування поєднань, у своєму виникненні та розвитку зазвичай незалежні від ґрунтотворення.

Варіації – ГК, у ході формування яких рельєф, ґрунтотворні породи й інші чинники відносно ґрунтів є зовнішніми причинами, що існують до виникнення ГК чи діють незалежно від ґрунтотворних процесів. Варіації у своєму формуванні пов'язані з формами мезорельєфу. Генетичний зв'язок між компонентами носить односпрямований характер – ґрунти нижніх секторів катен перебувають під переважаючим впливом ґрунтів, що лежать вище над базисом ерозії. Ґрунти,



що утворюють варіації, характеризуються слабкою контрастністю. Наприклад, варіації різного ступеня еродованих ґрунтів.

Об'єктивне відображення на ґрунтових картах ґрунтових комбінацій неможливе без розуміння їхньої генези, що, в свою чергу, дає змогу розробити диференційовані рекомендації з раціонального використання земель для кожного картографічного виділу.

Ґрунтова неоднорідність визначається низкою чинників, які можна об'єднати в такі групи:

- 1) рельєф як перерозподільувач вологи, розчинних речовин і тепла;
- 2) процеси рельєфотворення, що є водночас процесами формування ґрунтів (прискорена водна ерозія, дефляційні процеси, алювіальні та пролювіальні процеси, зсуви, карстові та суфозійні процеси);
- 3) мерзлотні явища та неоднорідність снігового покриву;
- 4) неоднорідність ґрунотворних порід (неоднорідність, пов'язана з процесами їхнього формування та ерозії; неоднорідність, пов'язана з давніми процесами вивітрювання та ґрунотворення; неоднорідність, зумовлена тектонічними процесами);
- 5) ґрунтові води;
- 6) строкатість рослинного покриву;
- 7) вплив тваринного світу;
- 8) діяльність людини.

Усі чинники, залежно від зональної підпорядкованості, діють часто спільно, визначаючи неоднорідність ґрунтового покриву на топологічному рівні його організації. На зонально-провінціальному та регіональному рівнях організації педосфери ця неоднорідність, окрім того, контролюється такими чинниками, як клімат і час, а також особливостями будови й розвитку території.

18.4. Антропогенна еволюція структури ґрунтового покриву

Антропогенний вплив на педосистеми відбувається насамперед через зміну їхніх вхідних і вихідних параметрів. Такі зміни можуть бути як спрямовані, так і випадкові, непередбачені в процесі проведення різних меліоративних заходів. Вони спричиняють значну перебудову як усєї системи, так і основних блоків і субблоків. Ступінь перебудови педосистеми залежить від інтенсивності впливу на вхідні та вихідні складові, від того, наскільки перевищені порогові значення надходження (або відчуження) вологи та речовин, а також від буферності системи, її стійкості.

Зміна властивостей ґрунтів, компонентного складу СґП відбувається через потоки вологи та речовин, інтенсивність і спрямованість яких зумовлюють формування нових *елементарних ґрунтових процесів* (ЕґП) або ведуть до швид-

шого розвитку старих ЕГП і загалом до їхнього перегрупування, що змінює класифікаційну неоднорідність компонентного складу ГК. Просторова неоднорідність антропогенного впливу, що накладається на природну неоднорідність ґрунотворних чинників, ґрунтів і СГП, спричиняє зміну в СГП – її компонентному складі, характері взаємозв'язків, геометрії. Подібні зміни мають бути відображені на ґрунтових картах.

Зазвичай, антропогенний вплив, який здійснюється шляхом зміни вхідних і вихідних параметрів педосистеми, зростає в разі прямого впливу на окремі характеристики ґрунту, як, наприклад, різного виду обробіток навіть без зміни вхідних та вихідних параметрів педосистеми може значно прискорити перебіг ґрунтових і геоморфологічних процесів.

Еволюція СГП за безпосереднього антропогенного впливу на педосистему. Під безпосереднім впливом на ґрунт розуміють такий вплив, наслідки якого не пов'язані зі зміною кількості вологи та речовин, які надійшли на вхід або відчужені на виході. Найсильнішим впливом такого роду є оранка. Здебільшого за первинного освоєння відбувається ускладнення ґрунтового покриву внаслідок зміни фізико-хімічних властивостей ґрунтів і збільшення строкатості ґрунтового покриву, зумовленої прискоренням розвитку ерозійних процесів. За вторинного окультурення вирівнюється строкатість ґрунтового покриву, переважно завдяки спрямованій дії на вхідні параметри системи (внесення добрив, меліорантів тощо) або проведенню спеціальних меліоративних заходів з гомогенізації СГП.

Прямий вплив на ґрунти, пов'язаний з розорюванням, спричиняє прискорення ерозійних процесів і формування ерозійних структур ґрунтового покриву. В цьому випадку пряма дія на ґрунти спричиняє зміну вихідних параметрів педосистем внаслідок винесення під час ерозії ґрунтових частинок. Відбувається значне ускладнення СГП районів з сильно розчленованим рельєфом. Прямий антропогенний вплив на ґрунти є причиною формування цілого ряду типів СГП.

Безпосередній вплив на ґрунти та СГП має надмірне випасання худоби, яке часто практикують у заболочених заплавах річок, різнотравних лісах, на стрімких схилах балок у степовій і лісостеповій зонах, у горах. Нерегульоване випасання часто призводить до деградації пасовищ або навіть знищення природної рослинності та формування скотобійно-купинних на болотах чи скотобійно-стежкових на схилах СГП.

Найбільш негативним проявом антропогенної дії на ґрунти є руйнування ґрунтового покриву в процесі видобутку корисних копалин відкритим способом.

Еволюція СГП у разі антропогенних змін вхідних параметрів педосистем. Вхідні дані педосистем – це важіль, регуляторні механізми, задіюючи які людина прагне керувати ґрунтом, надаючи йому нових властивостей і якостей. У сучасних агросистемах таким потужним важелем керування ґрунтом є зрошен-



ня – чинник, який змінює одну з найважливіших кліматичних характеристик – кількість вологи, що надходить у ґрунт.

Подібний вплив на ґрунтовий покрив і його властивості та структуру має осушення. Осушення торфовищ зумовлює зменшення їхньої потужності, збільшує ступінь мінералізації торфу, що спричиняє значну мозаїчність осушених торфовищ за потужністю торфової маси, зольністю тощо.

Вплив на ґрунти здійснюється і через надходження в педосистеми мінеральних та органічних добрив, меліорантів, гербіцидів і пестицидів.

Еволюція СГП у разі антропогенної зміни вихідних даних педосистем. Вплив на вихідні параметри може бути найрізноманітнішим: срозія, вирубування лісів, перевипасання, виснаження ґрунту через відчуження урожаю, осушення території і дренажування при зрошенні. В будь-якому випадку з системи відчужується безповоротно певна частка речовин або вологи. Якщо ця частка перевищує порогові значення досліджуваного компонента системи на її виході, ґрунти і СГП загалом розвиваються у дещо іншому напрямі. Розвиток може бути повільним або швидким (лавиноподібним). Водночас дія буде як пряма, так і опосередкована. Наприклад, суцільне нераціональне вирубування лісів на гірських схилах призводить до розвитку площинного змиву, що в гірських умовах спричиняє повну втрату ґрунтового шару. В іншому випадку вирубування лісів на плоских вододілах сприяє посиленню заболочення внаслідок зменшення транспірації вологи лісовою рослинністю. Усі ці зміни ґрунтів необхідно відображати на ґрунтовій карті та в пояснювальній записці до неї.

Контрольні запитання і завдання

1. *Що називають елементарним ґрунтовим ареалом і які його типи?*
2. *Якими ознаками характеризується елементарний ґрунтовий ареал?*
3. *Дайте визначення поняття „педон”.*
4. *Що таке ґрунтові комбінації? Які групи ґрунтових комбінацій Ви знаєте?*
5. *Які чинники визначають ґрунтову неоднорідність?*
6. *Охарактеризуйте особливості антропогенної еволюції ґрунтового покриву.*
7. *Дайте визначення поняття „структура ґрунтового покриву”. Які чинники її формують?*
8. *Що таке геометрія елементарного ґрунтового ареалу?*
9. *Як визначається площа елементарного ґрунтового ареалу?*

Література

1. Гаськевич О. В. Структура ґрунтового покриву Гологоро-Кременецького горбогір'я / О. В. Гаськевич, С. П. Позняк. – Львів : Видав. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2007. – 208 с.



2. Годельман Я. М. Неоднородность почвенного покрова и использование земель / Я. М. Годельман. – М. : Наука, 1981. – 200 с.
3. Добровольский Г. В. География почв / Г. В. Добровольский, И. С. Урусевская. – М. : Изд-во МГУ, 2004. – 460 с.
4. Корсунов В. М. Методология почвенных эколого-географических исследований и картирование почв / В. М. Корсунов, Е. Н. Красеха, Б. Б. Ральдин. – Улан-Удэ : Изд-во Бурят. науч. центра СО РАН, 2002. – 232 с.
5. Красеха Е. Н. Пространственная организация почвенного покрова / Е. Н. Красеха, В. М. Корсунов. – Новосибирск : Наука. Сиб. отделение, 1990. – 200 с.
6. Позняк С. П. Картографування ґрунтового покриву / С. П. Позняк, Є. Н. Красеха, М. Г. Кіт. – Львів : Видfd. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2003. – 500 с.
7. Радзій В. Ф. Структура ґрунтового покриву Волинської височини / В. Ф. Радзій, С. П. Позняк. – Луцьк : Вежа, 2009. – 208 с.
8. Сорокина М. П. Элементарная почвенная структура пахотных земель. Опыт картографирования / М. П. Сорокина // Почвоведение. – М., 2000. – № 2. – С. 158–168.
9. Структура почвенного покрова и использование почвенных ресурсов. – М. : Наука, 1978. – 216 с.
10. Фридланд В. М. Структура почвенного покрова мира / В. М. Фридланд. – М., 1972. – 423 с.
11. Фридланд В. М. Структура почвенного покрова мира / В. М. Фридланд. – М. : Мысль, 1984. – 235 с.

Розділ 19

АГРОВИРОБНИЧЕ ГРУПУВАННЯ, БОНІТУВАННЯ ҐРУНТІВ ТА ОЦІНКА ЗЕМЕЛЬ

За результатами великомасштабних ґрунтових обстежень вирізняють значну кількість ґрунтових відмінностей, які важко піддаються для адекватної диференціації прикладних заходів з використання, поліпшення та оцінки ґрунтів. Отож з прикладною метою ґрунтові виділи цілеспрямовано групують.

19.1. Агровиробниче групування ґрунтів

Агровиробниче групування ґрунтів – це виокремлення серед різноманіття ґрунтів певної території однорідних груп ґрунтів, які характеризуються однаковими або близькими агрономічними показниками і вимагають однотипних ґрунтово-меліоративних заходів.

Головними критеріями об'єднання ґрунтів в агрогрупи є: належність ґрунтів до однієї ґрунтово-кліматичної зони й підзони; генетична подібність ґрунтів, що виражається в однотиповості профілю, в подібності материнських порід, фізичних, водно-фізичних, хімічних і фізико-хімічних властивостей; однорідність ґрунтових контурів, або наявність певного ступеня неоднорідності ґрунтів; ступінь прояву негативних ознак, які визначають необхідність застосування тих чи інших меліорацій; близький рівень родючості ґрунтів.

Агровиробниче групування ґрунтів України групується на уніфікації ознак і стандартному кодуванні 222-х агрогруп та їхніх підрозділів у номенклатурному списку. Кожна група має свій номер і поділяється на розряди за гранулометричним складом з узгодженим кодуванням: а – пухкопіщані, б – глинисто-піщані, в – супіщані, г - легкосуглинкові, д – середньосуглинкові, е – важкосуглинкові і легкоглинисті, є – середньо- і важкоглинисті. До-



датковими літерами позначають: ж – середньощебенюваті; з – сильнощебенюваті, к – кам'яністі.

Оскільки ґрунти з однаковою назвою можуть мати відмінності в умовах залягання, то агро виробничі групи доповнюють ландшафтними характеристиками 16-ти підгруп, які поділяють за відповідними ухилами (від 0° до $> 12^\circ$).

Агровиробнича група отримує назву, в якій зазначають генетико-екологічну приналежність ґрунтів, різновид і гранулометричного складу і місцезоложення за рельєфом. Наприклад, „чорноземи титові малогумусні та чорноземи сильнореградовані легкосуглинкові на широких вододільних плато $0-1^\circ$ ” позначають шифром „53г Г”, де „53” є шифром власне агрогрупи і „г” – шифр гранулометричного складу, „Г” – за умовами залягання ($0-1^\circ$ – широкі вододільні плато).

Агровиробничі групи ґрунтів, об'єднані у номенклатурний список, є базовими одиницями бонітування ґрунтів, економічної та грошової оцінки сільськогосподарських земель. Агровиробничі групи ґрунтів – це також їхня класифікація за придатністю для розробки проєктів раціонального використання земель, окультурення і охорони ґрунтів.

Для виробничої оцінки всіх відмін ґрунтів і подальшого використання ґрунтової карти безпосередньо в господарстві складають картограму агровиробничих груп.

Мета агровиробничого групування ґрунтів – об'єднання ґрунтових відмін з близькими агровиробничими властивостями. Це зумовлює об'єднання окремих контурів у більші масиви, для яких можна розробляти однакові заходи агротехніки та однакове сільськогосподарське використання.

Складаючи пропозиції з підвищення родючості ґрунтів для кожної агровиробничої групи, спочатку передбачають великомасштабні заходи: зрошувальні або осушувальні меліорації, заходи з рекультивациі порушених ґрунтів, протиерозійні заходи; в разі необхідності рекомендують розчистити поля від кущів чи збирати каміння. За даними визначення кислотності та гранулометричного складу роблять висновок про необхідність вапнування і визначають дози вапна. Для солонцюватих ґрунтів радять застосовувати гіпсування. Враховуючи дані про кількість рухомих форм фосфору, калію і азоту, для ґрунтів або агровиробничих груп, які недостатньо забезпечені цими поживними елементами, необхідно визначити дози тих чи інших мінеральних добрив відповідно до вирощуваних культур. За даними про запаси гумусу в ґрунті необхідно дати рекомендації щодо збагачення ґрунтів органічними речовинами (посів трав, внесення органічних добрив – гною, суміші торфу і гною, торфу, компостів, посів сидеральних культур на піщаних ґрунтах); у порадах слід дати пропозиції з обробітку ґрунтів (наприклад, поглиблення орного шару). Окремо розробляють агровиробничі пропозиції для сіножатей і пасовищ. Необхідно зауважити, що всі рекомендації узагальнені. Більш детально їх опрацьовують у разі складання спеціалізованих



картограм, наприклад, картограм запасів поживних речовин, картограм вапнування, картограм потужності гумусового шару тощо. Багаторічний досвід засвідчує, що для того, щоб можна було досягти певної віддачі від впровадження рекомендованих заходів, треба картограми агровиробничих груп або типів земель доповнювати спеціальними картограмами з детально розробленими рекомендаціями. Особливо важливе значення має доведення цих пропозицій до кожного поля сівозміни. У рекомендаціях також має бути врахована неоднорідність ґрунтових виділів, агровиробничих груп, типів земель, окремих полів сівозмін, тобто характер ґрунтових комбінацій, і рекомендації мають бути диференційованими відповідно до цієї неоднорідності.

19.2. Бонітування ґрунтів

Бонітування ґрунтів (від лат. *bonitas* – доброякісність), або якісна оцінка ґрунтів, – це порівняльна оцінка якості ґрунтів, їхньої потенціальної родючості щодо природних або культурних фітоценозів, особливо щодо сільськогосподарських культур.

Показниками якості ґрунтів є бонітет, який виражають у балах щодо найкращого ґрунту, бал якого приймають рівним 100.

Критеріями бонітування ґрунтів є їхні природні або частково набуті в процесі тривалого окультурення ознаки і властивості, що корелюються з урожайністю сільськогосподарських культур чи продуктивністю сіножатей і пасовищ. До них зачисляють:

- вміст гумусу в орному шарі і за генетичними горизонтами, %;
- потужність гумусових горизонтів, см;
- вміст фізичної глини, %;
- індекс фізичного стану;
- ступінь засолення;
- ступінь щебенюватості;
- кислотність (величина рН);
- ступінь оглеєності, змитості;
- вміст поживних речовин (P_2O_5 , K_2O).

Теоретичною основою бонітування ґрунтів є закон співвідношення між властивостями ґрунту і рослинами, які на ньому вирощують, встановлений В. В. Докучаєвим. В основу бонітування повинні бути покладені фактичні природні властивості ґрунтів як найбільш об'єктивні і надійні показники їхньої продуктивності. Важливим при бонітуванні ґрунтів залишається обов'язковість оцінки родючості, а, відповідно, і бонітету ґрунту в системі „ґрунт–рослина”, оскільки вимоги різних сільськогосподарських культур до ґрунтових умов суттєво відрізняються.

Розрахунок балів бонітету здійснюють за окремими властивостями, а потім обчислюють загальну його величину за всіма властивостями агровиробничих груп ґрунтів.

Бали бонітету за окремими властивостями розраховують щодо еталонних для кожної сільськогосподарської культури агровиробничих груп ґрунтів, які оцінюють у 100 балів:

$$B_{ij} = \frac{P_{ij}}{P_{ij}}$$

де B_{ij} – бал бонітету за i -м показником властивості агрогрупи ґрунтів для j -ої сільськогосподарської культури, за якими визначають бонітет;

P_i – i -й показник властивості агрогрупи, за яким визначають бонітет;

P_{ij} – аналогічний показник агрогрупи ґрунтів, прийнятої за еталон для j -ої культури.

Частковий вплив окремих ознак (властивостей) ґрунтів на врожайність обраної культури обчислюють, виходячи з коефіцієнта детермінації, розрахованого за формулою $K_{\partial ij} = r^2_{ij}$, де k_{∂} – коефіцієнт детермінації; r_{ij} – коефіцієнт кореляції між урожайністю j -ої культури чи бала за урожайністю і окремим (i -м) показником властивості ґрунту в балах.

Загальні бали бонітету розраховують за формулою:

$$K_{3j} = \frac{B_{1ij}K_{\partial 1ij} + B_{2ij}K_{\partial 2ij} + \dots + B_{nij}K_{\partial nij}}{K_{\partial 1ij} + K_{\partial 2ij} + \dots + K_{\partial nij}}$$

де B_{1ij} , B_{2ij} , B_{nij} – бали бонітетів за окремими властивостями ґрунтів за j -ою культурою; $K_{\partial 1ij}$, $K_{\partial 2ij}$, $K_{\partial nij}$ – коефіцієнти детермінації за окремими властивостями за j -ою культурою.

Бали бонітету коригують внесенням поправок на модифікаційні властивості (множенням на відповідні понижуючі коефіцієнти, визначені диференційовано для різних природно-сільськогосподарських регіонів та вирощуваних культур).

Узагальнений бал бонітету ґрунту з урахуванням внеску кожного чинника обчислюють як середньозважений показник. Для цього використовують метод інтеграції балів часткового бонітування ґрунтів по культурах через структуру посівних площ конкретного природно-сільськогосподарського району для кожної агровиробничої групи ґрунтів, виходячи з балів по окремих культурах і частки (%) посіву цих культур у структурі посівних площ природно-сільськогосподарського району:

$$K_3 = \frac{B_1 \cdot P_1 + B_2 \cdot P_2 + \dots + B_n \cdot P_n}{P_1 + P_2 + \dots + P_n}$$

де K_3 – загальний бал бонітету;

B_1 , B_2 , B_n – часткові бали бонітету по окремих культурах;

P_1 , P_2 , P_n – площі посіву цих культур, %.



Зважаючи на значні відмінності кожного з природно-сільськогосподарських районів за властивістю ґрунтів і продуктивністю та структурою ґрунтового покриву, агрокліматичними, геоморфологічними та іншими характеристиками, урожайність сільськогосподарських культур на одній і тій же агровиробничій групі у різних природно-сільськогосподарських районах може бути різною, тому одна й та ж агровиробнича група може мати різні бали бонітету у різних районах. У зв'язку з цим для кожного природно-сільськогосподарського району розробляють шкали бонітету ґрунтів.

На основі методики бонітування ґрунтів України, розробленої Інститутом землеустрою УААН, ННЦ „Інститут ґрунтознавства і агрохімії ім. О. Н. Соколовського” та іншими організаціями, розраховані середні бонітети ґрунтів, клімату і сумарний бонітет земель України для адміністративних областей (табл. 19.1)

Таблиця 19.1

Середні бонітети ґрунтів, клімату і сумарний бонітет земель України для адміністративних областей

| Область | Бонітет | | |
|-------------------|----------|----------|----------|
| | ґрунтів | клімату | земель |
| <i>1</i> | <i>2</i> | <i>3</i> | <i>4</i> |
| АР Крим | 41 | 33 | 37 |
| Вінницька | 45 | 50 | 47 |
| Волинська | 42 | 56 | 49 |
| Дніпропетровська | 61 | 46 | 54 |
| Донецька | 67 | 44 | 51 |
| Житомирська | 38 | 54 | 46 |
| Закарпатська | 40 | 62 | 51 |
| Запорізька | 54 | 44 | 49 |
| Івано-Франківська | 37 | 65 | 51 |
| Київська | 50 | 53 | 52 |
| Кіровоградська | 58 | 50 | 54 |
| Луганська | 50 | 36 | 43 |
| Львівська | 43 | 58 | 51 |
| Миколаївська | 54 | 31 | 42 |
| Одеська | 53 | 44 | 48 |
| Полтавська | 57 | 49 | 53 |
| Рівненська | 47 | 57 | 50 |
| Сумська | 50 | 48 | 49 |
| Тернопільська | 44 | 47 | 45 |
| Харківська | 54 | 51 | 53 |
| Херсонська | 37 | 29 | 33 |
| Хмельницька | 53 | 48 | 51 |
| Черкаська | 55 | 50 | 53 |
| Чернігівська | 48 | 55 | 52 |



Закінчення табл. 19.1

| 1 | 2 | 3 | 4 |
|-------------|----|----|----|
| Чернівецька | 37 | 62 | 50 |
| Зона | | | |
| Карпати | 38 | 61 | 49 |
| Полісся | 47 | 55 | 51 |
| Лісостеп | 51 | 45 | 48 |
| Степ | 49 | 42 | 45 |
| Україна | 46 | 51 | 48 |

Отже, діапазон змін бонітетів доволі широкий – від менше 30 до 70, однак у розрізі адміністративних областей він суттєво вужчий – від 37 у Херсонській, Івано-Франківській і Чернівецькій до 61 – у Дніпропетровській області.

Найвищі бали бонітету мають ґрунти лісостепу і північного степу. На південь і південний схід бонітети ґрунтів поступово, а на північ і північний захід – значно знижуються. Це відображається в змінах величин середнього бонітету ґрунтово-кліматичних зон. Найвищий він у лісостепу (51 бал), дещо знижується в степу (49 балів), ще нижчий – у Поліссі та Карпатах (відповідно, 47 і 38 балів). Із ґрунтів найвищі бонітети – у чорноземах типових, опідзолених і звичайних. На зниження бонітету ріллі може вплинути зменшення потужності гумусованого профілю за рахунок процесів ерозії, а також інтенсифікації процесів опідзолення, що простежується на півдні Вінницької області в Придністер'ї. Важкий гранулометричний склад не сприяє зниженню бонітету, водночас піщаний гранулометричний склад ґрунтів Полісся на бонітет впливає негативно. Також відома негативна роль кислої реакції середовища і оглеснення в пониженні бонітетів ґрунтів західних областей України.

У межах України домінують ґрунти із середніми і дещо нижчими бонітетами. Таких ґрунтів близько 60% від усієї врахованої площі (табл. 19.2).

Таблиця 19.2

Площі ґрунтів з різним бонітетом

| Бал бонітету ґрунтів | Площа ґрунтів * | |
|----------------------|-----------------|-------|
| | млн га | % |
| < 30 | 0,56 | 1,87 |
| 31–44 | 10,47 | 34,93 |
| 45–50 | 7,90 | 26,34 |
| 51–55 | 3,53 | 11,76 |
| 56–60 | 4,05 | 13,49 |
| 61–65 | 2,56 | 8,52 |
| 66–70 | 0,91 | 3,04 |
| > 70 | 0,02 | 0,05 |

*Загальна площа, використана в розрахунках, прийнята за 30,0 млн га



Цей висновок може здатись дещо неочікуваним, оскільки у більшості населення і навіть у науковому середовищі вкоренилося уявлення про надзвичайно сприятливі ґрунтові умови в нашій країні. Порівнюючи показники властивостей ґрунтів України і країн Західної Європи, виявили, що в рівнях забезпеченості ґрунтів елементами живлення простежується суттєва різниця, що і відобразилося на низьких балах бонітету ґрунтів України [В. В. Медведєв, І. В. Пліско, 2006].

19.3. Грошова оцінка земель

За бонітетною оцінкою земель та враховуючи низку економічних чинників (структура посівних площ, спеціалізація господарства, відстань ділянки від садиби землевласника чи землекористувача, відстань садиби від ринків збуту тощо) проводять економічну оцінку земель.

За результатами бонітування ґрунтів, проведеного на основі великомасштабного картографування, 1995 року дано грошову оцінку сільськогосподарських угідь та ріллі (табл. 19.3) за методикою, затвердженою Постановою Кабінету Міністрів України № 213 від 23 березня 1985 року. Для визначення грошової оцінки земель в Україні розраховують диференціальний рентний дохід з орних земель за економічною оцінкою виробництва зернових культур (у центнерах) за формулою:

$$P_{дн} = (У \cdot Ц - З - З \cdot К_{нр}) : Ц,$$

де $P_{дн}$ – диференціальний рентний дохід з гектара орних земель (у центнерах);

$У$ – урожайність зернових з гектара (у центнерах);

$Ц$ – ціна реалізації центнера зерна;

$З$ – виробничі затрати на гектар;

$К_{нр}$ – коефіцієнт норми рентабельності.

Для проведення грошової оцінки земель під багаторічні насадження, природні сіножаті і пасовища визначають диференціальний рентний дохід з 1 га на основі співвідношень диференціальних рентних доходів цих угідь і рентного доходу на орних землях за економічною оцінкою виробництва зернових культур за формулою:

$$P_{дн}(\bar{b})(c)(n) = P_{дн} \cdot P_{\delta}(\bar{b})(c)(n) : P_{\delta},$$

де $P_{дн}(\bar{b})(c)(n)$ – диференціальний рентний дохід (у центнерах) з гектара земель під багаторічними насадженнями (\bar{b}), природними сіножатями (c) і пасовищами (n);

$P_{дн}$ – диференціальний рентний дохід (у центнерах) з гектара орних земель;

$P_{\delta}(\bar{b})(c)(n)$ – диференціальний рентний дохід (у гривнях) з гектара земель під багаторічними насадженнями (\bar{b}), природними сіножатями (c) і пасовищами (n) за економічною оцінкою земель;



P_d – диференціальний рентний дохід (у гривнях) з гектара орних земель за економічною оцінкою виробництва зернових культур.

Грошова оцінка сільськогосподарських земель вираховується як добуток річного рентного доходу за економічною оцінкою з виробництва зернових культур, ціни на зерно і терміну капіталізації за формулою:

$$G_{oz} = P_{zdн} \cdot Ц \cdot T_k,$$

де G_{oz} – грошова оцінка 1 га сільськогосподарських земель (у гривнях);

$P_{zdн}$ – загальний рентний дохід на сільськогосподарських землях (у центнерах);

$Ц$ – ціна центнера зерна (у гривнях);

T_k – термін капіталізації рентного доходу (в роках), який встановлюють на рівні 33-х років.

Таблиця 19.3

Грошова оцінка земель України

| № з/п | Адміністративно-територіальна одиниця | Грошова оцінка 1 га, грн. | | | |
|-------|---------------------------------------|---|-------------------------|---------------------------------|-------------------------|
| | | Сільськогосподарських угідь – всього з урахуванням індексації | | У т.ч. з урахуванням індексації | Ріллі |
| | | станом на 01.07.1995 р. | станом на 01.01.1902 р. | станом на 1.07.1995р. | станом на 01.01.2002 р. |
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| 1 | Автономна Республіка Крим | 4845 | 11943 | 4387 | 10814 |
| 2 | Вінницька | 4140 | 10205 | 3927 | 9680 |
| 3 | Волинська | 3235 | 7974 | 3555 | 8763 |
| 4 | Дніпропетровська | 3514 | 8662 | 3862 | 9520 |
| 5 | Донецька | 3848 | 9485 | 4138 | 10200 |
| 6 | Житомирська | 2533 | 6244 | 2444 | 6024 |
| 7 | Закарпатська | 2838 | 6996 | 3115 | 7678 |
| 8 | Запорізька | 3703 | 9128 | 4018 | 9904 |
| 9 | Івано-Франківська | 3119 | 7688 | 3392 | 8361 |
| 10 | Київська | 3761 | 9271 | 3796 | 9357 |
| 11 | Кіровоградська | 3519 | 8674 | 3811 | 9394 |
| 12 | Луганська | 2748 | 6774 | 3149 | 7762 |
| 13 | Львівська | 2783 | 6860 | 3161 | 7792 |



Закінчення табл. 19.3

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|----|-------------------|-------|-------|------|-------|
| 14 | Миколаївська | 2981 | 7348 | 3130 | 7715 |
| 15 | Одеська | 3296 | 8125 | 3338 | 8228 |
| 16 | Полтавська | 3864 | 9525 | 4121 | 10158 |
| 17 | Рівненська | 3376 | 8322 | 3729 | 9192 |
| 18 | Сумська | 3126 | 7706 | 3494 | 8613 |
| 19 | Тернопільська | 3546 | 8741 | 3768 | 9288 |
| 20 | Харківська | 3471 | 8556 | 3860 | 9515 |
| 21 | Херсонська | 3995 | 9848 | 4108 | 10126 |
| 22 | Хмельницька | 3981 | 9813 | 4096 | 10097 |
| 23 | Черкаська | 4583 | 11297 | 4727 | 11652 |
| 24 | Чернівецька | 4012 | 9890 | 4038 | 9954 |
| 25 | Чернігівська | 2666 | 6572 | 2900 | 7149 |
| 26 | м. Київ | 5210 | 12843 | 2592 | 6389 |
| 27 | м. Севастополь | 13396 | 33021 | 4718 | 11630 |
| | Разом по Україні: | 3543 | 8733 | 3734 | 9204 |

Для більш об'єктивної оцінки подаємо ціни 1 га ріллі доволі доброї якості, які існують у різних країнах світу (таблиця 19.4).

Таблиця 19.4

Ціни 1 га ріллі у деяких країнах світу
(за В. В. Медведсвим, І. В. Пліско, 2006)

| Країна | Ціна, долари США |
|-----------------|------------------|
| США | 400-9000 |
| Італія | 3200 |
| Нідерланди | 19710 |
| Німеччина | 21700 |
| Велика Британія | 9500 |
| Польща | 8365 |
| Болгарія | 3150 |
| Австралія | 2000 |
| Росія | 400 |

Таку велику різницю в цінах пояснюють не стільки цінністю власне землі в різних країнах, скільки станом їхньої економіки, рівнем розвитку ринкових



механізмів, рівнем доходів населення, величиною субсидій держави, наявністю ґрунтових ресурсів, зацікавленістю країн в імміграційному притоку населення тощо (Медведев, Пліско, 2006).

Контрольні запитання і завдання

1. Які основні критерії об'єднання ґрунтів в агрогрупи Ви знаєте?
2. Обґрунтуйте необхідність районування території з урахуванням природних і економічних умов.
3. На яких принципах ґрунтується загальнодержавне (агроекологічне) районування?
4. Що є теоретичною основою бонітування ґрунтів?
5. За якими критеріями проводять бонітування ґрунтів?
6. Які властивості ґрунтів впливають на їхню оцінку?
7. Як здійснюють бонітування ґрунтів щодо окремих культур?
8. Яке значення бонітування ґрунтів в організації управління земельними ресурсами?
9. На основі якої методики проводять нормативну грошову оцінку земель?
10. Що слугує інформативною базою грошової оцінки земель?

Література

1. Закон України „Про оцінку земель” – К., 11.12.2003 р. – № 378-IV.
2. Канаш О. П. Основні проблеми сільськогосподарського землеоціночного районування / О. П. Канаш. – К. : Землевіпорядкування. – № 4. – 2001. – С. 35.
3. Медведев В. В. Агроекологическая оценка земель Украины и размещение сельскохозяйственных культур / В. В. Медведев. – К. : Аграрная наука. 1997. – 162 с.
4. Медведев В. В. Бонитировка и качественная оценка пахотных земель Украины / В. В. Медведев, П. В. Плиско. – Харьков : 13 типография, 2006. – 386 с.
5. Методика грошової оцінки земель сільськогосподарського призначення та населених пунктів // Земельні відносини в Україні. Законодавчі акти і нормативні документи / Держкомзем України. – К. : Урожай, 1998. – С. 432–436.
6. Оцінка земель / [за ред. д-ра екон. наук М. Г. Стуненя]. – Львів : Новий світ, 2005. – 308 с.
7. Позняк С. П. Ґрунти України та їхня оцінка (географо-екологічні аспекти) / С. П. Позняк, М. Г. Кіг, Н. С. Гавриш // Землі сільськогосподарського призначення: права громадян України. – Львів : ПАІС, 2005. – С. 29–53.
8. Розумний І. А. Еколого-економічне вивчення та екологічне використання сільськогосподарських угідь / І. А. Розумний. – К., 1996. – 156 с.

Розділ 20

КАРТОГРАФУВАННЯ ҐРУНТОВОГО ПОКРИВУ

Карти ґрунтів – важлива складова інформації про навколишнє середовище, екосистеми та біосферу загалом, оскільки дають уявлення про ґрунтовий покрив як про компонент екосистеми та об'єкт сільськогосподарського виробництва.

Картографування ґрунтів на сучасному етапі розвитку ґрунтознавства досягло значних успіхів. Великомасштабне картографування ґрунтів здійснено майже на всій площі сільськогосподарських угідь. Використання високоякісної планової основи, у тім числі аеро- та космічних знімків, підвищило точність ґрунтових карт. Водночас простежується значний розрив між досягненнями картографування ґрунтів та їхнім практичним використанням. Віддача від впровадження матеріалів ґрунтового обстеження у сільськогосподарське виробництво залишається низькою через низку об'єктивних і суб'єктивних причин. Практично всі роботи ґрунтознавців з картографування ґрунтового покриву були пов'язані з держзамовленнями різних установ, які використовують матеріали обстеження ґрунтів для планування виробництва, розроблення різноманітних пропозицій і проектів. У цьому напрямі ґрунтово-картографічні дослідження відіграли свою позитивну роль. Водночас безпосереднє використання ґрунтових карт виробниками залишається на низькому рівні. Причиною цього у багатьох випадках є недостатня ґрунтова та агрономічна підготовка фахівців, а також схематичність і неконкретність пропозицій з раціонального ведення господарства, які часто є загальними і не доведеними до конкретного поля сівозміни.

Необхідно відзначити, що великомасштабні карти не мають використовуватись як практичний посібник. Інформацію, яка закладена у них, потрібно донести до споживача через допоміжні картограми. Сьогодні найчастіше використовують картограми оцінювальних груп ґрунтів, картограми ерозійних земель, картограми вмісту поживних речовин тощо. Проте, з огляду на невеликий масштаб складених картограм і відсутність пропозицій для конкретних полів і



масивів, слабку їхню екологічну спрямованість, фахівці сільського господарства використовують картограми недостатньо. Існують і економічні причини такої низької віддачі від виконаних робіт. По-перше, фінансування робіт з ґрунтового обстеження держбюджетом знімає економічну відповідальність з працівників сільськогосподарських підприємств за впровадження розроблених пропозицій. По-друге, для успішного застосування результатів необхідні додаткові капіталовкладення, матеріальні ресурси, яких зазвичай не вистачає. Обмежене використання наукових розробок і пропозицій, картографічних матеріалів пов'язане і з їхньою недостатньою комплексністю. Інтенсифікація сільськогосподарського виробництва потребує забезпечення кожної виробничої одиниці агрокомплексу системою планово-картографічних матеріалів. Основа такої системи – це базові карти: геоморфологічна, геоботанічна, гідрологічна, ландшафтна, ґрунтова, в яких відображено основні компоненти природних і природно-господарських геосистем. Базові карти є основою планування використання природних ресурсів, складання низки допоміжних карт і картограм, які безпосередньо використовують на практиці.

У системі планово-картографічного забезпечення виробничих одиниць особливе значення має ґрунтова карта, ефективності використання якої можуть сприяти інші види спеціальних досліджень та складені на їхній основі допоміжні карти й картограми.

Об'єктом картографування при складанні ґрунтових карт є ґрунт-пам'ять. *Ґрунт-пам'ять* – це: 1) сукупність стійких і консервативних властивостей ґрунтового профілю, що є інтегральним наслідком дії чинників і процесів ґрунтоутворення протягом усього періоду ґрунтоутворення (від нуля-моменту до моменту спостережень); до цієї сукупності належать властивості, які мають значну стійкість (великий характерний час стирання) [В. О. Таргульян, І. А. Соколов, 1978]; 2) інформативний природний архів ритміки геліотермічних, кліматичних, денудаційних, біотичних процесів, а також історії агрогенних навантажень [Ф. М. Лисецький, 1994]; 3) „дзеркало ландшафту” (за висловом В. В. Докучаєва, 1954). Значення таких карт дуже велике, вони є фундаментом і стратегічною засадою для планування сільського господарства [В. О. Таргульян, І. А. Соколов, 1978].

Проте для тактичних цілей, конкретної сьогоденної оперативної праці не оціненними можуть бути карти ґрунту-моменту у вигляді картограм окремих важливих в агрономічному плані властивостей ґрунтів. *Ґрунт-момент* – це: 1) сукупність динамічних лабільних властивостей, які є наслідком сукупності чинників і процесів на момент спостережень чи близько від нього; до цієї сукупності входять властивості з коротким характерним часом утворення та стирання [В. О. Таргульян, І. А. Соколов, 1978]; 2) ґрунт-життя [О. А. Роде, 1971]. Ці картограми складають через певні проміжки часу. Вже зараз повсюдно ви-



користуються агрохімічні картограми вмісту поживних речовин, картограми повторних сольових обстежень ґрунтів. Інтенсифікація сільськогосподарського виробництва з її колосальним антропогенним пресом у вигляді різноманітних меліорацій потребує регулярного картографування таких мобільних властивостей ґрунту-моменту, як концентрація ґрунтового розчину, стан кислотно-основного та окислювально-відновлюваного режимів, вміст поживних речовин, водно-фізичні параметри тощо.

Отже, виникає потреба у створенні регіональних служб спостереження за мобільними властивостями ґрунтів, раціональним їхнім використанням і охороною. Завданням такої служби має бути не лише моніторинг ґрунтів, але й моніторинг ґрунтового покриття та навколишнього середовища.

До ґрунтових карт виробничих одиниць агропромислового комплексу, які складають не менше як на 10–15 років, ставлять особливі вимоги щодо точності та кількості поданої інформації. На сучасному етапі розвитку картографування ґрунтів точність та інформативність великомасштабних ґрунтових карт підвищується завдяки використанню високоякісних планових матеріалів (аерофотознімків та аерофотопланів з нанесеними горизонталями) та методів картографування, які дають змогу показати на картах *структуру ґрунтового покриття* (СГП). Особливо велике значення в створенні карт, на яких показано СГП, мають різні базові карти. Тому комплексність у вивченні чинників ґрунотворення – це необхідна передумова точності карт ґрунтів, а, отже, й ефективності їхнього використання у сільському господарстві.

У картографуванні ґрунтів склалася ситуація, коли на ґрунтових картах показують просторові виділи, які так чи інакше супроводжуються характеристиками окремих метричних і топологічних властивостей цих виділів, а всі оцінки та пропозиції розробляють, виходячи переважно з властивостей ґрунту як природно-історичного тіла, що має профільну будову, і поширюють на систематичну одиницю ґрунту. Проте спеціаліст на практиці має справу з гетерогенним ґрунтово-географічним простором у вигляді окремого поля або сівозміни. Отже, вся якісна та кількісна характеристика ґрунтів і ґрунтового покриття має бути переорієнтована на просторовий виділ. Відповідно, й усі пропозиції необхідно розробляти не для ґрунтових класифікаційних одиниць, а для окремих полів чи ділянок, згрупованих за параметрами, які характеризують СГП.

20.1. Ґрунт як об'єкт досліджень

Ґрунт як природний об'єкт досліджень має свої особливості, які й визначають методику досліджень і картографування.

По-перше, ґрунт має профільну будову, тобто набір генетичних горизонтів, сформованих у товщі материнських порід у ході ґрунотворного процесу. На-



бір і співвідношення генетичних горизонтів у ґрунті залежить від конкретних природних умов – чинників ґрунтоутворення. Для вивчення профільної будови ґрунту та відбору зразків за генетичними горизонтами необхідно закласти ґрунтовий розріз, щоб відкрити генетичні горизонти ґрунтового профілю.

По-друге, ґрунт як просторове утворення, що покриває земну поверхню, є континуумом, який штучно розділяють на окремі ареали при картографуванні ґрунтового покриву відповідно до прийнятої системи класифікації ґрунтів. Виділені на карті ґрунтові ареали утворюють систему, у своєму формуванні підпорядковану певним законам, які відомі як закони географії ґрунтів. Отож важливим завданням ґрунтознавства є дослідження просторової організації ґрунтового покриву та виявлення законів цієї організації.

По-третє, ґрунт і ґрунтовий покрив є важливими компонентами екосистеми та мають вивчатися у нерозривному зв'язку з усіма іншими її складовими. У ґрунтознавстві традиційно цю тезу реалізують, коли застосовують порівняльно-географічний підхід. Останніми роками як самостійний розділ генетичного ґрунтознавства розвивається екологія ґрунтів [І. П. Герасимов і М. А. Глазовська, 1960; І. А. Соколов, 1990; Л. О. Карпачевський, 1993; С. П. Позняк, 1999].

По-четверте, ґрунт є об'єктом сільськогосподарського виробництва, земельним ресурсом. З цієї позиції необхідно вирішувати проблеми його раціонального використання з метою отримання максимальної біопродукції без порушення цілісного стану ґрунту як системи, яка виконує важливі біосферні функції.

20.2. Види ґрунтових обстежень та їхнє призначення

Унаслідок ґрунтових обстежень, незалежно від техніки їхнього виконання, що змінюється залежно від призначення і природних особливостей об'єктів досліджень, одержуємо такі головні результати:

- 1) ґрунтову карту, на якій показано ґрунти, які домінують у досліджуваній місцевості, та їхнє поширення;
- 2) ґрунтовий нарис, в якому охарактеризовано умови ґрунтоутворення, ґрунтові властивості та подано виробничу характеристику ґрунтів, зроблену на підставі цих властивостей та умов залягання ґрунтів.

Ґрунтово-картографічні дослідження завжди мають відповідати не лише сучасним виробничим запитам землекористувачів, але й передбачати шляхи подальшого раціонального використання ґрунтів, їхнє поліпшення та охорону.

Загальне значення мають ґрунтово-географічні дослідження, які провадять при первинному обстеженні природних умов і ресурсів певних районів з метою їхнього господарського використання. Метою ґрунтового обстеження у цьому випадку є загальний якісний облік земельного фонду на підставі вивчення місцевих особливостей ґрунтоутворення та основних змін ґрунтового покриву в



просторі. Матеріали досліджень такого типу характеризують ґрунтовий покрив великих територій у загальних його рисах, дають змогу виділити природні ґрунтові райони, виявити великі земельні масиви певного господарського призначення й дати загальний прогноз природних змін і можливих шляхів використання території. Така інформація має важливе значення як для ґрунтознавства, так і для низки суміжних наук.

Значна частина сучасних ґрунтово-картографічних робіт призначена для виконання більш вузьких і спеціальних завдань, які поставлено перед ґрунтознавством потребами сільського та лісового господарства, природоохоронних відомств. Найбільше практичне значення та масове використання мають такі види ґрунтово-картографічних робіт:

1. Ґрунтово-картографічні дослідження для організації сільськогосподарської території й агрономічного планування у сільськогосподарських підприємствах.
2. Ґрунтово-меліоративні обстеження, пов'язані зі зрошенням та осушенням земель.
3. Ґрунтові обстеження з метою лісовпорядкування, проведення лісокультурних і агролісомеліоративних робіт.
4. Ґрунтові дослідження, пов'язані з розміщенням, організацією та агротехнікою плодкових садів, розсадників, плантацій цінних і нових культур (чай, тютюн, помаранчеві, нові технічні культури).
5. Ґрунтово-екологічне обстеження з метою виявлення негативних наслідків інтенсифікації сільськогосподарського виробництва і картографування ґрунтів, забруднених відходами промислових підприємств, радіоактивними елементами та речовинами, ґрунтів, які зазнають дії ерозійних процесів тощо.

Найбільше значення з перелічених видів ґрунтово-картографічних робіт мають, безперечно, великомасштабні ґрунтові обстеження території сільськогосподарських підприємств різної форми власності на землю, матеріали яких використовують для організації територій і господарського планування. У результаті таких досліджень отримуємо матеріал для вирішення таких питань: раціонального розміщення угідь і розроблення заходів щодо трансформації угідь; правильної побудови та розміщення сівозмін; підбору та посіву культур і сортів; диференційованого використання агротехніки й добрив; розроблення заходів для боротьби з ерозією ґрунтів, кам'янистістю, забрудненням, деградацією та іншими негативними процесами, що впливають на родючість ґрунтів; здійснення бонітетної та вартісної оцінки земель; ведення земельного кадастру тощо.

Ґрунтово-меліоративні дослідження є складовою меліоративних проектів. До них мають увійти дані для обґрунтування технічної можливості, екологічної та економічної доцільності тих чи інших заходів, необхідна розрахункова інфор-



мація для різного роду технічних рішень, пропозицій з сільськогосподарського освоєння та експлуатації меліорованих площ, прогнозування можливих змін і пропозиції з метою попередження таких небажаних явищ, як вторинне заболочення, засолення, осолонцювання, підкислення тощо.

До програми ґрунтових обстежень для цілей лісовпорядкування, лісокультурних і лісомеліоративних робіт належать: характеристика ґрунтових лісорослинних умов під різними типами лісу або для різних порід на відведених під лісові культури площах; визначення необхідних заходів для поліпшення цих умов; пропозиції лісогосподарського характеру тощо. Суттєві вимоги ставлять до ґрунтово-картографічних досліджень у разі вибору територій під сади, виноградники та інші цінні чи рідкісні культури.

Важливе значення мають ґрунтово-картографічні дослідження для територій дослідних станцій, сортовипробувальних дільниць, спеціалізованих господарств, для шляхового будівництва, рекультивациі земель на місці шахтних териконів і кар'єрів з видобутку корисних копалин відкритим способом, для територій будівництва та експлуатації трубопроводів тощо.

Ґрунтово-екологічні дослідження проводять паралельно з усіма іншими видами ґрунтово-картографічних досліджень, якщо поставлене відповідне завдання, або самостійно при моніторингу ґрунтів і земельних ресурсів.

20.3. Класифікація ґрунтових обстежень за масштабом

Різний зміст ґрунтово-картографічних досліджень, який визначено їхнім призначенням, спричиняє необхідність використання різних масштабів для ґрунтових обстежень. Масштаб визначає не тільки зовнішню технічну форму зображення ґрунтового покриву на ґрунтових картах чи картосхемах, тобто детальність і точність картографічного зображення ґрунтових контурів, але й насамперед ступінь докладності та повноти польового вивчення ґрунтів. Вірогідну детальну ґрунтову карту чи картосхему, на яких з високою точністю відображено реальну просторову мозаїку ґрунтового покриву, можна отримати лише в результаті детального вивчення території.

На практиці виявлено ступінь точності зображення ґрунтових контурів, необхідний для досягнення поставленої мети при тому чи іншому масштабі карти або плану, обсяг польових спостережень і досліджень, необхідний для обґрунтування виділення ґрунтових контурів у природі та забезпечення повноти й детальності карти чи плану за різних масштабів ґрунтового знімання. Окрім того, детальність ґрунтових обстежень зумовлена метою та завданням певних наукових і виробничих розробок у різних природних умовах.

За масштабом ґрунтово-картографічні знімання поділяють на такі категорії:

1. Детальні – від 1:200 до 1:5 000.



2. Великомасштабні – від 1:10 000 до 1: 50 000.
3. Середньомасштабні – від 1:100 000 до 1:300 000.
4. Дрібномасштабні – дрібніший від 1:300 000.

Детальні ґрунтові обстеження. Детальними називають ґрунтові обстеження, що дають змогу складати карти та плани, де з великою детальністю і точністю відображено ґрунтовий покрив території. До цієї категорії належать знімання в масштабах від 1:200 до 1:5 000.

На детальних ґрунтових картах можна показати найдрібнішу ґрунтову неоднорідність (комплекс, плямистість) або *елементарний ґрунтовий ареал* (ЕГА). Якщо вважати, що мінімальний розмір добре помітних на ґрунтовій карті просторових зображень дорівнює, як це засвідчує практика, 10–12 мм, або при більш чи менш опуклій конфігурації близько 5 мм діаметром (20 мм² на плані), то для того, щоб „плями” ґрунтів відповідних розмірів на місцевості були чітко зображені на планах, необхідним є масштаб не менше 1:500. Прикладом може слугувати картографування солонцевих комплексів. У цьому масштабі можна показати ЕГА, діаметр якого в природі 3 м (на плані діаметр контуру дорівнює 6 мм).

Масштаби 1:2 000–1:5 000 дають змогу відобразити на плані ґрунтові контури діаметром 10–25 м у природі (близько 5 мм на плані), відповідно мінімальну площу ґрунтових контурів – від 80 до 500 м². При графічній можливості проведення меж ґрунтових контурів на плані 1 мм їхня точність за вказаних масштабів на місцевості становить 4–10 м. Отже, існує можливість провести картування ЕГА невеликих розмірів і точного нанесення їхніх меж, якщо вони чітко виражені в природі.

Практично ж у разі ґрунтового знімання у зазначених масштабах ґрунтознавці показують більші контури і з меншою точністю відображають межі, ніж це допускають графічні можливості.

Картографічною основою при детальних ґрунтових зніманнях слугують топографічні карти, рідше – плани землеустрою заданого масштабу. Важливо мати зображення рельєфу, де горизонталі проведено через 25–50 см (залежно від масштабу), для чого виконують спеціальне топографічне знімання. Наявність горизонталей значно полегшує ґрунтове обстеження та підвищує точність.

Зазначимо, що для отримання високої точності детальних ґрунтових планів і карт недостатньо тільки вибрати великий масштаб знімання. Для цього насамперед потрібне дуже ретельне обстеження площі й точна, найліпше інструментальна, прив'язка як ґрунтових розрізів, так і, по можливості, меж ґрунтових виділів.

ґрунтові знімання у масштабах, що перевищують 1:1 000, потребують великої густоти закладання ґрунтових розрізів. Використання звичайних розрізів-шурфів у цьому випадку є дорогою й трудомісткою операцією та дуже псує ґрунтовий покрив, що є небажаним. Тому замість копання шурфів застосовують буріння.



Картографування ґрунтів у масштабах до 1:1 000 використовують на невеликих площах, головню при науково-дослідних роботах на дослідних ділянках, на ключах під час вивчення структури ґрунтового покриву, при закладанні ділянок для стаціонарних спостережень за ґрунтами та земельними ресурсами, при організації моніторингу ґрунтів і ґрунтового покриву.

Ґрунтово-картографічні дослідження у масштабах 1:2 000–1:5 000 виконують частіше, насамперед у разі обстеження ґрунтів дослідних станцій, закладання садів і виноградників, розсадників і плантацій, під час будівництва шляхів і проектування складних зрошувальних систем, для вивчення структури ґрунтового покриву методом вкладених ключів, для бонітетної чи вартісної оцінки невеликих територій (фермерські господарства тощо).

Великомасштабні ґрунтові обстеження. До категорії великомасштабних ґрунтових зніманих належать дослідження, в результаті яких можна скласти ґрунтові карти й картосхеми в масштабах 1:10 000–1:50 000. Картографування ґрунтів у цих масштабах дає змогу виділити ґрунтові контури з мінімальними розмірами, рівними 0,25–1,5 га на місцевості (20–25 мм² на плані).

На відміну від детальних ґрунтових планів, при великомасштабних ґрунтових дослідженнях на картах зображують зазвичай тільки поєднання – ґрунтові комбінації більші за площею, ніж ЕґА чи комплекси.

Загалом великомасштабні ґрунтові дослідження, не маючи за мету максимально детально виявити й відобразити просторову різноманітність ґрунтового покриву, все ж таки дають змогу виявити у природі та показати на картосхемі особливості ґрунтового покриву окремих виробничих площ. Великомасштабні ґрунтові обстеження є найважливішим видом ґрунтово-картографічних робіт і знаходять якнайширше використання для правильного вирішення різноманітних господарських завдань у сільському та лісовому господарствах. Їх покладено в основу ґрунтового обстеження територій сільськогосподарських підприємств і лісництв, здійсненого в Україні.

Ґрунтові обстеження середніх масштабів. Ґрунтово-картографічні дослідження у масштабах 1:100 000–1:300 000 – це особлива категорія зніманих як щодо змісту, так і щодо засобів технічного виконання. Ґрунтові знімання цих масштабів дають змогу відобразити лише загальний характер ґрунтового покриву великих земельних масивів. На картах цих масштабів можна виділити мінімальний контур площею 20 га при масштабі 1:100 000 і 80 га при масштабі 1:200 000.

Середньомасштабні ґрунтові обстеження задовільно вирішують завдання картографування ґрунтового покриву значних територій в основних його рисах, фіксуючи розміщення фонових ґрунтів з огляду на форми макрорельєфу й інші зміни ландшафтів на макрорівні. Зміст ґрунтових контурів на картах значно узагальнюється, межі контурів проводять схематично.



Середньомасштабні ґрунтові обстеження використовують переважно для картографування ґрунтів адміністративних районів і областей, невеликих за площею країн. Ґрунтові карти середніх масштабів складають не тільки способом безпосереднього ґрунтового знімання, але й за допомогою узагальнення (генералізації) ґрунтових карт більшого масштабу.

Головне призначення ґрунтових карт середніх масштабів – бути науковою основою обліку земельних ресурсів за якістю ґрунтів у межах великих адміністративних районів. За допомогою середньомасштабних ґрунтових карт більш обґрунтовано вирішують деякі питання сільськогосподарського планування: спеціалізацію окремих господарств і розподіл посівних площ; визначення площ, які потребують зрошення чи осушення, інших меліорацій; проведення ґрунтового районування; ведення загальнодержавного моніторингу ґрунтів, ґрунтового покриву та земельних ресурсів.

Дрібномасштабні ґрунтові обстеження. Ґрунтові карти в масштабах, дрібніших від 1:300 000, вважають дрібномасштабними. Такі карти складають чи після спеціально організованих маршрутних польових ґрунтових знімачів, чи виконують методом складання на основі ґрунтових карт більшого масштабу.

Спеціальні дрібномасштабні ґрунтові обстеження проводять у ході первинного дослідження природних умов і, зокрема, ґрунтового покриву, з метою загальнодержавного обліку і господарської оцінки земельних ресурсів.

Складання узагальнених дрібномасштабних ґрунтових карт за наявними матеріалами проводять з метою загального обліку земельних фондів або ж для вирішення тих чи інших спеціальних проблем сільськогосподарського виробництва, які потребують знань ґрунтових умов великих територій (областей, країни загалом, окремих регіонів).

Під час складання дрібномасштабних карт у деяких випадках виникає потреба коригування, ув'язування первинних знімачів і додаткової характеристики окремих площ, де картування ґрунтів раніше не проводилося. У такому випадку складання карт у камеральних умовах необхідно супроводжувати польовими дослідженнями.

Виконуючи польові дрібномасштабні ґрунтові обстеження великих територій, часто використовують екстраполяцію – поширення даних маршрутних і ключових досліджень на обширні площі з подібними умовами.

Зміст ґрунтових карт дрібного масштабу, природно, є дуже генералізованим і схематичним. Виокремлені при дрібних масштабах ґрунтові ареали засвідчують переважаючі фонові ґрунти і, в гіршому випадку, ще один, другий за площею, ґрунт (позамасштабним знаком).

Так звані **оглядові ґрунтові карти** складають тільки за ґрунтовими картами більших масштабів у камеральних умовах (масштаби 1:2 500 000–1:5 000 000).

Дослідження ґрунтового покриву і картографування ґрунтів (ґрунтове знімання) складається з трьох робочих періодів: *підготовчого, польового, камерального*.

Підготовчі роботи мають забезпечити успішне виконання запланованих ґрунтових досліджень. Підготовка стосується програмних, методичних, організаційних і технічних питань, від своєчасного та правильного вирішення яких здебільшого залежить успіх польових робіт.

Польовий період ґрунтових досліджень є головним за значенням і найскладнішим за виконанням. У польовий період ґрунтознавець має зробити всі необхідні спостереження, вивчити на місцевості та описати ґрунти за прийнятою програмою і методикою, відібрати необхідні зразки ґрунтів, гірських порід, рослин для подальшого їхнього огляду та аналізу, здійснити картографування ґрунтового покриву, тобто скласти польову (попередню) ґрунтову карту. Завдання ґрунтознавця в польовий період – отримати найбільшу кількість фактичних даних про ґрунти досліджуваної території та матеріалів для подальшого їхнього вивчення. Польовий період є етапом, який значною мірою визначає успіх ґрунтово-картографічних робіт.

У **камеральний період** усі зібрані польові матеріали необхідно ретельно перевірити, а також уточнити аналітичними дослідженнями зразків ґрунтів. Результати польових і лабораторних досліджень, літературних чи фондових матеріалів необхідно проаналізувати та відповідно оформити у вигляді авторського оригіналу ґрунтової карти, супровідних картограм і ґрунтового нарису.

20.4. Використання ґрунтових карт

Найвичерпнішу інформацію про можливості розвитку сільськогосподарського виробництва, шляхи його інтенсифікації може надати характеристика структури ґрунтового покриву, що відображає загальний комплексний підхід до оцінки природних ресурсів і найголовнішого ресурсу – ґрунту. Для врахування природних особливостей території з метою поглиблення спеціалізації сільськогосподарського виробництва необхідне використання інформації про структуру ґрунтового покриву. З цією метою використовують середньо- і великомасштабні ґрунтові карти, на яких виділено різні типи структур ґрунтового покриву, пов'язані з геоморфологією, літологією, ступенем дренажності, компонентним складом і геометрією ґрунтових комбінацій. Оскільки межі природних і адміністративних районів не збігаються, планування сільськогосподарського виробництва й економічні розрахунки проводять у рамках адміністративних районів. Тому райони часто групують за структурою ґрунтового покриву. Природно-економічні райони мають характеризуватися не тільки подібністю природних умов, але й спільністю економічних показників (відсоток розораності, бал ріллі та інших сільськогосподарських угідь, вартість основних виробничих фондів на



100 га угідь тощо), а також подібною спеціалізацією, яка складається у рамках сучасного виробництва, і однаковими перспективами економічного розвитку. Тому питання уточнення та поглиблення спеціалізації необхідно розглядати не тільки для окремих адміністративних районів, але й для групи районів, подібних за природними та економічними умовами.

Особливості та властивості структури ґрунтового покриття виявляють значні резерви, врахування яких забезпечить максимальне використання природних можливостей ґрунтових комбінацій, підвищення їхнього природного потенціалу.

Удосконаленою і раціональною формою агрономічного трактування матеріалів ґрунтових обстежень необхідно вважати *карту типів сільськогосподарських земель*. Основу її змісту, як зазначає В. М. Фрідланд, має складати агро-виробниче групування ґрунтів, яке містить водночас відомості про структуру ґрунтового покриття і про зв'язки ґрунтів з рельєфом.

Під *типом земель* розуміють територію (ділянку), чітко виражену на місцевості і водночас співмірну з одиницею господарського користування (виробнича ділянка, поле сівозміни), яка належить до певної ґрунтової мікрокомбінації або елементарного ґрунтового ареалу і характеризується спільністю чинників диференціації ґрунтового покриття, близькістю його кількісних параметрів, подібністю геоморфологічних, літологічних та інших важливих в агро-виробничому відношенні природних показників, сукупність яких визначає вид і ступінь її використання, комплекс агротехнічних і меліоративних заходів, необхідних для підвищення її продуктивності.

Склад ґрунтового покриття, співвідношення основних компонентів можуть слугувати критерієм розмежування *підтипів сільськогосподарських земель* всередині ареалів поширення того чи іншого типу земель. Характеристика підтипу земель має містити також інформацію про характер і ступінь прояву небезпечних природних чинників, які обмежують використання земель у сільськогосподарському виробництві. Залежно від особливостей ґрунтового покриття межі підтипів земель можуть збігатися з ареалами поширення домінуючого компонента чи охоплювати сферу поширення найбільших за площею ареалів його основних компонентів.

Відповідно до особливостей категорій сільськогосподарських земель слід вирішувати питання раціональної організації території та можливої трансформації угідь, розробляти заходи з підвищення ефективності використання земель.

Виконанню землевпорядних робіт мають передувати ґрунтові обстеження, або ці роботи необхідно здійснювати у той самий час. Внутрігосподарський землеустрій проводять, використовуючи ґрунтову карту, яка дає уявлення про якість і поширення ґрунтів досліджуваного району. На основі ґрунтової карти запроваджують сівозміни. Відповідно до особливостей ґрунтового покриття, рельєфу, гідрогеологічних показників територію досліджень поділяють на сівозмінні масиви, відводять землі під забудову.



Матеріали ґрунтових досліджень слугують основою для виділення різних типів сівозмін, ділянок під багаторічні насадження (сади, виноградники тощо), пасовища і сінокоси, для введення ґрунтозахисних сівозмін, розміщення полезахисних лісових смуг, для виділення масивів, які підлягають корінній меліорації, та вирішення інших питань щодо організації території.

Практичне вирішення цих питань потребує узагальнення матеріалів ґрунтових досліджень, оскільки при землеустрої необхідно об'єднувати в більші групи все різноманіття різновидів ґрунтів, які виділяють на ґрунтовій карті з урахуванням подібності ґрунтів за генетичними і агрономічними властивостями, однотипності їхнього агровиробничого використання та спільності заходів з поліпшення. Важливе значення для вирішення питань землеустрою, окрім властивостей ґрунтів, мають характеристика розмірів контурів ґрунтів, умови рельєфу, особливості гідрології.

Узагальнення усіх цих матеріалів дає змогу правильно визначити території для різних типів сівозмін, нарізати поля сівозмін, які були б максимально однорідні за ґрунтовим покривом, а за наявності відомої неоднорідності об'єднувати в одне поле ґрунти, на яких можна вирощувати одну і ту ж польову культуру без застосування особливої агротехніки на окремих ділянках поля, коли різниця у властивостях ґрунтів відносно легко ліквідується, наприклад, таким заходом, як внесення добрив.

Використання ґрунтових матеріалів у вирішенні питань землеустрою має свої особливості і залежить від ґрунтово-кліматичних зон. Ці особливості зумовлені як загальними, так і зональними властивостями ґрунтового покриву, а також характером спеціалізації господарювання.

У лісовій зоні особливе значення для вирішення питань землеустрою мають гранулометричний склад, умови зволоження, заболоченість ґрунтів, рівень їхньої природної родючості, а в окремих районах – ступінь завалуненості, щелебнюватості, дрібноконтурності ґрунтів і угідь.

У лісостеповій зоні важливою особливістю використання матеріалів ґрунтових обстежень для вирішення питань правильної організації території є врахування ступеня еродованості та розміщення еродованих ґрунтів на території землекористування, оскільки на ґрунтовій карті завжди виділяють ґрунти різного ступеня змитості. Ці матеріали дають змогу правильно вирішити питання про те, які площі можна включати у звичайну польову сівозміну за умов дотримання простих заходів протиерозійної агротехніки (обробіток упоперек схилу, підвищення норм добрив, поглиблення орного шару), а також які ділянки із середньо- і сильнозмитими ґрунтами необхідно виділити в особливу ґрунтозахисну сівозміну, де намітити полезахисні лісові смуги, визначити характер і обсяг протиерозійних робіт тощо.

У зоні сухих степів з поширенням солонцюватих ґрунтів і солонців першого чергового значення для правильної організації території має врахування ступеня



солонцюватості ґрунтів, а також частки солонців у комплексах, їхніх генетичних особливостей, які визначають рівень родючості солонців і шляхи меліорації. В умовах зрошення необхідно виділяти зручні за рельєфом ділянки з незасоленими ґрунтами, на яких є можливими мінімальні затрати у разі організації подання води, з урахуванням умов їхнього дренування.

Досліджуючи та картографуючи ландшафти, виявляють *природно-територіальні комплекси* (ПТК), виділяють їхні межі на карті і вивчають ПТК, визначаючи його властивості і місце в розробленій класифікації, отримують кількісні показники. У процесі дослідження ПТК і побудови контурної частини ландшафтної карти необхідно використовувати фондову інформацію, оскільки це дає змогу зменшити витрати на виконання досліджень.

Класифікують ПТК, складають легенду ландшафтної карти тільки на підставі польових матеріалів. Об'єктом зображення на карті та одиницею її легенди має бути не випадкове поєднання природних компонентів, яке можна отримати накладанням галузевих карт, а наявний у природі, реальний, який підлягає дослідженню в полі, ПТК.

Успіх підготовчого етапу переважно залежить від того, наскільки раціонально організовано збір фондових джерел. Матеріали про геологічну будову, ґрунти, рослинність частково перекриваються за ландшафтною інформативністю. Тому важко визначити мінімальний обсяг фондових матеріалів, необхідних для вирішення поставлених завдань. Важливим джерелом інформації для характеристики літогенної основи ПТК є матеріали з палеогеографії, геологічної будови і геоморфології.

Ґрунт є частиною ПТК, де його компоненти взаємодіють найтісніше. За морфологічними і хімічними характеристиками ґрунтової відміни, структурою ґрунтового покритву можна діагностувати і реконструювати як ПТК загалом, так і його складові компоненти, змінені діяльністю людини. Складені велико-, середньо- і дрібномасштабні ґрунтові карти використовують у процесі складання ландшафтних карт.

Основною формою кількісного і якісного обліку ґрунтів є матеріали великомасштабних ґрунтових обстежень: ґрунтові карти, картограми, ґрунтові звіти з результатами лабораторно-аналітичних досліджень і польові журнали з морфологічною характеристикою ґрунтів тощо. Детальна оцінка земель потребує насамперед проведення агровиробничого групування і подальшого бонітування ґрунтів. Агровиробниче групування ґрунтів неможливе без ґрунтових карт і даних про властивості ґрунтів, оскільки агровиробнича група – це об'єднання ґрунтових відмін за подібністю генези, гранулометричного складу, властивостей ґрунтотворних порід, фізико-хімічних показників і умов залягання за рельєфом, що дає змогу застосувати однотипні заходи з раціонального використання ґрунтів і підвищення їхньої родючості. Отже, *агровиробнича група ґрунтів* – це *вихідна одиниця (об'єкт) якісної (бонітетної) оцінки й обліку ґрунтів*.



Головним показником, який необхідно враховувати для агровиробничого групування ґрунтів, є належність ґрунту до певного генетичного типу. Адже ґрунтоутворний процес, який формує ґрунт, створює найважливішу його якість – родючість, зумовлену вмістом гумусу, багатством поживних речовин, структурним станом тощо. Різноманітність процесів ґрунтоутворення та їхня інтенсивність є причиною створення певних ознак і властивостей ґрунтів, а, отже, і родючості. Тому генетична близькість ґрунтів – перший і головний показник їхньої бонітетної оцінки. Отож агровиробниче групування ґрунтів, яке покладено в основу бонітування, є агрономічною інтерпретацією матеріалів великомасштабного картографування ґрунтів окремих господарств чи регіонів.

Бонітування ґрунтів є логічним продовженням ґрунтових обстежень і передує економічній оцінці земель. Отже, головний об'єкт бонітування – агровиробнича група, визначена за таксономічними одиницями ґрунтів різного рангу (від генетичного типу до ґрунтової відміни), – встановлюється за результатами картографування ґрунтового покриття і властивостями ґрунтів.

Контрольні запитання і завдання

1. У чому полягає суть картографування ґрунтів?
2. Охарактеризуйте ґрунт як об'єкт досліджень.
3. Які види ґрунтово-картографічних робіт Ви знаєте?
4. Охарактеризуйте класифікацію ґрунтових обстежень за масштабом.
5. Якими особливостями характеризується методика виконання великомасштабних ґрунтових обстежень?
6. Як використовують матеріали ґрунтових обстежень?
7. Охарактеризуйте етапи та завдання обстеження ґрунтів.

Література

1. Евдокимова Т. И. Почвенная съемка / Т. И. Евдокимова. – М. : Изд-во МГУ, 1987. – 268 с.
2. Картографія ґрунтів / [за ред. Д. Г. Тихоненка]. – Харків, 2001. – 320 с.
3. Корсунов В. М. Пространственная организация почвенного покрова / В. М. Корсунов, Е. Н. Красеха. – Новосибирск : Наука, 1990. – 200 с.
4. Методика составления и использования крупномасштабных почвенных карт. – М. : Колос, 1976. – 226 с.
5. Папіш І. Я. Практикум з картографії ґрунтів / І. Я. Папіш, Т. С. Ямелинець. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. – 450 с.
6. Позняк С. П. Картографування ґрунтового покриття / С. П. Позняк, Є. Н. Красеха, М. Г. Кіт. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2003. – 500 с.
7. Светличный А. А. Географические информационные системы: технология и приложения / А. А. Светличный, В. Н. Андерсон, С. В. Плотницкий. – Одесса : Астропринт, 1997. – 196 с.
8. Ямелинець Т. С. Застосування географічних інформаційних систем у ґрунтознавстві / Т. С. Ямелинець. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 196 с.

Розділ 21

ОХОРОНА ҐРУНТІВ

Виникнення проблеми охорони ґрунтів зумовлене господарською діяльністю людини, яка часто спричиняє втрату природної родючості: ґрунти деградують або навіть цілковито руйнуються. Безпосередній вплив відбувається передусім у процесі землеробського використання ґрунтів, яке охоплює приблизно одну десятку частину суші Землі. Землеробське використання включає обробіток ґрунтів, зокрема із застосуванням важкої сільськогосподарської техніки, внесення органічних і мінеральних добрив, застосування отрутохімікатів, вапнування кислих і гіпсування солонцюватих ґрунтів і солонців, промивання засолених ґрунтів, зрошення, осушення, заходи захисту від ерозії та дефляції, терасування схилів, заліснення водозбірних басейнів, рекультивація порушених ґрунтів тощо.

За даними Міжнародного наукового проекту „Глобальна оцінка деградації ґрунтів” (1990), процеси деградації поширені на площі близько 2 млрд га. Із них частка ґрунтів, що зазнали водної ерозії, становить 55,6%, вітрової ерозії – 27,9%, хімічних чинників деградації (засолення, забруднення, виснаження на елементи живлення) – 12,2%, фізичного ущільнення та підтоплення – 4,2%.

За історичний період людство втратило близько 2 млрд га колись родючих ґрунтів, перетворивши їх на пустелі і непридатні для землеробства простори, так звані *бедленди*. Це більше, ніж уся площа сучасного світового землеробства, яка становить приблизно 1,5 млрд га. Із сільськогосподарського використання кожен рік вибуває приблизно 8 млн га ґрунтів унаслідок їхнього використання для інших господарських потреб і приблизно 7 млн га – через розвиток різних процесів деградації ґрунтів. Отож щороку людство втрачає близько 15 млн га біологічно продуктивних ґрунтів.

Усвідомлюючи небезпеку зникнення, руйнування, забруднення, засмічення і загальної деградації ґрунтів, Перша Всесвітня конференція ООН з оточуючого середовища 1972 р. звернула увагу на необхідність охорони ґрунтів. Міжнародна



організація з продовольства (ФАО) 1981 р. прийняла Всесвітню Хартію ґрунтів, в якій закликала уряди й народи усіх країн розглядати ґрунтовий покрив як все-світнє надбання людства. Вчені та експерти міжнародної спільноти, занепокоєні станом ґрунтового покриву планети, вирішили заснувати Всесвітній день ґрунту – 5 грудня.

21.1. Деградація ґрунтів

Деградація ґрунтів – це спричинений людиною процес погіршення і (або) втрати властивостей та якості ґрунту, результат якого сприяє збільшенню затрат ресурсів (енергетичних, сировинних, інформаційних тощо) для досягнення раніше отримуваної кількості та якості продукції і (або) збільшус обмеження на подальшу діяльність людини. Аналогічне визначення можна застосовувати і до поняття „деградація ґрунтового покриву”, тільки щодо ґрунтової комбінації, а не до ґрунту як такого.

На сучасному етапі розвитку науки ґрунтознавства поняття „деградація ґрунтів” („деградація ґрунтового покриву”) розглядають з суто антропоцентричних позицій, тобто з позицій вигідності і благополуччя людини та оточуючого її природного середовища. Це дуже важливий методологічний аспект, оскільки для ґрунтів як складних систем їхня деградація у наведеному вище розумінні не завжди є деградацією з точки зору загальної теорії систем, тобто втратою елементів і спрощенням структури цієї системи аж до зникнення самої системи. Очевидно, що системне поняття деградації відповідає поняттю деградації ґрунтів у випадку впливів і процесів, що руйнують ґрунт (ерозія, дефляція, дегуміфікація), проте не цілком збігається з ним, наприклад, у випадку формування солонцюватих чорноземів при зрошенні. Можливо, з часом ґрунтознавці розрізнятимуть ці різні аспекти поняття „деградація”, та сьогодні домінуючою є енвайроменталістична точка зору, що базується на вченні про довкілля.

Не цілком вироблено уявлення про причини деградації ґрунтів і ґрунтового покриву. Завжди найактивніше досліджували деградаційні явища, пов'язані з діяльністю людини. Зміни, які відбуваються при цьому, здебільшого мають локальний або регіональний характер, територіально обмежені тим чи іншим видом господарської діяльності. Близькі за проявом деградаційні процеси, пов'язані з природними змінами чинників ґрунтоутворення, які проявляються поступово або катастрофічно, прийнято сьогодні зачисляти до такого розділу ґрунтознавства, як „еволюція ґрунтів і ґрунтового покриву”. Водночас останніми десятиріччями виявилось, що антропогенні впливи на природу Землі спричиняють уже і зміни чинників ґрунтоутворення в глобальному і геологічному аспектах. Це глобальні зміни клімату, зміна складу поверхневих порід і зміна рельєфу на значних просторах тощо. До таких змін чинників ґрунтоутворення ґрунтознавці застосовують



терміни „антропогенна деградація”, „деградація ґрунтів під впливом антропогенних чинників” тощо. Очевидно, термінологію необхідно остаточно з’ясувати, а сьогодні *антропогенною деградацією ґрунтів* слід називати такі їхні вторинні зміни, зумовлені діяльністю людини, які спричиняють часткову або цілковиту втрату родючості ґрунту або виявляються причиною знищення ґрунтового покриву. Часткова втрата родючості може бути відновлена, тоді як повне знищення ґрунтів є незворотнім явищем. Саме існування ландшафту можливе доти, доки зберігаються й активно функціонують ґрунти. Ця небезпека актуальна для індустріальних ландшафтів і агроландшафтів. Важливою причиною деградаційних змін ґрунтів є невідповідність антропогенних заходів їхнім генетичним особливостям, властивостям і режимам, умовам природного формування ландшафтів.

Водночас необхідно зазначити, що деградаційні зміни ґрунтів не є детермінованими, що неодмінно відбуваються після всякого антропогенного впливу. Реальні ситуації засвідчують, що втрата стійкості ґрунтів під впливом діяльності людини і, як наслідок, їхня деградація відбуваються тільки за неадекватного застосування тих чи інших заходів впливу на ґрунти. Неадекватними слід вважати такі антропогенні впливи на ґрунти, які не враховують умов їхнього формування.

Природні та антропогенні процеси спричиняють небезпечні деградаційні зміни. Отож початково нестійких ґрунтів немає. Ґрунти, які реально виникли на Землі, стійкі до тих термодинамічних і геохімічних умов, які визначили їхнє формування. Проте ґрунти стійкі доти, доки вони не зазнали спрямованого неадекватного антропогенного впливу. Тому, залучаючи ґрунти до певного виду використання, не треба застосовувати заходи, які виводять ґрунти зі стійкого стану. Нерозуміння цієї принципової умови раціонального природокористування є причиною значного поширення антропогенної деградації ґрунтів на Землі у різноманітних її проявах. Необхідно систематизувати причини антропогенної деградації ґрунтів та виробити заходи з їхнього захисту від деградаційних змін. Серед процесів, що спричиняють деградацію ґрунтів, вирізняють такі групи:

- процеси, прояв яких не може бути відвернений людиною (землетруси, вулкани, певні схилі процеси тощо);
- процеси, інтенсивність яких більшою чи меншою мірою спричиняється антропогенним чинником (зсуви, селі, ерозія ґрунтів, дефляція, пірогенна деградація тощо);
- процеси, спричинені антропогенними чинниками (термокарст, вторинне засолення, осолонцювання, переосушення торфів тощо);
- власне антропогенні процеси (забруднення ґрунтів токсичними речовинами, затоплення ґрунтів у ході будівництва водосховищ, деградація ґрунтів унаслідок геологопошукових робіт та експлуатації родовищ корисних копалин, дегуміфікація орних ґрунтів тощо).



Деградація ґрунтів здебільшого відбувається у випадку комбінованого впливу природних і антропогенних чинників. Зазвичай антропогенний вплив створює передумови для різкої активізації природних впливів. Розмежувати вплив природних і антропогенних чинників деградації часто буває доволі складно. Нові уявлення про інтенсивність процесів деградації дають змогу говорити про потенціальну і фактичну стійкість ґрунтів і зворотність процесів деградації.

Потенціальна стійкість до деградації залежить від здатності ґрунтів протистояти різним видам природно-антропогенних впливів. Вона визначається складом і властивостями ґрунту, наявністю чи відсутністю чинників, які захищають від деградації.

Фактична стійкість є величиною динамічною і залежить від чергування циклів стану ґрунтів різної тривалості: перебування ґрунту під трав'янистою рослинністю або під лісом, чергування культур у сівозміні, зміна водного режиму навесні та влітку тощо.

Зворотність деградації ґрунтів – це реальна можливість відновлення властивостей ґрунтів, змінених або втрачених у процесі деградації. Зворотність залежить передусім від виду і ступеня деградації ґрунтів. Наприклад, процес підкислення, збіднення рухомими формами поживних речовин можна врегулювати у порівняно короткі терміни і без значних затрат. А усунення наслідків водної та вітрової ерозії, злитоутворення при неправильному зрошенні, компенсація значних втрат гумусу чорноземами – дуже складні, дорогі та тривалі процеси. У випадку високого ступеня деградації відновлення профілю ґрунтів, їхньої родючості та нормального функціонування є неможливим у найближчому часі. За проявом деградаційних процесів вирізняють п'ять ступенів деградації за різними діагностичними показниками (у тім числі додатковими):

- 0 – недеградовані (непорушені);
- 1 – слабодеградовані;
- 2 – середньодеградовані;
- 3 – сильнодеградовані;
- 4 – дуже сильнодеградовані (зруйновані), у тім числі знищено ґрунтовий покрив (табл. 21.1).

Таблиця 21.1

Визначення ступеня деградації ґрунтів і земель

| Показники | Ступінь деградації | | | | |
|---|--------------------|-------|--------|---------|-------|
| | 0 | 1 | 2 | 3 | 4 |
| <i>I</i> | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
| Потужність абіотичних наносів, см | < 2 | 2-10 | 11-20 | 20-40 | > 40 |
| Глибина провалів (см) щодо поверхні (без розриву суцільності) | < 20 | 21-40 | 41-100 | 101-200 | > 200 |



Продовження табл. 21.1

| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|-------|----------|----------|-----------|--------|
| Зменшення вмісту фізичної глини на величину, % | < 5 | 5–16 | 17–25 | 26–32 | > 32 |
| Збільшення щільності будови орного шару, % від вмісту вихідного* | < 10 | 11–20 | 21–30 | 31–40 | > 40 |
| Стабільна структурна (мікроагрегатна, без урахування тріщин) шпаруватість, см ³ /г | < 0,2 | 0,11–0,2 | 0,06–0,1 | 0,02–0,05 | > 0,02 |
| Текстурна шпаруватість (внутріагрегатна), см ³ /г | < 0,3 | 0,26–0,3 | 0,2–0,25 | 0,17–0,19 | > 0,17 |
| Коефіцієнт фільтрації, м/доба | < 0,1 | 0,3–1,0 | 0,1–0,3 | 0,01–0,1 | > 0,01 |
| Кам'янистість, % покриття | < 5 | 6–15 | 16–35 | 36–70 | > 70 |
| Зменшення потужності профілю ґрунту (H+E), % від вихідного* | < 3 | 3–25 | 26–50 | 51–75 | > 75 |
| Зменшення запасів гумусу в профілі ґрунту (H+E), % від вихідного* | < 10 | 11–20 | 21–40 | 41–80 | > 80 |
| Зменшення вмісту мікроелементів (Mn, Co, Mo, B, Cu, Fe), % від середнього ступеня забезпеченості | < 10 | 11–20 | 21–40 | 41–80 | > 80 |
| Зменшення вмісту рухомого фосфору, % від середнього ступеня забезпеченості | < 10 | 11–20 | 21–40 | 41–80 | > 80 |
| Зменшення вмісту обмінного калію, % від середнього ступеня забезпеченості | < 10 | 11–20 | 21–40 | 41–80 | > 80 |
| Зменшення ступеня кислотності (рН сол.), % від середнього ступеня кислотності | < 10 | 11–15 | 16–20 | 21–25 | > 25 |
| Втрата ґрунтової маси, т/га/рік | < 5 | 6–25 | 26–100 | 101–200 | > 200 |
| Площа оголеної ґрунтоутворюючої породи (P) або підстиляючої породи (D), % від загальної площі | 0–2 | 3–5 | 6–10 | 11–25 | > 25 |
| Збільшення площі еродованих ґрунтів, % за рік | < 0,5 | 0,6–1,0 | 1,1–2,0 | 2,1–5,0 | > 5,0 |
| Глибина розмиву і водоритвин щодо поверхні, см | < 20 | 21–40 | 41–100 | 101–200 | > 200 |
| Розчленованість території ярами, км/км ² | < 0,1 | 0,1–0,3 | 0,4–0,7 | 0,8–2,5 | > 2,5 |
| Дефляційне нанесення неродючого шару, см | < 0,2 | 3–10 | 11–20 | 21–40 | > 40 |



| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--|--------|-----------|----------|----------|-------|
| Площа виведених із землекористування угідь (без рослинності на природних угіддях), % від загальної площі | < 10 | 11–30 | 31–50 | 51–70 | > 70 |
| Проективне покриття пасовищною рослинністю, % від загального | < 90 | 71–90 | 51–70 | 11–50 | > 10 |
| Швидкість росту площі деградованих пасовищ, % за рік | < 0,25 | 0,26–1,0 | 1,1–3,0 | 3,1–5,0 | > 5,0 |
| Площа рухомих пісків, % від загальної площі | 0–2 | 2–5 | 6–15 | 16–25 | > 25 |
| Збільшення площі рухомих пісків, % за рік | < 0,25 | 0,26–1,0 | 1,1–2,0 | 2,1–4,0 | > 4,0 |
| Вміст суми токсичних солей у верхньому родючому шарі, %: | | | | | |
| — за наявності соди | < 0,1 | 0,11–0,2 | 0,21–0,3 | 0,31–0,5 | > 0,5 |
| — для інших типів засолення | < 0,1 | 0,11–0,25 | 0,26–0,5 | 0,51–0,8 | > 0,8 |
| Збільшення токсичної лужності (при переході нейтрального типу засолення до лужного), ммоль/100 г ґрунту | < 0,7 | 0,71–1,0 | 1,1–1,6 | 1,7–2,0 | > 2,0 |
| Збільшення площі засолених ґрунтів, % за рік | 0–0,5 | 0,51–1,0 | 1,1–2,0 | 2,1–5,0 | > 5,0 |
| Збільшення вмісту вбирного натрію, % від ємності катіонного обміну: | | | | | |
| — для ґрунтів, які вміщують < 1% | < 1 | 1–3 | 3–7 | 7–10 | > 10 |
| — натрію для інших ґрунтів | < 5 | 5–10 | 10–15 | 15–20 | > 20 |
| Збільшення вмісту вбирного магнію, % від ємності катіонного обміну | < 40 | 41–50 | 51–60 | 61–70 | > 70 |
| Підняття прісних (<1–3 г/л) ґрунтово-підґрунтових вод, м: | | | | | |
| — в гумідній зоні | > 1,0 | 3,1–4,0 | 2,1–3,0 | 1,0–2,0 | < 1,0 |
| — в степовій зоні | > 4,0 | 3,1–4,0 | 2,1–3,0 | 1,0–2,0 | < 1,0 |
| Підняття рівня мінералізованих (>3 г/л) ґрунтово-підґрунтових вод, м | > 7 | 5–7 | 5–3 | 3–2 | < 2 |
| Затоплення (поверхнєве перезволоження), к-сть місяців | < 3 | 3–6 | 6–12 | 12–18 | > 18 |
| Спрацювання торфу, мм/рік | 0–1 | 1–2,5 | 2,6–10 | 11–40 | > 40 |

Примітка. * За вихідний приймають стан недеградованого аналогу (нульовий ступінь деградації)



Розрізняють дві головні категорії деградаційних процесів і явищ: 1) пов'язані з переміщенням ґрунтового матеріалу; 2) пов'язані зі зміною фізичних, хімічних, фізико-хімічних і біологічних властивостей ґрунтів. *Переміщення ґрунтового матеріалу* відбувається у випадку таких деградаційних явищ, як водна та вітрова ерозія. *Хімічна та фізико-хімічна деградація* – це втрата елементів мінерального живлення і гумусу, підкислення і підлуження, забруднення тощо. До *фізичної деградації* належить ущільнення і кіркутворення, затоплення і заболочування, спрацювання органічних ґрунтів, зменшення запасів органічної речовини. *Біологічна деградація* характеризується порушенням біологічної активності ґрунтів.

Тривожна ситуація складається в Україні в зв'язку з розвитком процесів деградації ґрунтів. Аналіз виникнення, розвитку і географічного поширення деградаційних ґрунтових процесів в Україні засвідчив, що їхньою головною причиною є надмірна розораність території, високий рівень агротехногенного навантаження, недотримання заходів з раціонального використання й охорони ґрунтів тощо. Приблизно 90% ґрунтів, які використовують як орні землі, деградовані. З них близько 11 млн га – дефляційно небезпечні, 2,5 млн га – перезволожені й заболочені, близько 4 млн га – забруднені радіонуклідами та іншими полютантами.

Негативні наслідки впливу на ґрунти господарської діяльності людини часто виникають у разі недодержання відповідних заходів з охорони ґрунтів. До негативних явищ, що погіршують властивості ґрунтів і порушують ґрунтовий покрив, належать ерозія, дефляція, дегуміфікація, вторинне засолення, заболочування, забруднення ґрунтів промисловими відходами, агро- й отрутохімікатами, пірогенна і термічна трансформація на торфах, техногенні порушення у районах будівництва магістральних трубопроводів, ліній електропередач, нафтових і газових свердловин тощо.

21.2. Ерозія і дефляція ґрунтів

Ерозія ґрунтів – один із найбільш несприятливих чинників, що руйнують ґрунтовий покрив. Термін „ерозія” походить від лат. *erozio* – роз'їдати, вигризати. **Ерозія ґрунту** – це сукупність взаємопов'язаних процесів відриву, перенесення і відкладання ґрунту, а також материнських і підстиляючих порід поверхневим стоком тимчасових водних потоків і вітром. Ерозію, яка відбувається під впливом стоку дощових, талих, поливних і скидних вод, називають **водною**. Термін „ерозія” слід використовувати тільки на позначення процесів руйнування ґрунтів і гірських порід водою [Г. І. Швебс, 1981]. Руйнування ґрунтів і гірських порід вітром називають **вітровою ерозією, або дефляцією** (від лат. *deflatio* – видувати).

Необхідною умовою виникнення водної ерозії ґрунту є стік поверхневих вод, або поверхневий стік. Розрізняють три головні види поверхневого стоку: дощовий стік, стік талої води і стік поливної води. Їм відповідає три типи ерозії



грунтів: дощова ерозія (або зливово – при сильних дощах); ерозія при сніготаненні; іригаційна ерозія.

Залежно від характеру дії на ґрунт стічної води, вирізняють два підтипи **водної ерозії**: *площинний змив ґрунту та лінійний розмив (яружна ерозія)*.

Площинна ерозія проявляється у поступовому, здалеку непомітному, більш-менш рівномірному видаленні з поверхні схилу дрібнозему ґрунту під дією потоків води. Добре вираженою формою прояву поверхневої ерозії є дрібні струмкові розмиви і стрічкові заливи, спричиняють утворення слабо-, середньо- і сильнозмитих ґрунтів.

Лінійна ерозія проявляється у випадку концентрації стоку і розмиву ґрунту у вертикальному напрямі. В результаті розмивання виникає промивина, яка в подальшому за збільшення надходження води перетворюється в яр.

Межу переходу площинної ерозії в лінійну встановити важко. Якщо сліди ерозії на полі можна зарівняти обробітком ґрунту, то це – площинна ерозія, а якщо не вдається зарівняти – то лінійна.

За гідролого-морфологічною класифікацією видів водної ерозії Г. І. Швєбса (1981), до поверхнево-схилової зачисляють три види ерозії – ерозія розбризкування, поверхнева і струминна ерозії.

Ерозія розбризкування полягає в тому, що дощові краплі бризками переміщують вниз по схилу часточки ґрунту, але сумарні втрати ґрунту схилу при цьому незначні [О. О. Світличний, С. Г. Чорний, 2007].

Поверхнева ерозія, або *площинна*, змиває і розмиває ґрунт у тимчасовій струмковій мережі, а також на міжструмкових ділянках.

Струминна ерозія виявляється у струминному і зливовому струминному розмиві. На поверхні ґрунту в результаті дії струминної ерозії утворюються струминні розмиви або водомії. Глибокі лінійні розмиви поступово можуть перетворитися в яри каньйоноподібної або V-подібної форми. Яри класифікують за морфологічними, генетичними і просторовими ознаками.

За будовою розрізняють такі види ярів: прості, розгалужені, складнорозгалужені, а також яружну систему. Простий яр є одним прямим або слабкозігнутим руслом з двома-трьома розгалуженнями біля вершини. Розгалужені та складнорозгалужені яри характеризуються наявністю кількох бокових відгалужень за всією довжиною основного русла, великі з яких за своїми морфологічними характеристиками подібні до головного русла. Яружна система є єдиною сукупністю головного русла і густої мережі ярів менших порядків [О. О. Світличний, С. Г. Чорний, 2007].

За ступенем змитості ґрунти поділяють на **слабо-, середньо- і сильнозмиті** (інколи виділяють дуже сильнозмиті). Для визначення ступеня змитості важливе значення має наявність „еталона” незмитих ґрунтів, пошук якого може стати чималою проблемою, передусім там, де площа ріллі сягає 80%, а еродова-



ність – 40% і більше від усієї площі. Для ділянок з ухилом 3–5° еталоном може слугувати нормальний ґрунт вододілів з повним набором генетичних горизонтів. Однак для схилів з ухилом понад 5° найбільш вдалим для порівняння буде етalon-розріз, закладений на такому ж схилі під лісом або на ділянці під перелогом, а найліпше – на цілині. Порівняння еродованих ґрунтів схилів з ґрунтами вододілів значною мірою умовні.

Головним методом визначення ступеня еродованості ґрунтів є метод зіставлення профілю змитих ґрунтів і „еталонного” ґрунту. Для орних і цілинних ґрунтів пропонують різні діагностичні показники ступеня еродованості, які об’єднують за типом генетичного профілю в певні зональні ґрунти [Євдокимова, 1987]. Наприклад, для потужних і середньопотужних чорноземів усіх підтипів з середньою глибиною оранки не менше 22 см при початковій потужності гумусових горизонтів понад 50 см до слабозмитих зачисляють ґрунти, коли змито до однієї третини гумусового горизонту, до середньозмитих – коли змито більше половини гумусового горизонту, до сильнозмитих – коли змито повністю гумусовий горизонт і частково гумусовий перехідний горизонт.

Важливим показником прояву ерозії є зменшення гумусованості шарів 0–30 і 0–50 см (залежно від потужності гумусового горизонту):

| Змитість | Зменшення гумусованості верхнього шару, % |
|-------------|--|
| Відсутня | <10 |
| Слабка | 10–20 |
| Середня | 20–50 |
| Сильна | 50–75 |
| Дуже сильна | >75 |

Останніми роками для оцінки еродованості ґрунтів використовують матеріали космічного знімання, а також матеріали попередніх років ґрунтових обстежень.

Кількісно процес ерозії ґрунтів характеризується *інтенсивністю змиву* (або видування), яку виражають у т/га за рік, або *потужністю втраченого шару ґрунту* за одиницю часу (мм/рік). Ступінь небезпеки ерозії можна визначити, зіставляючи інтенсивність змиву (або видування) ґрунту зі швидкістю ґрунтоутворного процесу. Коли інтенсивність ерозії менша швидкості ґрунтоутворення, то можна передбачити, що вона не стане небезпечною для цього ґрунту. Таку ерозію прийнято вважати *нормальною*. Коли інтенсивність втрат ґрунту більша від швидкості ґрунтоутворення, її вважають *прискореною*. Для утворення шару ґрунту 2–3 см



потрібно за сприятливих умов від 200 до 1000 років. Талі води, дощ, вітер здатні за 20–30 років знищити те, що природа створювала протягом тисячоліть. Отож важливо мати науково обгрунтовану кількісну оцінку ерозійних процесів.

Для потреб практики розроблено найбільш прийнятні показники середньорічного гранично-допустимого змиву ґрунту (табл. 21.2)

Таблиця 21.2

**Середньорічний гранично-допустимий змив ґрунту, т/га
(за Г. П. Сурмачем, 1992)**

| ґрунти | Ступінь змитості | | |
|--|-----------------------|---------------|-------------|
| | незмиті та слабозмиті | середньозмиті | сильнозмиті |
| Дерново-підзолисті, світло-сірі лісові на лесоподібних та інших пухких породах | 2,0 | 1,5 | 1,0 |
| Сірі і темно-сірі лісові, чорноземні і темно-каштанові | 2,0 | 2,0 | 1,5 |
| Каштанові, світло-каштанові, сіроземні | 1,5 | 1,5 | 1,0 |
| Сформовані на опоках і крейді | 1,0 | 0,5 | 0,5 |

Для оцінки інтенсивності втрат ґрунту за прискореної ерозії М. М. Заславським (1983) запропоновано таку класифікацію:

- незначний змив – до 0,5 т/га (до 0,05 мм/рік за щільності будови ґрунту 1 т/м³);
- слабкий змив – 0,5–1 т/га (0,05–0,1 мм/рік);
- середній змив – 1–5 т/га (0,1–0,5 мм/рік);
- сильний змив – 5–10 т/га (0,5–1 мм/рік);
- дуже сильний змив – понад 10 т/га (понад 1 мм/рік).

Ерозія зумовлює значні втрати продуктивності ґрунтів. Знижується родючість ґрунтів і зменшуються площі орних земель. Урожайність сільськогосподарських культур на еродованих ґрунтах знижується на 10–60 %.

За даними Національного наукового центру „Інститут ґрунтознавства і агрохімії ім. О. Н. Соколовського”, в Україні внаслідок ерозії щорічно змивається близько 500 млн тонн гумусу, а також близько 1 млн т азоту, 0,7 млн т фосфору і понад 10 млн т калію.

Водночас з дегуміфікацією відбуваються негативні зміни фізичних, хімічних, фізико-хімічних і біологічних властивостей еродованих ґрунтів [І. А. Крупеніков, 1990].

У прояві ерозійних процесів і поширенні еродованих ґрунтів простежується зональність, яка зумовлена закономірними змінами природних і антропогенних чинників ерозії.



У тундрі і лісотундрі у випадку нераціональної господарської діяльності, яка супроводжується механічними порушеннями ґрунтового покриву, знищенням рослинності, розвитком термокарсту, ландшафти і ґрунти деградують. Інтенсивність змиву ґрунтів сягає 50 т/га за рік.

У лісовій зоні на безлісних ділянках проявляється яружна ерозія, найчастіше донна. Значний змив ґрунту і яроутворення приурочені до пасом, кряжів.

Висока розораність ґрунтів *лісостепу* і *степу*, значна розчленованість території створили умови для широкого розвитку процесів водної ерозії. Значні площі еродованих ґрунтів приурочені до Середньоруської, Ставропольської, Волино-Подільської височини, території Молдови, Заволжя, Донбасу.

У *напівпустельній* і *пустельній* зонах ерозія проявляється значно менше завдяки меншій розораності території, а також здебільшого незначному розчленуванню рельєфу, меншій кількості опадів.

У *гірських районах* за сприятливих природних умов і невисокого антропогенного навантаження рослинність гірських лісів, чагарників, лук чи степів захищає ґрунт від ерозії, однак при знищенні рослинності ерозія ґрунтів проявляється набагато сильніше порівняно з рівнинними територіями.

Захист ґрунтів від ерозії – необхідна умова збереження родючості ґрунтів. Для кожної конкретної території повинна бути розроблена система протиерозійних заходів, яка сприятиме створенню стійкого водного режиму, послабленню концентрації водних потоків і зменшенню поверхневого стоку, затриманню талих снігових вод і рідких опадів, або їхньому відведенню у гідрографічну сітку, що зупинятиме або послаблюватиме ерозійні процеси. Протиерозійна система передбачає організаційно-територіальні, господарські, агротехнологічні, лісо- та гідромеліоративні заходи.

Вітрова ерозія, або дефляція (лат. *deflatio* – видування, розвіювання) – процес руйнування та перенесення верхнього шару ґрунту, який проявляється у вигляді пилових бур і місцевого розвіювання ґрунтів.

Необхідною умовою вітрової ерозії є вітер, швидкість якого достатня для переміщення частинок ґрунту. За такими зовнішніми ознаками, як інтенсивність, тривалість і масштаби прояву, а також розмір шкоди, розрізняють повсякденну вітрову ерозію і пилові бурі. Відмінними ознаками повсякденної вітрової ерозії можна вважати відносно низьку швидкість вітру, що ледь перевищує критичну для ґрунтів, і зв'язану з цим просторову обмеженість явища – повсякденна ерозія найчастіше обмежена масштабами одного або декількох сусідніх полів, на території яких розвиваються всі стадії процесу – від видування ґрунту до відкладення наносів. Практично всі орні ґрунти тією чи іншою мірою піддаються повсякденній вітровій ерозії, зокрема при обробітку.

При великих швидкостях вітру, що значно перевищує критичну для ґрунтів, суттєво збільшується висота підняття ґрунтових частинок у повітря (вона сягає



сотень метрів) і дальність їхнього перенесення (сягає сотень і тисяч кілометрів). *Перенесення сильним вітром великої кількості пилу, що супроводжується погіршенням видимості, називають пиловою бурею.* Пилові бурі – грізне явище, масштаби якого неодноразово набували розмаху стихійного лиха.

За ступенем розвитку дефляції вирізняють слабо-, середньо- і сильнодефльовані ґрунти. *Слабодефльовані ґрунти* мають потужність гумусового горизонту меншу на 5 см порівняно з недефльованими ґрунтами. Поверхня слабодефльованого ґрунту зрідка вкрита плямами наносів висотою до 5 см, загибель рослин у посівах не перевищує 20%. *Середньодефльовані ґрунти* мають зменшену потужність гумусового горизонту на 5–10 см, поверхня ґрунту вкрита соловою брижею з косами і горбочками наносів висотою до 20 см, загибель рослин у посівах становить 20–50%. *Сильнодефльовані ґрунти* мають зменшену потужність гумусового горизонту на 10–20 см і більше, поверхня суцільно вкрита соловою брижею, коли навіювання і горбки дрібнозему висотою понад 20 см чергуються з ділянками видування дрібнозему часто до плужної підшви.

Дефляція ґрунтів завжди проявляється в землеробських районах. Нехтування процесами дефляції призвело до того, що величезні території перетворювались на покинуті землі та безплідні пустелі. Інтенсивної вітрової ерозії зазнають рівнинні території, незахищені полезахисними лісосмугами, ґрунтозахисною агротехнікою, а також вітроударні схили. Влітку вітрова ерозія може проявлятися на полях, зайнятих паром.

В Україні найбільш вразливими до вітрової ерозії є південь Херсонської, центр Запорізької, південний захід Донецької і Луганської областей. Останніми десятиріччями дефляція ґрунтів охопила і територію Полісся, спричинивши руйнування осушених торфовищ і мінеральних переосушених ґрунтів, а також переміщення пісків на пасмових формах рельєфу, навіть вкритих лісовою рослинністю. Втрати дрібнозему на Поліссі становлять 2–5 т/га за рік. На осушених торфовищах унаслідок систематичної полицевої оранки та низького рівня ґрунтових вод дефляція та мінералізація зменшують глибину шару торфу в середньому на 4,5 см за рік, в окремі роки – на 7,5 см.

Захист ґрунтів від руйнівної дії дефляції пов'язаний із застосуванням комплексу протидефляційних прийомів – високого рівня культури землеробства, запровадження раціонального ґрунтозахисного землекористування, системи полезахисних лісосмуг тощо.

Руйнування ґрунтів зрошувальними водами шляхом дощування, а також при зрошенні по борознах і чеках зумовлює розвиток іригаційної ерозії. При дощуванні проявляється площинна ерозія, а при поливі по борознах чи напуском по смугах – лінійна та площинна ерозія.

Іригаційна ерозія руйнує ґрунти протягом багатьох тисячоліть у Середній Азії та Південному Казахстані, де є понад 1 млн га еродованих зрошуваних зе-



мель. Під впливом іригаційного змиву в профілі зрошуваних ґрунтів зменшується потужність гумусового горизонту, втрачаються елементи живлення рослин, різко зменшуються запаси продуктивної вологи, погіршуються водно-фізичні, агрохімічні та біологічні властивості ґрунтів.

Розвиток *пасовищної ерозії* спричиняє надмірне випасання на схилових землях худоби, яка розбиває дернину і зсуває частину ґрунту вниз по схилу. Внаслідок цього на схилах утворюються худобопрогінні стежки, мікротераси, позбавлені рослинності. На них швидко розвиваються водомійні та яри. Розвиток пасовищної ерозії значно підсилює водну та вітрову ерозію.

На гірських схилах унаслідок пасовищної ерозії ґрунти втрачають значну частину дрібнозему, перетворюючись на кам'янисті розсипища. В байрачних лісах пасовищна ерозія призводить до вибивання дернини, підсилення водної ерозії, утворення різних форм лінійного розмиву. На рівнинних місцевостях унаслідок пасовищної ерозії різко знижується продуктивність пасовищ.

21.3. Дегуміфікація ґрунтів

Інтенсифікація сільськогосподарського виробництва зумовлює порушення динамічної рівноваги ґрунтоутворних процесів, зокрема пов'язаних з гумусоутворенням. Якщо при цілинному ґрунтоутворенні процес гуміфікації переважає над мінералізацією і відбувається поступове накопичення органічної речовини ґрунту, то в орних ґрунтах цей процес зміщується в бік посилення мінералізації, що веде до зниження вмісту гумусу, спричиняючи дегуміфікацію орних ґрунтів.

Середньорічні втрати гумусу в чорноземах типових і вилугуваних становлять 0,7–0,9 т/га, у чорноземах звичайних – 0,5–0,7 т/га.

В староорних чорноземах (більше ніж сторічна рілля) зміна вмісту гумусу визначається рівнем інтенсифікації землеробства: структурою посівних площ, співвідношенням у сівозмінах просапних і культур суцільного посіву, питомою вагою багаторічних трав, рівнем застосування органічних і мінеральних добрив.

Сільськогосподарська культура має суттєвий вплив не тільки на загальний вміст гумусу, але й на його якісний склад. Зокрема, гумус староорних чорноземів робиться більш рухомим, зменшується вміст негідролізованого залишку. Вміст активного гумусу в староорних чорноземах зростає в 1,5–2 рази.

Значних розмірів досягли втрати гумусу в ґрунтах України. Дегуміфікацією охоплено 39 млн га сільськогосподарських угідь. Чорноземи типові західних областей лісостепової зони України за 100 років втратили 25, а в умовах зрошення – до 60% гумусу. В абсолютних величинах найбільших щорічних втрат (0,6–0,8 т/га) зазнали чорноземи типові.

Інтенсифікація сільськогосподарського виробництва збільшує втрати гумусу в усіх ґрунтово-кліматичних зонах України. Середньорічні втрати його за останні 20 років (наприкінці 80-х років), порівняно з темпами втрат за попередні 80 років, зросли у лісостеповій зоні в 1,7 раза, у степовій – 2,4 раза, у поліській зоні – у 8,4 раза.

У районах з розвитком сильної водної ерозії та дефляції втрати гумусу ще більші. На Поліссі лише від ерозії середньорічні втрати гумусу становлять 2,4 млн т, у лісостеповій зоні – 10,3, у степовій – 11, загалом по Україні – 23,7 млн т.

Останніми роками скорочення обсягів застосування органічних і мінеральних добрив, збільшення площ просапних культур у сівозміні веде до інтенсифікації процесів мінералізації гумусу. Його втрати під просапними культурами вдвічі більші, ніж під зерновими колосовими.

Процеси дегуміфікації ґрунтів регулюють внесенням у ґрунт свіжих органічних речовин з гноєм, післяжнивнио-кореновими рештками та регулюванням гумусоутворення агротехнічними заходами. Створення регіональних збалансованих ґрунтозахисних систем землеробства забезпечить зменшення втрат ґрунтів, а також зниження інтенсивності біологічної мінералізації гумусу. За існуючих обсягів використання органічних добрив лише обробіток без обороту скиби в поєднанні з мульчуванням ґрунту рослинними рештками здатний наблизити процеси гуміфікації до природних і забезпечити вихід землеробства на позитивний баланс гумусу.

21.4. Підкислення ґрунтів

Кислотна деградація ґрунтів набуває глобальних масштабів, спричиняючи негативні екологічні наслідки. Підкислення в багатьох випадках є вторинним і має антропогенний характер. Вагомими причинами підкислення ґрунтів є кислотні дощі, низький рівень внесення органічних добрив, інтенсивне (часто неогрунтоване) застосування хімізації в землеробстві тощо.

Підкислення ґрунтів унаслідок кислотних дощів найпоширеніше в країнах Скандинавського півострова, у східних районах США, Канади, а також у Великій Британії, Бельгії, Німеччині, Польщі, Україні, країнах Балтії, Молдові, деяких областях Росії. Зростання кислотності дощових опадів останніми десятиріччями спостерігається в індустриальних районах багатьох країн Західної Європи, США та Канади. В цих країнах рН дощової води знизився з 6,0–6,5 до 5,0–4,5, а в окремі періоди – до 3,5 одиниць. У Підмосков'ї рН дощової води в окремих випадках досягло значень 3,0–2,6. Під час весняного сніготанення простежується висока кислотність вод. Дослідження снігових опадів у районі Розточчя (сmt Брюховичі, Львівська область) засвідчили, що рН снігових вод у січні-лютому 1995 року досягло значень 3,5–4,0. Кислі та підкислені дощові й талі снігові води, надходячи



в ґрунти, спричиняють підкислення ґрунту, а часто підкислюють і підґрунтові води [С. П. Позняк, Г. С. Підвальна, 1996].

В Україні є понад 11 млн га дерново-підзолистих, буроземних, сірих опідзолених ґрунтів і чорноземів опідзолених з підвищеною кислотністю, з яких 7,8 млн га припадає на ріллю, понад 3 млн га – на природні кормові угіддя.

Значно збільшується площа слабо- і середньокислих ґрунтів у районах бурякосіяння. У випадку тривалого внесення підвищених доз мінеральних добрив на чорноземах типових спостерігається збільшення активної кислотності. Внесення азотних добрив набагато більше підвищує активну кислотність ґрунту порівняно з внесенням фосфорно-калійних добрив.

Дослідження функціональної неоднорідності кислотно-основних властивостей ґрунтового профілю буроземів Українських Карпат засвідчило, що з підкисненням верхніх горизонтів ступінь консолідації хімічних і фізико-хімічних чинників, пов'язаних з регулюванням кислотно-основної рівноваги ґрунту, зменшується. Найсильніші кореляційні зв'язки між компонентами кислотно-основної системи простежуються у перехідному горизонті. У нижньому гумусовому горизонті, порівняно з верхнім гумусовим і дерново-гумусовим, посилюються буферні властивості гумусу та його вплив на гідролітичну кислотність, а також вплив рухомого Al^{3+} і обмінного Ca^{2+} на потенційну кислотну буферність.

На рівні взаємодії автотрофних організмів з ґрунтом відбувається трофічне підкислення, пов'язане з мінеральним живленням рослин шляхом топонімічного вивітрювання мінералів (протолизом) і трансформуванням їх у біологічно доступні форми під впливом кореневих виділень кислотної природи [І. М. Гоголев, 1965].

Істотний вплив на кислотність ґрунту мають промислові викиди, що містять оксиди металів. У ґрунті вони утворюють сульфатну кислоту, яка зумовлює підкислення. На освоєних болотних ґрунтах підкислення може бути спричинене окисненням сульфідів феруму та мангану.

Аналізуючи матеріали досліджень кислотно-основних властивостей ґрунтів, встановили, що за 30-річний період рН сольове у ґрунтах України дещо змінилося: суттєво зменшилися площі з сильно- і середньокислими ґрунтами і збільшились площі ґрунтів зі слабкокислою і близькою до нейтральної реакцією. Ґрунти поліських областей за останні 30 років стали менш кислими, в лісостепу ці зміни менш закономірні. У Полтавській, Харківській, Сумській і особливо Черкаській областях ґрунти помітно підкислились, а в інших областях відбулося деяке підлугування.

21.5. Ущільнення ґрунтів

Застосування сільськогосподарських агрегатів є істотним чинником розвитку агрофізичної деградації ґрунтів в агроєкосистемах. Агрофізична деградація



веде до зменшення глибини кореневмісного шару, зниження польової вологоємності, діапазону активної вологи, її доступності рослинам, а також рухомості поживних елементів. Погіршується обробіток ґрунту і збільшуються затрати на його проведення. Погіршення провідних чинників спричиняє розвиток фізичної деградації ґрунтів. Подальша трансформація фізичних властивостей посилюється при інтенсифікації землеробства.

В Україні домінують ґрунти зі щільністю будови 1,1–1,5 г/см³. Це чорноземи типові, опідзолені, звичайні, південні, темно-каштанові і темно-сірі опідзолені ґрунти. Значно меншу площу займають ґрунти з високою щільністю будови. Це дерново-підзолисті і дернові піщані, глинисто-піщані і супіщані ґрунти, бідні органічними речовинами і з високим вмістом у валовому складі SiO₂ (70–80%).

Сучасні сільськогосподарські агрегати активно взаємодіють з ґрунтом, атмосферою і рослинами, в багатьох випадках не спричиняють порушення природних процесів у агроландшафті. Надмірне і неправильне використання сільськогосподарської техніки призводить до її негативного впливу на довкілля, спричиняючи забруднення атмосфери і водойм, руйнування ґрунтів, зокрема структури, зумовлюючи переущільнення. Негативний вплив машинно-тракторних агрегатів зростає зі збільшенням їхньої маси і кількості проходів по полю за вегетаційний період. Внаслідок проходження таких агрегатів по пухкому вологому ґрунті відбувається його деформація до глибини 60–80 см, а в окремих випадках і глибше. На важких ґрунтах у посушливих умовах відбувається руйнування структурних агрегатів ґрунту, спричиняючи розвиток процесів дефляції. Найбільше змінюється щільність будови орного шару, її максимальні значення досягають 1,35–1,45 г/см³ після 4–7 проходів, тоді як верхня межа оптимальної щільності для більшості культур становить 1,3–1,4 г/см³. Зміна щільності будови істотно впливає на загальну шпаруватість і повітряність ґрунту. Після 7–10 проходів вміст повітря знижується до рівня нижче критичного, який становить 15% об'єму ґрунту. На 300–800% зростає твердість ґрунту після 10 проходів трактора Т-150к порівняно з неущільненим ґрунтом. Внаслідок багаторазових проходів тракторів на полі утворюються колії глибиною 3–8 см, які погіршують напорельєф поля, збільшують поверхню випаровування, посилюють строкатість властивостей та режимів ґрунтів, ускладнюють проведення польових робіт. Збільшення кількості проходів і маси тракторів погіршує здатність ґрунту до утворення зернистої структури і підвищує затрати енергії на обробіток [В. В. Медведєв, 2002].

Особливо значні деформаційні зміни спостерігаються на заплавлених ґрунтах. При 5–8 проходах тракторів типу К-701 на дерново-лучних ґрунтах шпаруватість верхнього 50-сантиметрового шару знижується на 46–50%, щільність будови зростає на 38–47%, що зменшує коефіцієнт фільтрації у 100–1000 разів; об'ємна теплоємність ґрунту збільшується на 40–50%; біопродуктивність знижується на 15–45%.



Заходами профілактики та боротьби з переущільненням є такі: мінімалізація обробітку ґрунту; зменшення глибини розпушування; збільшення ширини захвату агрегатів і швидкості виконання операцій; застосування комбінованих агрегатів; відмова від полицевої оранки; виконання агротехнічних заходів для вирощування культур в оптимальні строки та при фізичній спільності ґрунту; мінімізація руху по полю навантажених самохідних шасі та автомобілів, дотримання технології маршрутизації руху і рекомендованого питомого опору ходових систем на ґрунт; руйнування підорної підшви, розпушування ґрунту на глибину 30–40 см; дотримання чергування культур у сівозмінах; регулярне внесення гною, компостів, соломи, інших органічних добрив, мульчування поверхні ґрунту рослинними залишками.

21.6. Забруднення ґрунтів

Інтенсифікація землеробства збільшує можливість забруднення ґрунтів залишками добрив, отрутохімікатів, гербіцидів та іншими токсикантами. Наявність токсичних речовин у ґрунті супроводжується їхнім накопиченням у продовольчих культурах, кормах, поверхневих, ґрунтових і підґрунтових водах тощо.

Забруднення ґрунтів токсичними мікроелементами і залишковими отрутохімкатами є однією з найважливіших проблем сільськогосподарського використання земель. Забруднення зазнають не тільки ґрунти орних угідь, але й прилегли до них території, які зайняті сіножатями і пасовищами, де можуть надходити забруднювачі при поверхневому і внутріґрунтовому стоці та з ґрунтовими водами.

Інтенсивний розвиток промислового виробництва і накопичення продуктів техногенезу в ґрунтах зумовили забруднення доквілля важкими металами. Біля промислових центрів і транспортних магістралей створились техногенні геохімічні зони з аномально високим вмістом у ґрунті важких металів [І. М. Волошин, 1998].

Взаємодія важких металів з ґрунтом залежить від реакції ґрунтового розчину, гранулометричного складу, вмісту гумусу, мінералогічного складу та інших чинників. Ґрунт є своєрідним геохімічним бар'єром міграції важких металів. Чорноземи лише в орному 20-сантиметровому шарі здатні утримувати 40–60 т/га свинцю, а підзолисті ґрунти – до 2–6 т/га. Важкі метали забруднюють не тільки ґрунти. До 30–40 % важких металів та їхніх похідних потрапляє з ґрунту в нижчі горизонти і підґрунтові води.

Накопичення в ґрунтах важких металів, зокрема в поверхневих горизонтах, збіднює видовий склад рослин, знижує темпи їхнього росту та розвитку, різко знижує схожість насіння культурних та дикоростучих видів, а також знижує врожайність і погіршує якість продукції.

Особливу тривогу викликає забруднення ґрунтів важкими металами в межах міст, де їхній вміст часто в 5–10 разів перевищує ГДК. Якісні показники викидів підприємств значною мірою залежать від галузей промисловості, які зосереджені в тому чи іншому місті [А. І. Фатєєв, Я. В. Пашенко, 2003].

Бурхливий розвиток атомної енергетики спричиняє радіоактивне забруднення довкілля, зокрема ґрунтів. За оцінками спеціалістів, на АЕС лише трохи більше 2% ядерного палива використовують ефективно. Близько 98% його йде у відходи, складені радіоактивними продуктами (плутоній, стронцій, цезій тощо), які неможливо утилізувати, а тільки вічно можна зберігати у спеціальних могильниках. За оцінками експертів, лише в Україні забруднено 3,7 млн га земель. Потрапивши в атмосферу, радіонукліди випадають на ґрунти, рослини, води. Висока міграційна здатність у харчовому ланцюзі *ґрунт* → *рослина* → *тварина* → *продукти тваринництва* спричинила їхнє надходження до організму людини.

Радіоактивне забруднення ґрунтового покриву зумовлене тим, що маса радіоактивних домішок дуже мала і вони не спричиняють кількісних змін головних властивостей ґрунтів. Вміст гумусу, елементів живлення рослин, ємність катіонного обміну, величини рН і Eh та інші показники не змінюються.

Ґрунти важкого гранулометричного складу з високим вмістом гумусу здатні вбирати велику кількість радіонуклідів, протидіяти їхньому надходженню в рослини. У легких за гранулометричним складом ґрунтах з низьким вмістом органічної речовини (дерново-підзолисті, сірі опідзолені) в умовах промивного типу водного режиму спостерігається значна міграція радіонуклідів по профілю, що веде до забруднення підґрунтових вод.

При зниженій вологості ґрунту та відсутності рослинності існує небезпека перенесення радіонуклідів потоками вітру. Радіонукліди також можуть змиватися зі схилів і з водами поверхневого стоку потрапляти у водойми.

Небезпечним джерелом забруднення ґрунтів є стічні побутові та промислові води і води тваринницьких комплексів. Особливо небезпечними для ґрунтів є води хімічної промисловості, що містять важкі метали, формальдегіди, метанол, бутан, меланін та інші речовини. Стоки коксохімічних заводів містять феноли, роданіди, різні масла. Для шахтних і кар'єрних вод характерний високий вміст суспензованих речовин та мікроелементів. Стоки підприємств харчової промисловості містять біогенні речовини. Міські стоки, а також стічні води тваринницьких комплексів і птахофабрик містять синтетичні поверхнево-активні речовини, нерідко забруднені яйцями гельмінтів, кишковою паличкою та іншими збудниками інфекційних захворювань. Використання стічних вод таких міст, як Одеса, Євпаторія та інших для зрошення ґрунтів призводить до погіршення екологічного стану ґрунтів і якості сільськогосподарської продукції [І. М. Гоголев, Ю. В. Михальченко, Б. М. Турус, 1985].



Одним з джерел забруднення ґрунту під час проведення геолого-пошукових робіт є викиди газових і нафтових свердловин.

У ґрунтах, насичених нафтою, відбувається диспергація ґрунтової маси, знижується водопроникність, витісняється кисень, порушуються мікробіологічні та біохімічні процеси, розширюється співвідношення між карбоном і нітрогеном. Зменшується активність рухомих форм фосфору і калію. Внаслідок цього погіршується водно-повітряний режим, гальмується ріст і розвиток рослин, стає можливою навіть їхня загибель. У випадку забруднення нафтою понад 2% маси ґрунту в ньому відбувається низка незворотних змін, що порушують взаємодію в системі *ґрунт–рослина*.

Наявність солей у свердловинних і стічних водах зумовлює засолення та осолонцювання ґрунтів. У Полтавській області навколо газових і нафтових свердловин виявлено солонцюваті ґрунти та ґрунти сульфатно-хлоридного типу засолення, що проявилось в абсолютно безплідних плямах з брилуватою тріщинуватою поверхнею. Засолені ґрунти мають порушений профіль, переміщені генетичні горизонти, зцементовані глинисті окремість тощо. Навіть через 20 років після проведення бурових робіт ознаки забруднення ґрунтів збереглися з сильним запахом вуглеводнів. Аналіз забруднення ґрунтів нафтою засвідчив, що інтенсивне забруднення відбувається, коли вміст бігумізованих речовин збільшується до 5%, що веде до цілковитого знищення рослин.

Відкрите видобування корисних копалин призводить до повного знищення ґрунтового покриву, природної і культурної рослинності та утворення конусоподібних відвалів, нерідко з токсичних порід, на яких нічого не росте. З цих відвалів вітер здіймає хмари пилу, забруднюючи довкілля: поля, населені пункти, промислові підприємства. Відвали легко піддаються водній ерозії, забруднюючи водойми.

Розвідування корисних копалин зумовлює забруднення ґрунтів сольовими глинистими розчинами, що використовуються під час буріння свердловин. Ґрунти при цьому засолюються та зазнають осолонцювання. Проте найбільше забруднення відбувається тоді, коли зі свердловин надходить газ, нафта чи ропа. У випадку підземного видобування корисних копалин утворюються терикони, які складені пустою породою. Вони займають значні площі родючих ґрунтів. Водна і вітрова ерозія переміщує дрібнозем з них і забруднює навколишню територію токсичним пилом. Загорання териконів супроводжується викидами отруйних газів. Осідання вироблених штреків спричинює просідання ґрунто-підґрунтя, провали на поверхні, що веде до підняття рівня підземних і ґрунто-підґрунтових вод, спричиняючи підтоплення і затоплення території та вилучення її з сільськогосподарського використання. Такі явища поширені в місцях вуглевидобутку, зокрема в межах Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну в районі міста Червонограда Львівської області [Є. А. Іванов, 2007].



21.7. Техногенна трансформація ґрунтів

Вплив людини на ґрунти і ґрунтовий покрив проявляється в його техногенному руйнуванні внаслідок відкритого видобування корисних копалин, прокладення магістральних трубопроводів, будівництва доріг і каналів, проведення геолого-пошукових робіт тощо.

Значні порушення ґрунту відбуваються під час видобування корисних копалин відкритим способом. Наймасштабніше добування корисних копалин відкритим способом в Україні відбувається в Криворізькому та Камиш-Бургунському залізорудних басейнах, у Придніпровському кам'яновугільному та Нікопольському марганцевому басейнах. Відкрите видобування корисних копалин передбачає знімання гумусованого родючого шару ґрунту, складування його з подальшим використанням для рекультивації.

Будівництво каскадів водосховищ на річках, зрошуваних систем спричинило підняття рівня ґрунтово-підґрунтових вод і їхнє надходження в ґрунтовий профіль, що спровокувало процеси підтоплення та заболочення, зумовило розвиток процесів вторинного засолення і осолонцювання.

Утворення на ріллі „мочарів” (місць затоплення) може бути спричинене будівництвом ставків, що сприяє підняттю рівня підґрунтових вод. Підтоплення від водосховищ і ставків особливо проявляється у вологі роки, тоді неможливо провести обробіток ґрунту і посів сільськогосподарських культур. Останніми роками площа земель з рівнем ґрунтових вод менше 3 м становить в Україні 17–20% від зрошуваної площі.

У місцях інтенсивного видобутку корисних копалин залишаються техногенні ландшафти, потенційно придатні для використання. Тут проводять рекультивацію земель. *Рекультивація земель* – система заходів, спрямованих на відновлення продуктивності і господарського використання порушених земель.

Головними напрямками рекультивації земель є:

- сільськогосподарський – реставрація умов для вирощування рослин, зокрема фігомеліорантів;
- лісогосподарський – створення різноманітних лісонасаджень;
- водогосподарський – створення в пониженнях техногенного рельєфу водоймищ;
- рекреаційний – створення об'єктів відпочинку;
- санітарно-гігієнічний – біологічна або технічна консервація.

Рекультивацію земель здійснюють у три етапи: підготовчий, технічний, біологічний.

Внаслідок рекультивації порушених земель створюють *рекультивовані землі*, на яких відновлено біопродуктивність, господарську цінність. Ґрунти таких рекультивованих земель мають біотехногенне походження, різко відрізняють-



ся від природних ґрунтів, їх називають *техногенними*, або *рекультивованими* ґрунтами [Л. В. Єстеревська, 1988].

21.8. Зрошення ґрунтів

Дуже важливі проблеми збереження ґрунтів і ґрунтового покриву виникають у випадку використання ґрунтів в умовах зрошення.

Зрошення є одним з потужних чинників втручання людини в ґрунтову екологічну систему. Причому, якщо розорювання і внесення добрив торкаються тільки поверхневих горизонтів ґрунтів, то зрошення і пов'язане з ним збільшення водонадходження охоплює значно більшу товщу ґрунто-підґрунтя і вже тому наслідки зрошення можуть бути сильнішими, ніж розорювання і внесення добрив.

При зрошенні різко змінюється водний режим всієї території, у тім числі водний режим ґрунтових горизонтів і підстилаючих порід. Замість непромивного або періодично промивного типів водного режиму в зрошуваних ґрунтах створюється особливий іригаційний водний режим, який, з одного боку, пов'язаний з інтенсивним промиванням ґрунтової товщі низхідними водними потоками, а з другого – безперервним підняттям рівня ґрунтових вод.

Зміна водного режиму ґрунтово-підґрунтової товщі неминуче спричинить мобілізацію великих мас легкорозчинних солей, запаси яких перебувають поза зоною активного водообміну.

Зрошення може мати і менш значні, проте не менш важливі наслідки, які полягають у зміні речовинного складу і мінеральної частини ґрунту, фізичних, фізико-хімічних і біологічних його властивостей, тобто зрошення неминуче повинно спричинити зміни характеру ґрунтових процесів. Спрямованість і темпи цих нових процесів можуть сприяти розвиткові ґрунтів або спричинити їхне руйнування і деградацію.

Зміна речовинного складу і властивостей ґрунтів, тобто зміна характеру ґрунтотворення під впливом зрошення може бути менш очевидною, оскільки завдяки консерватизму ґрунтів ці процеси відбуваються дещо повільніше, ніж перенесення легкорозчинних солей і вологи.

Унаслідок зрошення в ґрунтово-підґрунтовій товщі відбуваються не тільки ґрунтові, але й ландшафтно-геохімічні процеси, інтегральним показником яких буде і ландшафт, і ґрунт, адекватні новим умовам зволоження. Ці сучасні процеси розвиваються у різних напрямках і з різними швидкостями, тобто мають різний характерний час, за який процес, ознака або властивість розвиваються найінтенсивніше під впливом зміненого чинника середовища до того часу, доки не поновиться рівновага зі зміненим чинником. Надалі процес або припиниться, або буде коливатися біля середнього значення, чи буде розвиватися асимптотично.



Розвиток нових, невластивих певним ґрунтам процесів у них при зрошенні веде до зміни їхніх характерних ознак і властивостей, які настільки значимі, що не відповідають наданим класифікаційним найменуванням. Розвиток таких процесів зумовлює еволюцію ґрунтів, а при зрошенні відбувається так звана іригаційна еволюція ґрунтів.

Перелічимо найпоширеніші негативні явища, що спричиняють деградаційні процеси у зрошуваних ґрунтах України.

- Підняття рівнів ґрунтових вод і пов'язаний з цим розвиток процесів підтоплення та вторинного іригаційного гігроморфізму. На 13–16% площі зрошуваних земель ґрунтові води залягають на глибині менше 3 м, на 15–20% – на глибині 3–5 м і на більшій частині (70% площі зрошуваних земель) – на глибині понад 5 м.
- Перезволоження ґрунтів, яке зумовлює розвиток процесу глеєутворення, злитизації і утворення глибисто-призматичної структури. Площа зрошуваних земель з ознаками оглеєння становить близько 50–100 тис. га, або 2–4% від загальної площі зрошення, і поширені вони в зонах, що мають гідроморфні меліоративні умови, тобто на землях з глибиною залягання рівня ґрунтових вод менше 2 м.
- Активізація геохімічних процесів на локальному, регіональному та глобальному рівнях, метаморфізація сольового складу ґрунтів у напрямі підвищення вмісту та активності обмінного натрію. Площа засолених (первинно та вторинно) земель (верхнього метрового шару) коливається від 5–8% до 9–10% від загальної площі зрошення.
- Осолонцювання і підлугування зрошуваних ґрунтів – широко розповсюджені процеси при зрошенні, зокрема водами несприятливого якісного складу [С. П. Позняк, М. Й. Тортик, 1989].

У зрошуваних ґрунтах, де виявляються деградаційні процеси, відбувається стійке зниження врожайності сільськогосподарських культур зі зростанням тривалості зрошення (на 20–50%).

Першочергове значення в розробці шляхів покращення властивостей і підвищення родючості зрошуваних ґрунтів має оптимізація поливного режиму, вирівнювання поверхні ґрунту, відмова від поливів у денний час, поверхневе внесення кальційвміщуючих меліорантів в два прийоми при відвальному (полицевому) обробітку, щоб цілковито захистити орний горизонт ґрунту від осолонцювання, удосконалення структури землекористування, проектування екологічно стандартизованих сівозмін із багаторічними бобовими травами та іншими культурами-фітомеліорантами, коригування хімічного складу поливних вод шляхом хімічної меліорації, розробка системи удобрення з використанням місцевих сировинних ресурсів тощо.



21.9. Осушення ґрунтів

Основним об'єктом *осушувальних меліорацій* є перезволожені ґрунти, тобто ґрунти, в яких анаеробний період, зумовлений надлишком вологи, настільки тривалий, що при цьому відбувається зниження врожайності сільськогосподарських культур чи навіть їхній ріст і розвиток (або посів і збирання) стають неможливими. Осушення не слід розглядати тільки як захід зі скидання надлишкових вод. Це завжди повинен бути комплекс гідротехнічних, культуртехнічних, агроеліоративних, хімічних та інших заходів, спрямованих як на вилучення надлишкової вологи з поверхневих і кореневмісних горизонтів, так і на покращення їхніх фізичних та інших властивостей.

Осушення може суттєво посилити первинний ґрунтоутворний процес, спричиняючи нові, невластиві ґрунтам у вихідному стані, процеси і зумовити деструкцію і навіть загибель ґрунтів. Через це для теорії і практики меліорації ґрунтів актуальними є дослідження їхньої еволюції як результату антропогенного впливу. Застосування дренажу в гумідних ландшафтах для осушення оглеєних мінеральних ґрунтів на кислих і вилугованих суглинкових і глинистих породах за низького рівня агротехніки різко посилює винесення кальцію, магнію, марганцю і заліза. Дренаж у таких випадках є причиною зміни застійного типу водного режиму на застійно-промивний, що веде до виникнення або збільшення потужності підзолистого горизонту в меліорованих ґрунтах.

Осушення торф'яних ґрунтів припиняє природний процес консервації залишків рослин-торфоутворювачів. Водночас різко інтенсифікується протилежний процес – прискорене біохімічне розкладення органічної речовини.

Дренаж на осушених болотах Полісся на флювіогляціальних пісках, а також на пісках в умовах моренних ландшафтів за нерегулярного водного режиму часто виявляється причиною відриву капілярної облямівки від торф'яних відкладів. Ця обставина є причиною спустошливих пожеж, які ведуть до знищення всієї торф'яної товщі аж до мінерального дна боліт. Процес пірогенного знищення осушених боліт на Поліссі набирає масштабів екологічного лиха, оскільки відновлення родючості таких земель зазвичай доволі складне або й неможливе.

Недостатньо глибоке, безсистемне і однобічне наукове обґрунтування меліоративних заходів сприяло накопиченню негативного впливу сільськогосподарського використання меліорованих земель на природне середовище, передусім на ґрунтовий покрив. До таких наслідків належать: посилене вимивання елементів живлення рослин, пестицидів, гербіцидів та інших агрохімікатів з ґрунту внаслідок інтенсифікації його промивного режиму. Встановлено, що на меліорованих землях, порівняно з немеліорованими, при традиційній технології вирощування сільськогосподарських культур винесення азоту збільшується в 3–9 разів, каль-



цію і калію – в 1,5–2 рази, фосфору – в 1,5 рази, магнію – в 4–6 разів. Загальна мінералізація дренажних вод зростає на 40–50 мг/л.

Посилення колообігу води і розчинених у ній речовин на осушених землях призводить до забруднення річок-водоприймачів хімічними і біологічними речовинами, які містяться в дренажних водах. Аналіз динаміки гідрохімічного складу поверхневих вод Українського Полісся більше ніж за 40-річний період спостережень засвідчує значне збільшення їхньої мінералізації протягом останнього десятиріччя (на 10–30%). При малих витратах спостерігається суттєве зниження концентрації іонів вуглекислоти (на 10–20%), кальцію – до 10%, що надалі може призвести до заміни гідрокарбонатно-кальцієвого типу води іншим, не характерним для зазначеного регіону.

Посилення мінералізації органічної речовини торфу при інтенсивному осушенні призводить до річних втрат понад 10 т/га торфу в кормовій сівозміні.

Осушення мінеральних ґрунтів спричинило зміни морфології ґрунтів, які проявились у розтягуванні гумусованої частини профілю, збільшенні потужності ілювіальних і перехідних горизонтів. Найсуттєвіше змінились ознаки, які характеризують гідроморфність ґрунтів. Значно понизилась глибина появи залізистих виділень, плям оглеєння, зменшилась кількість Fe-Mn конкрецій на одиницю площі. Підвищилась глибина закипання і глибина появи видимих форм карбонатів (псевдоміцелій, журавчики). Інтенсифікуються процеси лесиважу-ілімеризації, що зумовлює полегшення гранулометричного складу за рахунок збільшення вмісту піщаних фракцій. Відбувається розпилення мікроструктури, збільшення коефіцієнта дисперсності, погіршення структурно-агрегатного стану, збільшення щільності будови в орному й підорному горизонтах, зменшення загальної шпаруватості; зміна гумусового стану проявляється в зменшенні вмісту гумусу та його запасів, передусім у 0–30 см і 0–50 см шарах. Під впливом осушення в ґрунтах знизилась ємність катіонного обміну, вміст кальцію і магнію, величина рН у перші роки осушення і збільшення та стабілізація цих величин у наступні роки осушення.

Антропогенний вплив на природно-болотні біоценози за їхнього осушення та сільськогосподарського освоєння веде до зміни умов ґрунотворення (від гідроморфних до напівгідроморфних), зміни гідрогеологічних і гідрологічних умов на прилеглих територіях. Зменшується різноманітність видового складу рослин, відбувається передислокація та зміна кількості багатьох представників фауни, у тім числі лісової біоти, що прилягає до осушеної території. Через названі причини осушення земель та їхнє сільськогосподарське використання зачисляють до екологічно не надійної групи антропогенного впливу, отож вони особливо потребують надійного наукового обґрунтування [Б. І. Козловський, 2005; В. Г. Гаськевич, 2004].

Протягом останнього десятиріччя внаслідок існуючих екологічних проблем виникли серйозні труднощі в проведенні меліорації, пов'язані з погіршенням за-



гального стану меліоративних систем. Спостерігається значне зниження врожайності сільськогосподарських культур і погіршення екологічної ситуації на осушуваних територіях. На Поліссі повній або частковій ренатуралізації підлягає 159,9 тис. га земель.

Заходи покращення агроекологічного стану осушуваних земель передбачають: розроблення довгострокових водних, хімічних, фітобіологічних та інших меліорацій; реконструкцію гідромеліоративних мереж; вибір обґрунтованих напрямів використання і спеціалізації рослинництва; удосконалення і реалізацію раціональної структури земельних угідь; створення буферних природоохоронних смуг; ренатуралізацію земель кризового стану; створення стійких агроландшафтів; удосконалення господарювання на осушених землях.

21.10. Моніторинг ґрунтів

Моніторинг ґрунтів – це інформаційна система спостережень, оцінки і прогнозу змін ґрунтів під впливом природних і антропогенних чинників. Він є важливою складовою екологічного моніторингу, агроекологічного моніторингу і моніторингу земель. Спостереження за станом ґрунтів і їхню оцінку проводять шляхом картографування ґрунтів, періодичність коригування якого часто порушується.

Моніторинг ґрунтів передбачає три послідовні та взаємопов'язані періоди.

1. Контроль за станом ґрунтів і оцінювання їхніх просторово-часових змін, що потребує детального картографування ґрунтового покриву на полігонах (стаціонарах) з періодичністю не менше 10 років.
2. Прогноз імовірних змін стану ґрунтів на основі аналізу результатів довгого ряду спостережень за основними його характеристиками та застосування різних методів прогнозу (нормативні, трендів, моделювання тощо).
3. Розроблення науково обґрунтованих рекомендацій з регулювання основних властивостей і режимів ґрунтів, переважно тих, що визначають їхню родючість і врожайність сільськогосподарських культур.

Започатковують моніторинг ґрунтів шляхом збирання та аналізу існуючого матеріалу з ґрунтового, геоморфологічного, геологічного, гідрогеолого-меліоративного, ґрунтового-меліоративного картографування; з метеорологічних і кліматичних параметрів; з інтенсивності і тривалості використання ґрунтів у сільськогосподарському виробництві, про норми і терміни внесення добрив, урожайність сільськогосподарських культур, про системи землеробства тощо. Результатами цих досліджень буде ретроспективний аналіз стану ґрунтового покриву, ґрунтового-екологічних умов території, змін у ґрунтах, їхнього напрямку та інтенсивності.



За результатами цих досліджень обирають об'єкти моніторингу, кількість і розміщення яких залежить від сучасного стану ґрунтів та величини антропогенних навантажень. Ці об'єкти повинні відображати типові природні скосистеми і агрокосистеми, якими є еталонні ділянки, де антропогенний вплив зведений до мінімуму або практично відсутній, і території, в межах яких простежується дуже високий антропогенний вплив на ґрунти. Окрім того, об'єкти моніторингу необхідно обирати на фонових ґрунтах. Отже, обираючи об'єкти моніторингу, слід обов'язково використовувати середньомасштабні карти для встановлення фонових ґрунтів агроґрунтової провінції чи округу та великомасштабні карти для безпосереднього виділення на місцевості території і ведення моніторингу ґрунтів. І ще одне: для встановлення об'єктів моніторингу агротехногенно змінених ґрунтів використовують різні картограми (еродованих, засолених ґрунтів, забруднених важкими металами та радіонуклідами земель тощо), за якими встановлюють ступінь деградації ґрунтів.

Важливою ланкою моніторингу ґрунтів є вибір властивостей, які слід контролювати в часі з метою встановлення їхніх природних чи антропогенних змін. Їх об'єднують у три групи: показники ранньої діагностики розвитку негативних змін; показники, які відображають стійкі зміни ґрунтів; показники глибоких і стійких змін властивостей.

За наявності значної кількості інформації, зібраної за попередні роки під час вивчення фондових матеріалів у підготовчий період (т. зв. ретроспективний моніторинг) та в процесі введення моніторингу на спеціально обраних для цього об'єктах, створюється база даних для їхнього збереження, подальшої систематизації і оброблення. Реалізуються результати моніторингу спеціальною службою оперативного попередження про негативні зміни стану ґрунтів.

Отже, введення моніторингу слід запроваджувати поетапно.

Перший етап – це аналіз зібраних матеріалів про стан ґрунтів і чинників, які його зумовлюють, з метою вибору об'єктів моніторингу.

Другий етап – моніторинг ґрунтів на стаціонарах, розміри яких встановлюють залежно від величини елементарних ґрунтових ареалів, тривалості спостережень і їхньої періодичності. Окрім того, до цього етапу належить і моніторинг за скороченою програмою, який проводиться на ключах-аналогах (еродовані та нееродовані ґрунти, осушені та неосушені торфовища тощо) чи на маршрутах, які бажано прокладати по трансектах.

Третій етап – використання результатів моніторингу шляхом їхньої екстраполяції на територію регіону, округу, провінції чи зони. Це так званий суцільний моніторинг, який доцільно виконувати, коригуючи матеріали попередніх великомасштабних або детальних ґрунтових обстежень.

Коригування матеріалів ґрунтових досліджень, яке базується на результатах моніторингу ґрунтів, дає змогу усунути недоліки в бонітетній оцінці ґрунтів



України, проведеної 1993–1994 рр., що сприятиме вдосконаленню системи земельного кадастру і вартісної оцінки ґрунтів.

Лише при розвинутій інфраструктурі моніторингу ґрунтів, яка функціонує у передових країнах світу, можливо зменшити до мінімуму коригування матеріалів ґрунтового обстеження, обмежившись інтерполяцією результатів моніторингових досліджень на значні території. Водночас потрібно дотримуватися правила, що перенесення результатів досліджень, проведених на моніторинговій мережі, є можливим лише для генетично споріднених ґрунтів. Для збереження основного багатства України – ґрунтів – необхідно терміново здійснити детальне ґрунтове картографування деградованих земель з метою їхньої подальшої консервації та започаткування на них моніторингових досліджень.

Моніторинг ґрунтового покриття (МГП) передбачає спостереження за геометрією, компонентним складом і відсотковим співвідношенням між складовими структури ґрунтового покриття різного рівня організації, які перебувають під впливом інтенсивного ведення сільського господарства; зміни параметрів СГП встановлюють при повторних дослідженнях через певні проміжки часу. Моніторинг ґрунтового покриття – головна складова моніторингу ґрунтів. Його можна здійснювати за такими напрямками: при коригуванні ґрунтових карт попередніх великомасштабних ґрунтових обстежень господарств; у рамках національного моніторингу земельних ресурсів; у районах інтенсивних меліорацій (зрошення, осушення); у районах кризових ситуацій; на спеціальних ключах-аналогах.

Моніторинг ґрунтового покриття при коригуванні ґрунтових карт. Коригування ґрунтових карт попередніх турів обстеження дає змогу виявити зміни в ґрунтовому покритті за попередні роки. Аналізуючи ці зміни, необхідно розрізняти зміни, які фактично пов'язані з недосконалими методикою та якістю знімання, удосконаленням класифікації ґрунтів, і зміни, пов'язані з впливом людини на характеристики структури ґрунтового покриття (площу і конфігурацію ареалів, співвідношення між компонентами ґрунтових комбінацій, характер процесів між компонентами ГК). Зміни в структурі ґрунтового покриття можуть бути зумовлені ерозією, зрошенням або осушенням, техногенним навантаженням тощо. Збільшення площ ґрунтів, які перебувають у кризовому або передкризовому стані, є першим сигналом для розроблення спеціальних заходів з поліпшення ситуації і впровадження системи моніторингу на досліджуваних об'єктах. Першочергові заходи намічають при складанні спеціальних картограм: еродованих земель, картограм засолених і осолонцьованих ґрунтів, трансформації угідь тощо.

Моніторинг ґрунтового покриття в рамках національного моніторингу земельних ресурсів. Моніторинг ґрунтового покриття в цьому випадку може здійснюватись як один із етапів спостережень за земельними ресурсами в національному масштабі дистанційними і наземними методами. Моніторинг ґрунтового покриття передбачений у програмі спостережень в районах, де виявлені землі, які

перебувають у кризовому стані. У першому випадку ми отримуємо загальне уявлення про зміни в структурі ґрунтового покриву, в другому – результати спостережень за параметрами СГП у районах із землями, які перебувають в кризовому або передкризовому стані. Зазначимо, що методика таких досліджень розроблено недостатньо. Потрібні дослідження на ключових ділянках у масштабах виявлення ЕґА і ГК, розрахунок кількісних параметрів і коефіцієнтів, спостереження за ними в часі.

Моніторинг ґрунтового покриву в районах інтенсивних меліорацій. У районах, де проводиться зрошення або осушення, помітні значні зміни не лише у властивостях ґрунтів, але й у структурі ґрунтового покриву. Тому до програми спостережень, наприклад, на зрошуваних землях, необхідно ввести спостереження за параметрами СГП: складом компонентів і їхнім співвідношенням, геометрією ареалів, характером процесів у ґрунтових комбінаціях і загалом у ландшафтах.

Цікаві результати отримані при дослідженнях зрошуваних чорноземів на Болградській зрошувальній системі (Болградський район Одеської області). Для вивчення впливу зрошення слабомінералізованими водами на властивості ґрунтів і на деякі параметри структури ґрунтового покриву заклали траншею довжиною 20 м. Аналіз отриманих даних засвідчив, що ґрунтовий покрив за історичний період (100 років) змінювався тричі. Аналіз місцеположення „кротовин” засвідчив, що в доагрокультурний період тут переважали спорадично-плямисті ЕґА з фоновим ґрунтом із чорноземів південних малогумусних малопотужних. Гранично-структурні елементи були представлені чорноземами карбонатними переритими. Розорювання Бессарабських степів на початку нашого століття сприяло нівелюванню поверхні ґрунту і гомогенізації ґрунтового покриву через знищення колоній бабаків. Ґрунтовий покрив на досліджуваній ділянці – це гомогенні ЕґА чорноземів південних міцелярно-карбонатних малогумусних малопотужних на лесах. З початком зрошення розпочалася еволюція ґрунтового покриву в напрямі формування плямистості внаслідок засолення, осолонцювання і злитизації, спричинених зрошенням слабомінералізованими водами [І. М. Гоголев, Я. М. Біланчин, 1989].

Моніторинг ґрунтового покриву в кризових зонах. Особливість моніторингу на територіях з ґрунтами, які перебувають у кризовому стані, полягає в тому, що спостереження за змінами у ґрунтовому покриві починають після спеціальних досліджень з виявлення ареалів кризових ситуацій (Методика..., 1998). Цей моніторинг включає спостереження за зміною структури ґрунтового покриву, зумовленою ерозією, гідроморфністю, намитістю, гідрогеоаномаліями тощо.

Моніторинг ґрунтового покриву на ключах-аналогах. Дослідження структури ґрунтового покриву та її параметрів на ключах-аналогах є дуже ефективним, оскільки можна досліджувати зміни в ґрунтовому покриві під впливом



антропогенної діяльності людини одночасно. Всі інші методи потребують регулярних і довготривалих спостережень. Одним із обмежень цього методу є можливість помилки у виборі ключа-аналога. Ключ-аналог має цілковито відповідати умовам залягання й іншим чинникам ґрунтоутворення оригіналу, а це не завжди можливо. Коли ж ідентичність ділянок доведено, то ми можемо за одне картографування виявити особливості впливу антропогенного чинника на параметри СГП. Наприклад, В. М. Фрідланд (1972) наводить результати детального знімання двох ділянок лісостепу площею кожна 1 га, які розташовані на відстані 100 м в ідентичних умовах рельєфу – привододільному схилі крутістю 1,5°. Одна ділянка А розташована на території цілинного степу, друга – в межах території, яку розорювали понад 50 років.

На кожну ділянку складено ґрунтову карту в масштабі 1:200. Виявилось, що оранка помітно вирівняла мікрорельєф. Середня різниця висот між двома точками, які знаходились на відстані 10 м, на цілині становить 24 см, а на ріллі – 14 см. Компоненти ґрунтового покриву на обох ділянках однакові, проте їхній склад суттєво змінився (табл. 21.3).

Таблиця 21.3

Склад ґрунтового покриву цілинної та орної ділянок, які перебувають в однакових умовах (за В. М. Фрідландом, 1972)

| Ґрунти | Площа ґрунтів (%) | |
|----------------------------|-------------------|-------|
| | цілина | рілля |
| Чорноземи типові | 47,11 | 61,15 |
| Чорноземи карбонатні | 13,22 | 19,85 |
| Чорноземи байбакові | 9,92 | 4,13 |
| Чорноземи слабовилуговані | 22,14 | 9,92 |
| Чорноземи сільновилуговані | 6,10 | 4,95 |

Дані таблиці свідчать, що на ріллі площі типових і карбонатних чорноземів помітно збільшились, а вилугованих – зменшилися порівняно з цілиною. Оскільки ділянки розташовані в цілком ідентичних умовах і розділені відстанню всього 100 м, можна вважати, що відміни у складі ґрунтового покриву зумовлені змінами у властивостях ґрунтів, пов'язаних з оранкою. Дійсно, згладжування мікрорельєфу і зміна рослинності значно послабили перерозподіл рідкої вологи і збільшили здування снігу з високих точок мікрорельєфу, що спричинило зменшення площі вилугованих і збільшення площі карбонатних чорноземів.

Зазначимо, що всі визначені напрями моніторингу ґрунтового покриву не завжди чітко розділяють між собою, їх часто проводять разом. Вони доповнюють один одного або збігаються своїми завданнями. Об'єднувати їх має спільна програма, розроблена ННЦ „Інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О. Н. Соколовського” [Методика..., 1998], Одеським національним університетом ім. І. І. Мечникова [Методичні пропозиції..., 1989], Львівським національним університетом



імені Івана Франка (Концепція моніторингу земель Львівської області. Репринт, 1995) та ін.

Моніторинг ґрунтів на зрошуваних землях. Характер та інтенсивність впливу зрошення на властивості ґрунтів, а також способи їхньої оптимізації і підвищення родючості, залежать від природних і антропогенних чинників.

Площа зрошуваних земель в Україні становить 2,6 млн га. Через економічні негаразди останніх років та недотримання регулярності моніторингу ґрунтів і ґрунтового покриву на зрошуваних землях погіршився стан експлуатації зрошувальних систем, що впливає на величину врожайності сільськогосподарських культур.

Досвід зрошення на півдні України висвітлив дві головні взаємопов'язані проблеми [І. М. Гоголев та ін., 1989; С. П. Позняк, 1997]:

1. Зрошення чорноземів і темнокаштанових ґрунтів не дало поки що очікуваних результатів. Величини проєктованих врожаїв, які за своєю величиною значно нижчі, ніж біологічні можливості сортів рослин, досягнуті далеко не на всій площі зрошуваних земель. Не вдалось стабілізувати на зрошуваних землях врожаї основних сільськогосподарських культур, насамперед, пшениці – вони і далі варіюють з року в рік у широких межах. У деяких випадках зауважено тенденцію до зниження врожайності на зрошуваних землях від більш високих до нижчих в подальші роки зрошення.

2. Практично на всій площі зрошуваних земель простежується погіршення властивостей ґрунтів. Спочатку низькі врожаї на зрошуваних землях за аналогією з аридною зоною пов'язували з процесами вторинного засолення і осолонцювання. Проте регулярні сольові і солонцеві обстеження, які проводить служба *гідролого-меліоративних експедицій* (ГГМЕ), засвідчили, що вторинне засолення хоча і відбувається, проте простежується на незначних площах, ступінь засолення переважно низький зі значною тенденцією до просторової і часової варіабельності. Сьогодні, безперечно, можна констатувати, що підвищення ефективності зрошення ґрунтів степової зони пов'язане не тільки з оптимізацією їхнього водно-сольового режиму. Зрошення і пов'язане з ним різке збільшення надходження води є причиною виникнення в ґрунтах і в ландшафтах степу нових, не властивих богарним землям ґрунтоутворних і ландшафтно-геохімічних процесів, частина із яких негативно впливає на властивості ґрунтів, їхню родючість, а інколи ставить під загрозу саме існування чорноземів – найродючіших ґрунтів країни.

Охорона ґрунтів степу як компонента біосфери і національного багатства, а також розроблення теоретично обґрунтованих заходів з підвищення родючості неможливі без організації комплексної системи спостережень і контролю за станом зрошуваних ґрунтів і земель – моніторингу ґрунтів, ґрунтового покриву і земельних ресурсів з урахуванням ландшафтних особливостей території.



До завдань моніторингу ґрунтів на зрошуваних землях належать: оперативний контроль за станом зрошуваних і прилеглих земель з метою розроблення конкретних заходів для усунення дефектів і пошкоджень зрошувальної і дренажної мереж, агротехнічних заходів, оптимізації режимів зрошення; своєчасне виявлення несприятливих змін у властивостях ґрунтів і ґрунтового покриву під впливом зрошення з метою розроблення і впровадження регулюючих заходів, які б забезпечили високий рівень родючості зрошуваних земель; накопичення відомостей про суть ґрунтоутворних процесів, зумовлених зрошенням, з метою складання довготривалих прогнозів еволюції ґрунтів і розроблення заходів з охорони ґрунтового покриву зрошуваних і прилеглих до них земель, підземних і поверхневих (у тім числі поливних) вод.

Завдання моніторингу ґрунтів реалізуються в результаті здійснення таких спостережень:

- щорічного ґрунтово-меліоративного контролю зрошуваних і прилеглих земель з використанням ландшафтного підходу;
- спостережень за властивостями зрошуваних ґрунтів і їхньою динамікою на ділянках *стаціонарних спостережень* (ДСС);
- порівняльних аналітичних досліджень ґрунтів на *ключах-аналогах* (КА);
- періодичних ґрунтово-сольових та солонцевих обстежень зрошуваних земель;
- регулярного складання картограм рівня ґрунтових вод та їхнього хімізму;
- регулярного складання ґрунтово-екологічних карт на зрошувані та прилеглі землі в межах землекористувань з метою виявлення кризових явищ.

Моніторинг ґрунтів на осушених землях. Значна площа осушених земель (понад 2,7 млн га) в Україні потребує оптимізації меліоративного стану, що неможливо без ведення моніторингу ґрунтів. Водночас невисокий рівень ефективності використання осушених земель потребує режимних спостережень за їхнім станом з метою попередження та подальшої інтенсифікації деградаційних процесів.

Враховуючи велику контрастність структури ґрунтового покриву на осушених землях, їхню низьку природну родючість, зумовлену багатьма природними та антропогенними чинниками, започаткування та подальше здійснення моніторингу на цих землях може бути успішним лише за умови аналізу та узагальнення матеріалів ґрунтового обстеження попередніх років, а також їхнього коригування на ділянках, які будуть підібрані для запровадження моніторингових досліджень. Окрім того, в процесі вивчення фондових матеріалів з ґрунтового обстеження доцільно проаналізувати результати геологічних і геоморфологічних досліджень, вивчення водно-фізичних властивостей ґрунтів, які проводилися з метою обґрунтування необхідності осушення, його типу та параметрів.

Вибираючи і обґрунтовуючи пункти (об'єкти) для моніторингу на осушених землях, потрібно враховувати інтенсивний вплив осушення на ґрунти, що спричинює порушення створеної за тривалий час у минулому рівноваги і зумовлює відповідні зміни у ґрунтоутворенні, властивостях ґрунтів і їхній динаміці. Це ще раз підтверджує необхідність використання ґрунтових карт як попередніх років досліджень, так і їхнього коригування на осушених землях кожні 8–10 років з відображенням змін структури ґрунтового покриву і окремих властивостей ґрунтів, що зумовлює формування сучасних елементарних ґрунтових процесів і зміни процесу ґрунтоутворення.

Отже, перший етап – це *ретроспективний моніторинг*, у процесі якого аналізують просторово-часові зміни ґрунтового покриву в минулому. Окрім того, ретроспективний моніторинг передбачає інвентаризацію та реінвентаризацію ґрунтів, за допомогою яких визначають початковий стан і численні сумарні зміни ґрунтового покриву і властивості ґрунтів. Найліпше ці роботи виконати, порівнюючи матеріали ґрунтового обстеження різних років, що дасть змогу проаналізувати й узагальнити великий обсяг інформації. Для цього слід створити банк даних матеріалів ґрунтових обстежень з метою детального збору і збереження інформації та подальшого її опрацювання. Лише шляхом інвентаризації та реінвентаризації матеріалів ґрунтових обстежень можна встановити початковий етап і багаторічні інтегральні зміни ґрунтів та структури ґрунтового покриву під впливом осушення.

Використання ґрунтових карт неможливе без проведення моніторингу осушених ґрунтів шляхом режимних спостережень. Він передбачає кілька етапів. Насамперед, це вибір ділянок для режимних спостережень, які мають бути репрезентативними і забезпечувати ведення спостережень тривалий час.

Для оцінки змін напівгідроморфних і гідроморфних ґрунтів під впливом осушення, необхідно обирати ділянки двох типів: на територіях з перезволоженими і заболоченими ґрунтами, які практично не відчули впливу осушення; на територіях з різною тривалістю та інтенсивністю осушення з ґрунтами різного ступеня гідроморфності.

Перші ділянки вибирають за ґрунтовими картами територій, які значно віддалені від осушувальних систем. Причому слід вибирати ділянки різного ступеня гідроморфності з різними генетичними типами ґрунтів. На осушувальних системах за ґрунтово-меліоративними картами вибирають ділянки різного типу та різних параметрів осушення (відкрита чи закрита дренажна мережа, ширина та глибина відкритих дренажних каналів, глибина закладення дрен і віддаль між ними тощо). На цих же картах визначають ділянки моніторингових досліджень на різних типах ґрунтів (торфовища з різним ступенем розкладання, лучно-болотні, дерново-глейові, лучні глейові, дерново-підзолисті, сірі поверхнево оглеєні тощо) з різними властивостями (гранулометричний склад, кислотність,



структурно-агрегатний стан, вміст гумусу тощо). За матеріалами землевпорядних робіт вибирають осушені ділянки на різних сільськогосподарських угіддях (рілля, сіножаті, пасовища тощо).

На вибраних ділянках тривалого моніторингу ґрунтів необхідно провести детальне ґрунтово-меліоративне знімання в масштабі 1:2 000–1:5 000 залежно від розмірів і складності структури ґрунтового покриву ділянок. Після отримання таких карт розпочинають режимні спостереження на ділянках. Головними показниками контролю за станом осушуваних ґрунтів, за допомогою яких встановлюють кількісні та якісні зміни їхніх властивостей, слугують:

- морфологічні характеристики (потужність і морфологічні властивості генетичних горизонтів, новоутворення, включення тощо);
- фізичні та водно-фізичні властивості: гранулометричний та мікроагрегатний склад, структурно-агрегатний стан, максимальна гігроскопічність, вологість в'янення, гранична польова та повна вологомісткість, шпаруватість і її види, фільтрація тощо;
- хімічний (речовинний склад), вміст і запаси гумусу, валовий склад, карбонатність тощо;
- фізико-хімічні характеристики: рН, гідролітична кислотність, обмінний водень і алюміній, закисне та окисне залізо тощо;
- агрохімічні характеристики; рухомі форми фосфору і калію, гідролізований азот, нітрифікаційна та амоніфікаційна здатність тощо;
- окисно-відновні характеристики (Eh , rH_2);
- вологість і водний режим ґрунтів;
- забруднення ґрунтів.

Після визначення вищеперелічених параметрів складають відповідні картограми, зокрема, кислотності, запасів гумусу, вмісту поживних речовин, вологи різних категорій тощо.

Лише отримавши дані ґрунтового обстеження окремих ґрунтів на ділянках моніторингу і порівнявши їх з даними ретроспективного моніторингу, ґрунтознавець оцінює стан ґрунтового покриву осушувальних систем, встановлює ступінь проградації чи деградації осушених земель.

Численні результати досліджень засвідчують суттєві зміни властивостей осушених ґрунтів, які є переважно негативними: руйнування та значні зміни органічної речовини, підкислення ґрунтового розчину, винесення в дренажні води поживних речовин тощо.

У вже згадуваній „Методиці моніторингу земель, що перебувають в кризовому стані” запропоновано методику польового обстеження, діагностику кризових ситуацій і нормативи ступеня деградації осушених ґрунтів. При польовому вивченні та картографуванні мінеральних осушених земель рекомендується особливу увагу звертати на наявність озалізнення, рудякових, карбонатних та інших



новоутворень, утворення верховодки і період перезволоження ґрунту, ступінь оглеєності ґрунтового профілю і материнської породи. У цій же методиці при вивченні торфових ґрунтів рекомендується зондування торфовищ, з поділом їх на горизонти за ботанічним складом і ступенем розкладу, наявністю різних прошарків – карбонатів, вівіаніту тощо). На згарищах слід зазначати наявність, товщину прошарків попелу або обвугленого торфу.

У „Методиці моніторингу земель, що перебувають в кризовому стані” пропонують картування таких типів кризових ситуацій:

- вторинне заболочення осушених земель;
- переосушення земель;
- спрацювання осушених торфових ґрунтів;
- вторинне озалізнення, окарбоначення, осолопцювання і засолення осушених земель;
- забруднення осушених земель важкими металами, радіонуклідами тощо;
- утворення торфових кар’єрів і згарищ.

Окрім того, у цій же методиці розроблено нормативну базу рівнів деградації осушених ґрунтів, у якій детально описано кількісні параметри п’яти ступенів деградації. Картування цих ступенів деградації доцільно проводити з використанням ґрунтово-меліоративних карт, на яких доволі виразно простежується залежність ступеня деградації не лише від інтенсивності осушення і сучасного сільськогосподарського використання, а й безпосередньо від властивостей осушених ґрунтів.

Зазначимо, що моніторинг осушених ґрунтів, який сьогодні проводить мережа гідромеліоративних експедицій, практично перетворено у меліоративний моніторинг для оцінки водного режиму осушених земель і зведено до контролю рівня ґрунтових вод, що зумовлене як різким зменшенням фінансування для ведення моніторингу, так і частковим ігноруванням впливу властивостей ґрунтів на загальний меліоративний стан осушувальних систем. Враховуючи складну екологічну ситуацію, яка склалася на осушувальних системах (незадовільний стан меліоративної мережі, виспаження осушених ґрунтів, часті тривалі бездощові періоди тощо), питанням оцінки деградаційних процесів необхідно терміново зайнятися не лише вченим-ґрунтознавцям, а й багатьом державним організаціям та установам. І першочерговим тут має стати картування ґрунтового покриву осушених ґрунтів та оцінка їхнього стану.

21.11. Правові основи охорони ґрунтів і земель

Інтенсивне використання земельних ресурсів у сільськогосподарському виробництві вимагає постійного вдосконалення їхньої правової охорони, чим і зу-



мовлено в юридичному праві вироблення підходів про виділення ґрунтів як самостійного об'єкта природи в самостійний об'єкт правової охорони.

Правовою основою охорони земель і ґрунтів є Конституція України, в якій визначено, що землі використовуються як основа життя й діяльності людини. Питання охорони ґрунтів і земель регулюються не тільки спеціальними земельними нормативно-правовими актами, а частково регламентується в природоохоронному законодавстві. Однак багато з них перебувають у протиріччі один з одним, що ускладнює їх застосування у практичній діяльності. Для усунення існуючих протирічч у діючих законодавчих актах необхідно розробити і прийняти Закон України „Про ґрунти”, а для здійснення адекватної державної ґрунтоохоронної політики необхідна організація Служби охорони ґрунтів.

У спеціальному законодавстві дотепер не визначені обов'язки власників, користувачів і орендарів земельних ділянок щодо проведення консервації еродованих та інших деградованих земель задля забезпечення їхньої охорони і відтворення родючості ґрунтів. Потребує правового регулювання питання про відповідальність за неправильне збереження знятого родючого шару ґрунту, забруднення ґрунтів агрохімікатами, захист ґрунтів від механічного псування та інше.

На сучасному етапі розвитку суспільства, коли порушений зв'язок природи і людини, коли більшість людей проживає в містах і досконало не знає вимог природи, взаємовідносини людини і природи мають бути врегульовані на законодавчо-нормативній основі [Н. І. Титова, 2005].

Проблеми всебічної охорони ґрунтів, збереження та відтворення їхньої родючості, раціоналізації та екологізації аграрного землекористування – це проблема продовольчої, екологічної, загалом національної безпеки багатьох держав.

Формування інституту правової охорони ґрунтів слугуватиме основою для забезпечення належної охорони ґрунтів і впорядкування правоохоронних відносин, і цим самим буде визнано факт існування суспільних відносин щодо ґрунтів, оскільки потенціал ґрунтів України є винятковою цінністю [Н. С. Гавриш, 2008].

Питання правової охорони ґрунтів і проблем законодавчої регламентації за псування ґрунтів в Україні наведено у працях С. Б. Гавриша, Н. С. Гавриш, О. О. Погрібного, Н. І. Титової, В. Л. Мунтяна, В. В. Носіка, В. І. Семчика, І. І. Каракаша, П. Ф. Кулинича, В. К. Гуревського, В. М. Трегобчука та інших.

Ґрунт – це самостійний об'єкт екологічних правових відносин з його якісною властивістю родючості, основний і незамінний засіб виробництва сільськогосподарської продукції. Отож у Конституції України та в інших законодавчих правових актах необхідно до переліку об'єктів, які складають власність українського народу, після терміна „земля” включити термін „ґрунт” і законодавчо визначити статус ґрунту.



Поняття правової охорони ґрунту є окремим комплексним інститутом екологічного права і являє собою врегульовану нормами екологічного законодавства діяльність суб'єктів земельних відносин, яка покликана забезпечити цільове, ефективне та раціональне використання ґрунтів як самостійного природного об'єкта.

Ґрунти є наслідком об'єктивної реальності, їм не властива початкова вартість і чисто цивілістичний підхід до регламентації суспільних відносин використання та охорони ґрунтів неприпустимий.

Безгосподарське ставлення до використання і охорони ґрунтів, порушення правил агротехніки вирощування культур, недоброякісна робота працівників зумовлює заходи дисциплінарної відповідальності.

Розроблення і реалізація державного і міжнародного законодавства в галузі охорони ґрунтів, організації і проведення їхнього моніторингу для подолання подальшого розширення деградації стимулюватимуть перехід на ландшафтно-екологічне і ґрунтозахисне землеробство, визначення еталонів ґрунтів особливої охорони, рідкісних і унікальних ґрунтів.

Контрольні запитання і завдання

1. *Охарактеризуйте роль антропогенного чинника у формуванні ґрунту.*
2. *Які основні деградаційні процеси ґрунтоутворення?*
3. *Проаналізуйте виникнення, розвиток і географічне поширення деградаційних ґрунтових процесів.*
4. *Назвіть негативні показники впливу людей на ґрунти і ґрунтовий покрив.*
5. *Назвіть основні джерела надходження важких металів у ґрунти.*
6. *Які причини зумовлюють ущільнення ґрунтів?*
7. *Охарактеризуйте причини і наслідки розвитку ерозії і дефляції ґрунтів.*
8. *Як впливає радіоактивне забруднення на довкілля і зокрема на ґрунти?*
9. *Як впливає зрошення і осушення на властивості ґрунтів?*
10. *Дайте визначення поняття „моніторинг ґрунтів”. Яка мета моніторингу ґрунтів?*
11. *Перелічіть головні проблеми охорони ґрунтів.*

Література

1. Волошин І. М. Ландшафтно-екологічні основи моніторингу / І. М. Волошин. – Львів : Простір М, 1998. – 356 с.
2. Гавриш Н. С. Правова охорона ґрунтів / Н. С. Гавриш. – Одеса, 2008. – 228 с.
3. Гамкало З. Г. Екологічна якість ґрунту / З. Г. Гамкало. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 410 с.
4. Гаськевич В. Г. Осушені мінеральні ґрунти Малого Полісся / В. Г. Гаськевич, С. П. Позняк. – Львів : Видав. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2004. – 256 с.



5. Гоголев И. Н. Некоторые особенности поведения СПАВ в системе почва-раствор / И. Н. Гоголев, Ю. В. Михальченко, Б. М. Турус // Тр. IV Всесоюзн. совещания. – Л. : Гидрометеоздат, 1985. – С. 70–74.
6. Гоголев И. Н. Методические рекомендации по контролю состояния орошаемых черноземов / И. Н. Гоголев, Я. М. Биланчин, Р. А. Баер и др. – М., 1989. – 140 с.
7. Деградация и охрана почв / [под ред. акад. РАН Г. В. Добровольского]. – М. : Изд-во МГУ, 2002. – 654 с.
8. Добровольский Г. В. Охрана почв / Г. В. Добровольский, Л. А. Гришина. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1985. – 224 с.
9. Єтеревська Л. В. Рекультивация земель / Л. В. Єтеревська. – Київ : Урожай, 1977. – 128 с.
10. Зайдельман Ф. Р. Мелиорация почв / Ф. Р. Зайдельман. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2003. – 447 с.
11. Земельні ресурси України / [за ред. В. В. Медведєва, Т. М. Лактіонової]. – К. : Аграрна наука, 1998. – 150 с.
12. Землі сільськогосподарського призначення: права громадян України / [за ред. проф. Н. І. Титової]. – Львів : ПАІС, 2005. – 368 с.
13. Иванов С. А. Ландшафты гірничопромислових територій / С. А. Иванов. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2007. – 334 с.
14. Козловський Б. І. Меліоративний стан осушувальних земель західних областей України / Б. І. Козловський. – Львів : Євросвіт, 2005. – 420 с.
15. Кузнецов М. С. Эрозия и охрана почв / М. С. Кузнецов, Г. П. Глазунов. – М. : Изд-во МГУ; Колос С, 2004. – 352 с.
16. Медведев В. В. Мониторинг почв Украины / В. В. Медведев. – Харьков : Антика, 2002. – 428 с.
17. Методика моніторингу земель, що перебувають в кризовому стані. – Харків, 1998. – 88 с.
18. Моніторинг земель / [А. Я. Сохнич, М. С. Богіра, В. В. Горлачук, Д. І. Столярчук, І. М. Песчанська]. – Львів : Манускрипт, 2008. – 264 с.
19. Надточій П. П. Екологія ґрунту / П. П. Надточій, Т. М. Мислива, Ф. В. Вольвач. – Житомир : Рута, 2010. – 473 с.
20. Надточій П. П. Екологія ґрунту та його забруднення / П. П. Надточій, Ф. В. Вольвач, В. Г. Гермашенко. – К. : Аграрна наука, 1998. – 287 с.
21. Панас Р. Н. Агроэкологические основы рекультивации земель / Р. Н. Панас. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1989. – 157 с.
22. Позняк С. П. Орошаемые черноземы Дунай-Днестровской оросительной системы и пути их мелиорации / С. П. Позняк, Н. Й. Тортик // Тр. Почв. ин-та им. В. В. Докучаева. – М., 1989. – С. 83-90.
23. Позняк С. П. Орошаемые черноземы юго-запада Украины / С. П. Позняк. – Львов : ВНТЛ, 1997. – 240 с.
24. Романів П. В. Географо-генетичні особливості фізичного стану ґрунтів Передкарпаття / П. В. Романів, С. П. Позняк. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – 200 с.
25. Світличний О. О. Основи ерозієзнавства / О. О. Світличний, С. Г. Чорний. – Суми : Університетська книга, 2007. – 266 с.



26. Телегуз О. Г. Техногенні ґрунти ґрас магістральних трубопроводів / О. Г. Телегуз, М. Г. Кіт. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 184 с.
27. Тригуб В. І. Фтор у чорноземах південного заходу України / В. І. Тригуб, С. П. Позняк. – Львів : Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. – 148 с.
28. Фатєєв А. І. Фоновий вміст мікроелементів у ґрунтах України / А. І. Фатєєв, Я. В. Пашенко. – Харків, 2003. – 117 с.
29. Швєбс Г. И. Теоретические основы эрозиеведения / Г. И. Швєбс. – Киев ; Одесса : Высшая школа, 1981. – 224 с.
30. Шикiла М. К. Охорона ґрунтiв / М. К. Шикiла, О. Ф. Гнатенко, Д. Р. Петренко, М. В. Капштик. – К. : Знання, КОО, 2004. – 398 с.

Іменний покажчик

- А -

Алябіна І. О. 187
Андерсон В. Н. 242
Андріанов М. С. 87
Андрущенко Г. О. 8, 82, 85, 183
Антипов-Карагаєв І. М. 85, 122
Афанасьєв Я. Н. 24
Ахтирцев Б. П. 95, 105

- Б -

Баєр Р. А. 279
Базилевич Н. І. 122, 125
Бистрицька Т. Л. 149
Біланчин Я. Б. 8, 9, 29, 36, 270, 279
Богатирьов Л. Г. 56, 84, 92, 114, 118, 156, 178, 188
Богіра М. С. 279
Боїнчан Б. П. 114
Бондар А. І. 166
Борисяк Н. Д. 98
Бреус Н. М. 30, 35, 36

- В -

Вальков В. Ф. 80
Варрон 7
Васнеєв І. І. 114
Васильєвська В. Д. 47, 56, 84, 92, 114, 118, 156, 178, 188
Ведрова Е. Ф. 84
Величко В. А. 170
Вернандер Н. Б. 8, 27, 29, 85, 105, 118, 128
Веселовський В. К. 7
Висоцький Г. М. 22, 75, 98
Віленський Д. Г. 26, 29
Вільямс В. Р. 61, 80, 94, 165, 166, 170
Владиченський А. С. 44, 56, 84, 92, 114, 118, 156, 178, 184, 188

Воєйков О. І. 149
Войтків П. С. 92, 184
Волошин І. М. 259, 278
Вольвач Ф. В. 279
Воронін С. А. 140

- Г -

Гавриш Н. С. 9, 228, 277, 278
Гавриш С. Б. 277
Гаель А. Г. 178
Гамкало З. Г. 278
Гамкало М. З. 92, 184
Гарднер Д. 212
Гаськевич В. Г. 8, 82, 84, 106, 266, 278
Гаськевич О. В. 217
Гедройц К. К. 61, 122, 125
Геннадієв А. Н. 36, 44, 54, 66, 84, 89, 97, 117, 124, 126, 134, 137, 142, 146, 152, 154, 156, 159, 164, 188
Гештнер А. Р. 188
Герасимов І. П. 14, 15, 22, 23, 26, 64, 85, 143, 232
Герасимова М. І. 9, 44, 56, 190, 207
Гермашенко В. Г. 279
Гільгард Є. 8
Глазовська М. А. 8, 22, 26, 29, 36, 39, 40, 44, 54, 66, 84, 89, 97, 117, 124, 126, 134, 137, 142, 146, 149, 152, 154, 156, 159, 164, 188, 232
Глазунов Г. П. 279
Глінка К. Д. 26, 61, 64, 120, 122
Гнатенко О. Ф. 280
Гнатишин Г. Б. 10
Говоруха Л. С. 39, 40
Гоголев І. М. 8, 29, 36, 80, 82, 85, 86, 92, 118, 128, 166, 180, 184, 257, 260, 270, 272, 279



- Годельман Я. М. 218
Голубець М. А. 184
Голубчиков Ю. Н. 44
Горін М. О. 84, 92, 166, 170
Горячкін С. В. 56
Горлачук В. В. 279
Городкова Б. Н. 39
Градусов Б. П. 84
Гринь Г. С. 8, 27, 29, 30, 34, 36, 120, 122
Грінченко О. М. 27, 122
Грїшена Л. О. 279
Гуревський В. К. 277
- Д -
Дімо М. О. 22, 120
Дмиртук Ю. М. 84, 118
Добровольський Г. В. 8, 22, 29, 30, 34, 36, 44, 56, 84, 118, 166, 167, 170, 207, 208, 218, 279
Докучаєв В. В. 7, 11, 12, 14, 15, 17, 22, 24, 26, 29, 36, 44, 47, 61, 80, 94, 98, 113, 114, 120, 122, 184, 197, 207, 221, 230, 279
Дюшофур Ф. 8, 64
- Є -
Євдокимова Т. І. 242, 251
Єгоров В. В. 36, 120, 166
Єловська Л. Г. 47
Єтеревська Л. В. 199, 207, 263, 279
- Ж -
Жидкин А. П. 188
- З -
Зайдельман Ф. Р. 61, 128, 279
Зам'ятченський П. А. 122
Заславський М. Н. 252
Захарихіна Л. В. 188
Захаров С. О. 17, 22, 143
Зимовець Б. О. 120
Зонн С. В. 64, 85, 94, 164, 184, 188
- І -
Іванов В. Ф. 144
Іванов Є. А. 261, 279
Іванова Є. М. 23, 30, 36, 39, 47, 59, 125, 142
Ігнатенко І. В. 47, 56
Ізмаїльський О. М. 98
-Й-
Йєнні Г. 8
- К -
Канаш О. П. 228
Канівець В. І. 85, 90, 91, 92, 184
Капштик М. В. 280
Караваєва Н. А. 39, 47, 50, 56, 84, 207
Каракаш І. І. 277
Карпачевський Л. О. 184, 188, 207, 232
Катон Старший 7
Кауричев І. С. 52, 125
Келлог Ч. 26
Кирильчук А. А. 82, 84
Кисіль В. І. 170
Кіт М. Г. 8, 208, 218, 228, 242, 280
Ковалєць Ю. М. 10, 84
Ковалишин Д. І. 82, 118, 125, 128
Ковда В. А. 22, 26, 50, 56, 80, 82, 84, 92, 101, 102, 103, 110, 112, 114, 118, 120, 122, 131, 142, 148, 149, 156, 161, 178, 188, 197
Козловський Б. І. 266, 279
Козловський Ф. І. 207, 213
Колумелла 7
Коржинський С. І. 94
Корнблом Е. А. 18
Корсунов В. М. 84, 218, 242
Коссович П. С. 22
Костичев А. П. 98, 208, 218
Красєха Є. Н. 84, 208, 218, 242
Кривульченко А. І. 2, 29, 36, 118, 120
Крилов П. М. 94
Крупєніков І. А. 80, 98, 113, 205, 207, 252
Крупський М. К. 8, 27, 28, 29, 30, 34, 36
Кубієна В. 8, 64
Кузнецов М. С. 279
Кузьмичев В. П. 36
Кулинич Л. Ф. 277
Куст Г. С. 142
- Л -
Лактіонов М. І. 84, 92



Лактіонова Т. Н. 207, 279
 Леваковський І. Ф. 98
 Лебедєва І. І. 207
 Ліверовський Ю. А. 18, 24, 39, 47, 85, 188
 Лисецький Ф. М. 230
 Лобова Є. В. 41, 49, 51, 52, 53
 Ломоносов М. В. 98

- М -

Маринич О. М. 93
 Медведєв В. В. 113, 207, 225, 227, 228, 258, 279
 Мислива Т. М. 279
 Михайлов І. С. 39, 41
 Михайлюк В. І. 166, 170
 Михальченко Ю. В. 260, 279
 Мілкіна Л. І. 184
 Міна В. М. 94
 Мінашина Н. Г. 120, 142
 Можарова Н. В. 207
 Можейко О. М. 120, 122
 Молчанов Е. Ф. 144
 Мунтян В. Л. 277

- Н -

Надточій П. П. 279
 Назаренко І. І. 84, 118
 Наконечний Ю. І. 10, 166, 170
 Наумов Є. М. 73, 84
 Неуструєв С. С. 22, 23
 Нікорич В. А. 84, 118
 Новікова Г. В. 120, 128
 Носік В. В. 277
 Носко Б. С. 36, 113, 208

- П -

Панас Р. М. 279
 Панкова Є. І. 120, 128
 Паньків З. П. 84
 Папіш І. Я. 8, 242
 Пастернак П. С. 85, 92
 Пашенко Я. В. 260, 280
 Песчанська І. М. 279
 Петренко Д. Р. 280
 Підвальна Г. С. 106, 257

Платонова Г. Ю. 30, 34, 36
 Пліній 7
 Пліско І. В. 225, 227, 228
 Плотницький С. В. 242
 Погрібний О. О. 277
 Подимов Б. П. 205, 207
 Позняк С. П. 82, 84, 92, 106, 113, 184, 197, 208, 217, 218, 228, 232, 242, 257, 264, 272, 278, 279

Полинов Б. П. 22
 Полинцева О. А. 47
 Полупан М. І. 29, 30, 35, 36, 106, 114, 118, 125, 128, 144, 170, 178
 Польшина С. М. 84, 118
 Пономарьова В. В. 61, 69
 Прасолов Л. І. 8, 15, 26, 29, 85, 98, 143, 212
 Прескотт Д. 143
 Приходько В. Е. 114
 Прокоф'єва Т. В. 207
 Пшевлоцький М. І. 106

- Р -

Радзій В. Ф. 218
 Ремезов М. П. 94
 Роде О. А. 61, 230
 Розанов Б. Г. 13, 25, 36, 50, 56, 82, 84, 92, 101, 102, 103, 110, 112, 114, 118, 131, 142, 148, 149, 156, 161, 164, 178, 188
 Розов М. М. 29, 30, 31, 32, 36, 156, 164
 Розумний І. А. 228
 Романів П. В. 279
 Ромашкевич А. І. 184
 Руднєва О. М. 85, 184, 188
 Рупрехт Ф. І. 98

- С -

Саймсон Г. 212
 Самойлова Є. М. 106
 Світличний А. А. 242, 250, 279
 Семчик В. І. 277
 Сибірцев М. М. 22, 47, 61, 94
 Скворцова Є. Б. 207
 Смага І. С. 84, 118
 Смирнова Л. Ф. 178



- Соболев С. С. 166
Соколов І. А. 44, 188, 230, 232
Соколовський О. Н. 34, 85, 122, 223, 252, 271
Солнцева Н. П. 208
Соловей В. Б. 170
Сорокіна Н. П. 218
Сохнич А. Я. 279
Стефін В. В. 188
Стойко С. М. 184
Столярчук Д. І. 279
Строганова М. М. 30, 31, 32, 36, 156, 164, 207
Ступень М. Г. 228
Сурмач Г. П. 252
- Т -
- Талієв В. І. 94
Таргульян В. О. 39, 44, 47, 53, 230
Тедроу Дж. 39, 40, 41, 42, 43
Телегуз О. Г. 208, 280
Титова Н. І. 277, 279
Тихоненко Д. Г. 2, 8, 56, 69, 84, 92, 105, 118, 128, 166, 242
Топольний Ф. П. 85, 92, 184
Тортік М. Й. 264, 279
Трегобчук В. М. 277
Тригуб В. І. 208, 280
Турус Б. М. 260, 279
- Тюрін І. В. 80
Тюрюканов О. М. 149
- У -
- Урусевська І. С. 30, 34, 36, 44, 56, 84, 118, 218
Урушадзе Т. Ф. 184
- Ф -
- Фатєєв А. І. 260, 280
Фрідланд В. М. 12, 26, 36, 85, 164, 180, 184, 209, 211, 212, 214, 218, 239, 271
- Х -
- Хабаров А. В. 41, 49, 51, 52, 53
- Ч -
- Чаславський В. І. 94
Чендєв Ю. Г. 106
Чернянський С. С. 188
Чесняк Г. Я. 196, 197
Чорний С. Г. 250, 279
- Ш -
- Шашко Д. М. 36
Швебс Г. І. 249, 250, 280
Шикула М. К. 280
Шишов Л. Л. 128
Шищенко П. Г. 2, 29, 36, 93
Шрага В. І. 166
- Щ -
- Щербаков А. П. 114
- Я -
- Ямелинець Т. С. 242

НАВЧАЛЬНЕ ВИДАННЯ

ПОЗНЯК Степан Павлович

ГРУНТОЗНАВСТВО І ГЕОГРАФІЯ ҐРУНТІВ

Підручник

У двох частинах

Частина 2

*Затверджено
Міністерством освіти і науки України*

| | |
|---------------------|---|
| Редактор | <i>І. М. Лоїк</i> |
| Технічний редактор | <i>С. З. Сенік</i> |
| Комп'ютерна верстка | <i>Л. М. Семенович</i> |
| Обкладинка | <i>Ф. П. Лукавий</i> |
| Фотоілюстрації | <i>А. П. Садова, В. Д. Тоноконогова, М. І. Герасимової, І. В. Ковди, А. І. Кривульченка, С. В. Горячкіна, Ч. Тарнокаї, Ю. І. Наконечного, О. Г. Телегуза, Г. Б. Гнатишин, В. Г. Гаськевича, С. Скиби, М. І. Подупана, А. А. Кирильчука, М. В. Нецик</i> |

Формат 70×100/16. Умовн. друк. арк. 23,05+3,22 вкл. Тираж 500 прим. Зам.

Львівський національний університет
імені Івана Франка.
79000 Львів, вул. Університетська, 1

С в і до ц т в о
про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

Видруковано з готових діапозитивів
у книжковій друкарні "Коло".
82100, Львівська обл., м. Дрогобич, вул. Бориславська, 8.

С в і до ц т в о
про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серії ДК № 498 від 20.06.2001 р.



Фото 1. Ландшафт арктичної пустелі



Фото 2. Арктичні пустельні ґрунти



Фото 3. Арктичні ландшафти (о. Нова Земля)

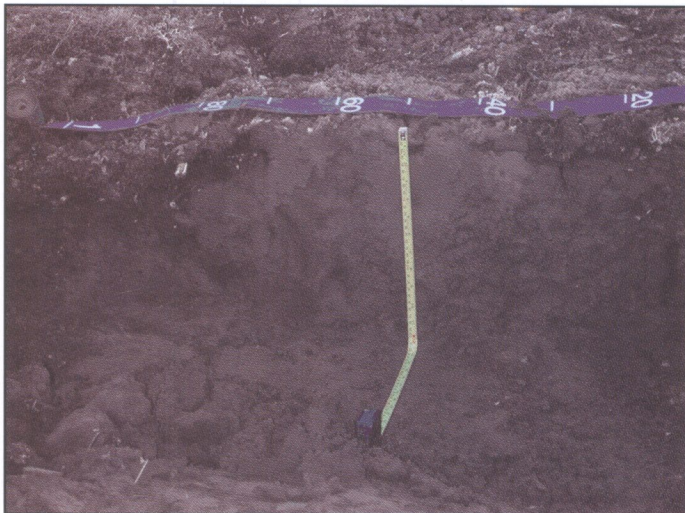


Фото 4. Арктичні типові ґрунти

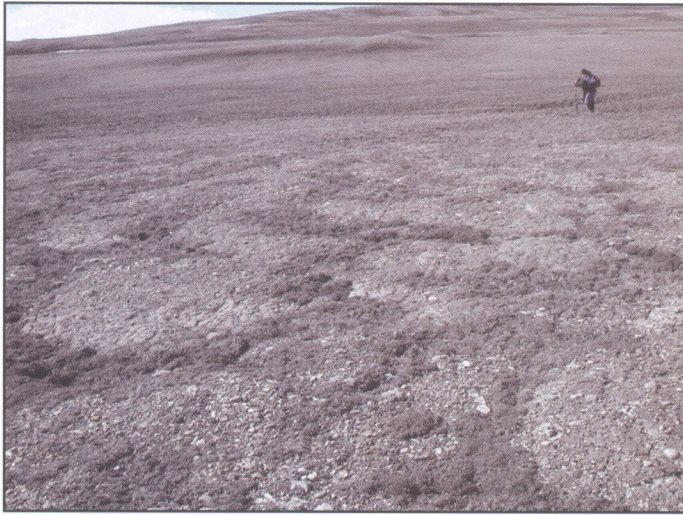


Фото 5. Плямиста тундра



Фото 6. Тундрово-глейові ґрунти



Фото 7. Ландшафт тундри (Хібіни)

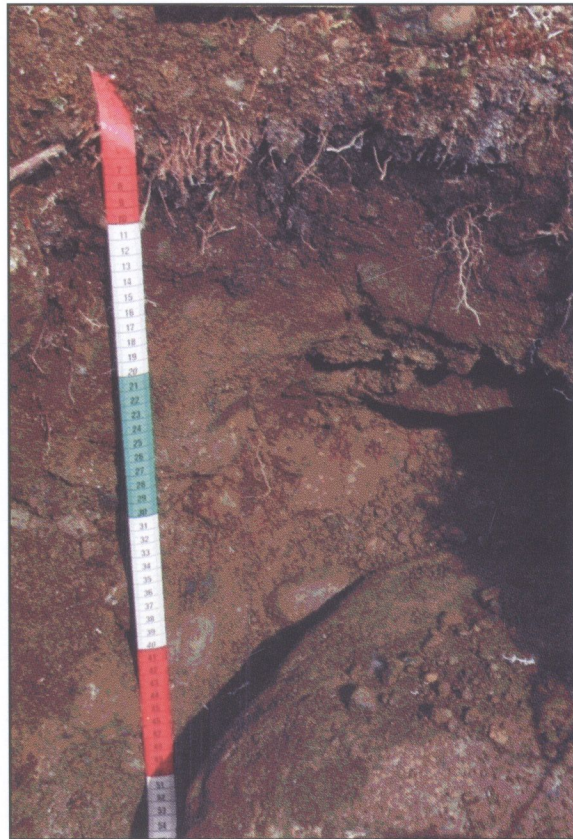


Фото 8. Підбур



Фото 9. Темно-хвойні ялинові ліси тайги



Фото 10. Підзол



Фото 11. Мішані ліси Українського Полісся



Фото 12. Дерново-підзолистий ґрунт



Фото 13. Модринові ліси північної тайги



Фото 14. Мерзлотно-тайгові ґрунти



Фото 15. Болото



Фото 16. Болотні ґрунти



Фото 17. Північний макросхил Подільської височини
(околиці смт Олесько)

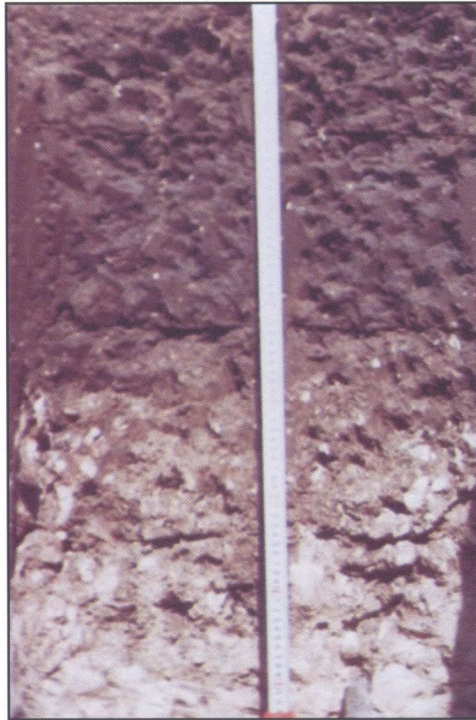


Фото 18. Дерново-карбонатні ґрунти
(рендзини)



Фото 19. Букові праліси Українських Карпат



Фото 20. Бурозем



Фото 21. Широколистяні ліси



Фото 22. Світло-сірі лісові ґрунти



Фото 23. Лісостеповий ландшафт



Фото 24. Сірий лісовий ґрунт



Фото 25. Агрорландшафти лісостепу



Фото 26. Темно-сірі опідзолені ґрунти



Фото 27. Лучно-степові ландшафти Поділля



Фото 28. Чорноземи типові



Фото 29. Агрорландшафти північно-східного Поділля



Фото 30. Чорноземи виугювані



Фото 31. Діброва



Фото 32. Чорноземи опідзолені



Фото 33. Агрландшафт північного степу



Фото 34. Чорноземи звичайні



Фото 35. Типчаково-ковилово-полинові степи



Фото 36. Чорноземи південні



Фото 37. Типчаково-ковиліві та полиново-злакові степи



Фото 38. Каштанові ґрунти



Фото 39. Ландшафти Присивашья

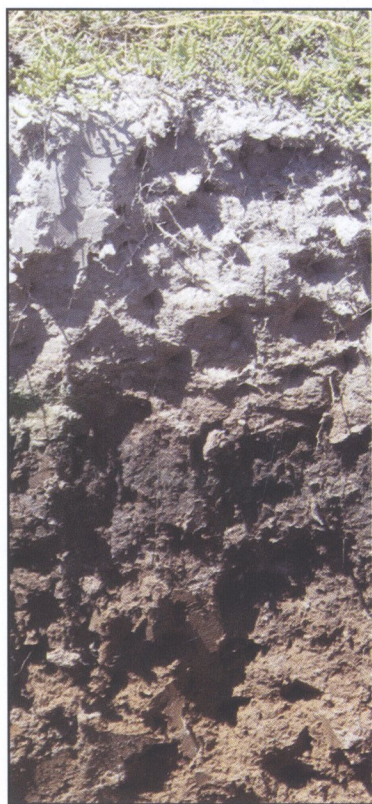


Фото 40. Солончаки



Фото 41. Ландшафт сухого степу



Фото 42. Солонці



Фото 43. Подові пониження сухого степу



Фото 44. Солоді



Фото 45. Ландшафт напівпустелі



Фото 46. Бурі напівпустельні
грунти



Фото 47. Ландшафти Східного Закавказзя



Фото 48. Сіроземи



Фото 49. Ландшафт передгірних рівнин Середньої Азії



Фото 50. Поверхня такиру



Фото 51. Пухнасто-дубові ліси і чагарники південного схилу Головного пасма Кримських гір

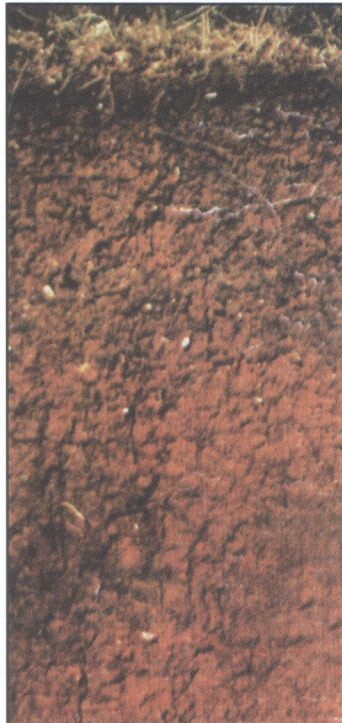


Фото 52. Коричневі ґрунти



Фото 53. Оливкові сади о. Сицилія

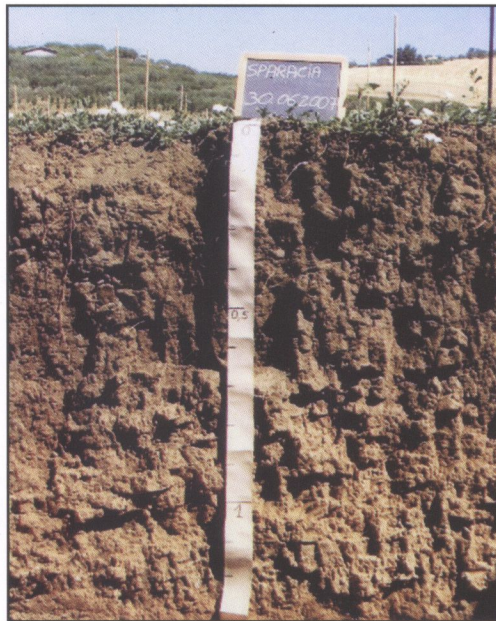


Фото 54. Злитоземи (вертисоль, о. Сицилія)

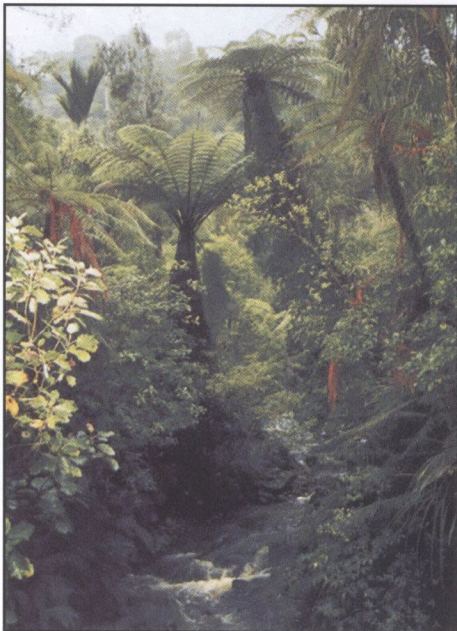


Фото 55. Перемінно-вологі субтропічні ліси



Фото 56. Червоноземи



Фото 57. Чайні плантації субтропіків

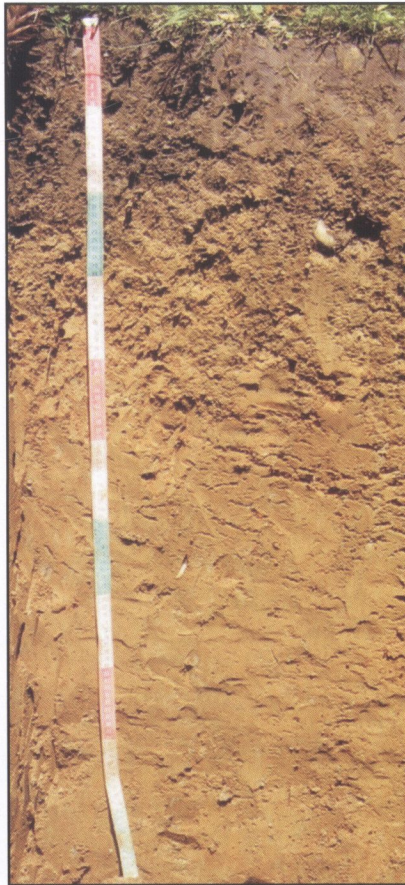


Фото 58. Жовтоземи



Фото 59. Прирусова заплава



Фото 60. Алювіальні дернові ґрунти



Фото 61. Центральна (зерниста) заплава



Фото 62. Алювіальні лучні ґрунти



Фото 63. Притерасна заплава



Фото 64. Алювіальні болотні ґрунти



Фото 65. Дюни

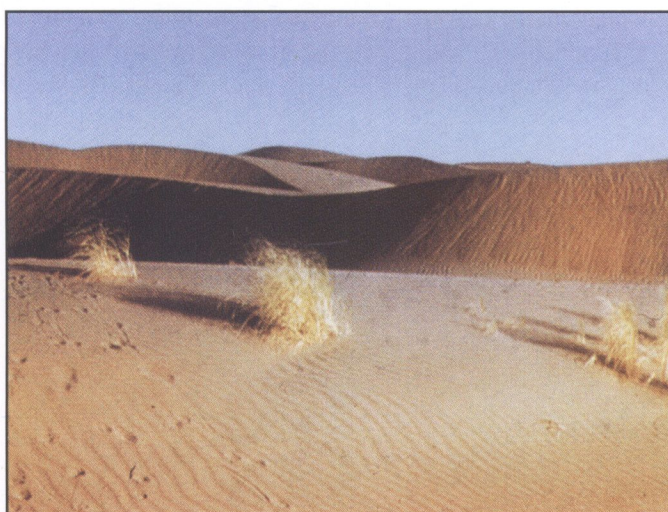


Фото 66. Бархани



Фото 67. Полонина Пожижевська Українських Карпат



Фото 68. Гірсько-лучні буроземні
грунти



Фото 69. Вулканічні ґрунти



Фото 70. Будівництво магістрального трубопроводу



Фото 71. Технозем



Фото 72. Урбаноземи міста Львова