

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
КИЇВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ІМЕНІ ТАРАСА ШЕВЧЕНКА

М. Д. Гродзинський

Еволюція ландшафтів України
ландшафтознавчо-географічний вимір проблеми

Монографія

УДК 911.5(477)-043.86
Г86

Рецензенти:

д-р геогр. наук, проф. Н. П. Герасименко,
д-р геогр. наук, проф. П. Г. Шищенко

*Рекомендовано до друку вченою радою географічного факультету
(протокол № 5 від 14 грудня 2021 року)*

*Ухвалено навчально-методичною радою
Київського національного університету імені Тараса Шевченка
(протокол № 3-22 від 14 квітня 2022 року)*

Гродзинський М. Д.

Г86 Еволюція ландшафтів України: ландшафтознавчо-географічний вимір проблеми : монографія. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2023. – 432 с.

Розглянуто еволюцію ландшафтів території України з міоцену дотепер. Методологію цього розгляду побудовано на застосуванні теоретичних уявлень сучасного ландшафтознавства до інтерпретації палінологічних, палеопедологічних, палеокліматичних та інших емпіричних даних палеогеографічних наук. Запропоновано схеми макроеволюції та етапності еволюції ландшафтів України, обґрунтовано поняття ландшафтно-еволюційного регіону та схему ландшафтно-еволюційного районування території України. Встановлено вихідні поверхні та нуль-моменти сучасного ландшафтогенезу. Особливу увагу приділено голоценовій еволюції ландшафтів України, зокрема питанням інерційності ландшафтогенезу, перебудови структури ландшафтно-зональності України в голоцені, впливу діяльності людини на ландшафтний покрив. Виділено й описано генетико-еволюційні ряди сучасного ландшафтогенезу: зональні кліматогенні, елювіальні літогенні, схилів денудаційні та постденудаційні, гідроморфні, галоморфні, марітимний.

Для фахівців у галузі природничої географії, екології та наук про Землю, а також інших природознавців, до кола інтересів яких входять питання еволюції природного середовища України. Видання стане у пригоді студентам і викладачам природничих факультетів університетів.

УДК 911.5(477)-043.86

© Гродзинський М. Д., 2023
© Київський національний університет імені Тараса Шевченка, 2023
ВПЦ "Київський університет", 2023

ЗМІСТ

Передмова	6
Розділ 1. Методологічні питання	10
1.1. Наукові підходи до пізнання еволюції ландшафтів	10
1.2. Основні поняття	18
1.3. Логіка і послідовність дослідження еволюції ландшафтів	22
Розділ 2. Схема макроеволюції ландшафтів України	27
2.1. Палеоген-неогеновий рубіж ландшафтогенезу	28
2.2. Неогенова передісторія сучасних ландшафтів України.....	37
2.3. Плейстоценові трансформації ландшафтогенезу	51
2.3.1. Час початку плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу	52
2.3.2. Архетипи плейстоценового ландшафтогенезу.....	56
2.3.3. Біотичні рефугіуми плейстоцену.....	79
2.4. Голоценова історія ландшафтів України: зміст і хронологічні рамки.....	97
Розділ 3. Зміни ландшафтів України в голоцені	101
3.1. Кліматичні чинники змін ландшафтної зональності.....	101
3.2. Перебудови структури ландшафтної зональності України в голоцені.....	108
3.3. Інерційність ландшафтогенезу в голоцені.....	114
3.3.1. Онтогенетична інерційність ландшафтів	115
3.3.2. Алоеволюційна інерційність ландшафтів	126
Розділ 4. Нуль-моменти сучасного ландшафтогенезу	131
4.1. Вступні зауваження: поняття нуль-моменту ландшафтогенезу та його типи.....	131
4.2. Абіотичні нуль-моменти.....	134
4.2.1. Час абіотичних нуль-моментів ландшафтогенезу.....	134
4.2.2. Вихідні поверхні сучасного ландшафтогенезу	141
4.2.3. Абіотичні макрорегіони сучасного ландшафтогенезу	155
4.3. Біотичні нуль-моменти	161
4.3.1. Біосферний і біомний типологічний нуль-моменти.....	161
4.3.2. Зональний регіональний нуль-момент	166
4.3.3. Зонально-структурний і зонально-хорологічний нуль-моменти	180
4.3.4. Час максимальної інтенсивності ландшафтогенезу як його нуль-момент.....	185

Розділ 5. Становлення антропогенного чинника ландшафтогенезу	188
5.1. Початок залюднення території України, палеоліт і неоліт	190
5.2. Енеолітична трипільська культура та її вплив на ландшафти.....	194
5.3. Постагрікультурне середньоголоценове остепнення ландшафтів	199
5.4. Зростання антропопресії.....	204
5.5. Макрорегіональні відмінності в історії антропізації ландшафтів України.....	207
Розділ 6. Ландшафтно-еволюційні регіони України	213
6.1. Вступні зауваження. Поняття ландшафтно-еволюційного регіону.....	213
6.2. Схема ландшафтно-еволюційного районування України	217
6.2.1. Поліський польодовиковий ЛЕВ-макрорегіон	219
6.2.2. Український лесовий ЛЕВ-макрорегіон.....	221
6.2.3. Співвідношення схем ландшафтно-еволюційного та фізико-географічного районування України	227
Розділ 7. Етапність еволюції ландшафтів України	230
7.1. Вступні зауваження.....	230
7.2. Схема етапності сучасного ландшафтогенезу	235
7.2.1. Етапність палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу.....	236
7.2.2. Етапність неогенової передісторії сучасних ландшафтів	238
7.2.3. Етапність плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу	246
7.2.4. Етапність голоценової історії ландшафтів.....	252
Розділ 8. Генетико-еволюційні ряди сучасного ландшафтогенезу	264
8.1. Вступні зауваження. Поняття типу ландшафтогенезу та генетико-еволюційних рядів	264
8.2. Зональний кліматогенний ландшафтогенез та його генетико-еволюційні ряди	278
8.2.1. Зональний лісовий ряд на піщано-супіщаних відкладах.....	279
8.2.2. Зональний лісовий ряд на льодовикових і водно-льодовикових суглинках	287
8.2.3. Зональний лісо-лучно-степовий ряд на лесових породах.....	297

8.2.4. Зональні степові ряди на лесових породах	309
8.3. Елювіальні літогенні генетико-еволюційні ряди.....	322
8.4. Транзитний ландшафтогенез та його генетико-еволюційні ряди	338
8.4.1. Денудаційний схиловий ландшафтогенез.....	339
8.4.2. Постденудаційний схиловий ландшафтогенез	345
8.5. Гідроморфний ландшафтогенез та його генетико-еволюційні ряди	349
8.5.1. Заплавний алювіальний ряд.....	351
8.5.2. Літорально-плавневий ряд	357
8.5.3. Рівнинні лучно-болотні ряди.....	363
8.5.4. Схиловий мочаристий ряд	371
8.6. Галоморфний ландшафтогенез та його генетико-еволюційні ряди	373
8.6.1. Особливості галоморфного ландшафтогенезу.....	373
8.6.2. Галоморфні елювіальні і транселювіальні ряди.....	380
8.6.3. Галоморфні елювіально-гідроморфні ряди.....	385
8.6.4. Галоморфний подово-западинний ряд	388
8.7. Марітимний ландшафтогенез та його генетико-еволюційний ряд.....	397
Висновки	403
Література	409

Передмова

Було принаймні дві причини написання цієї книги. По-перше, такої ще не було. По-друге, мої наукові інтереси стосувались насамперед теоретичних питань ландшафтознавства. Правомірність їх вирішення я демонстрував матеріалами досліджень, виконаних у різних регіонах. Врешті виникла потреба апробувати сучасні теоретичні положення ландшафтознавства на прикладі одного регіону. Ним я обрав рівнинну частину території України й за кінцеву мету її вивчення поклав собі написання ґрунтовної монографії "Ландшафтна географія України". Її важливою частиною є з'ясування еволюції ландшафтів України як становлення її сучасного ландшафтного покриву та його територіальних структур. Цю частину майбутньої книги я виокремив в окрему працю, яку й представляю читачеві.

Питання еволюції ландшафтів подано у ній з позицій науки про них, тобто на основі концепцій та традицій ландшафтознавства. Існує й інша лінія дослідження цієї проблеми – на основі уявлень, методів і традицій палеогеографії. Ландшафтознавчо-географічна та палеогеографічна "лінії" дослідження еволюції ландшафтів мають чимало точок дотику, але вони різні. Кожна має свої переваги й свої обмеження. У книзі не йдеться про злиття цих ліній. Вони мають й надалі йти своїми особливими траєкторіями, надаючи науковцям висвітлення проблеми з різних ракурсів. Але це не виключає доцільності використання однією наукою здобутків суміжної науки, зокрема й її емпіричних даних.

На жаль, "корпоративна гордість", "фаховий снобізм" або побоювання вченого бути звинуваченим у "браконьєрстві в чужих угіддях" заважають представникам одного наукового напрямку застосувати ідеї чи дані суміжного напрямку у розв'язанні спільної проблеми.

Автор у цій книзі спробував подолати вказаний бар'єр. Вона являє собою спробу інтерпретації у світлі теоретичних уявлень сучасного ландшафтознавства наявних палеогеографічних матеріалів щодо змін ландшафтів України від міоцену дотепер. Серед цих уявлень – положення про нуль-момент та інерційність ландшафтогенезу, концепції полімасштабності, гетерохронності і гетерогенності ландшафтів, їх кліматичних ніш, еволюційних і сукцесійних рядів (Арманд, 1996, Гродзинський, 2014, Солнцев В., 1981, Хорошев, 2016, Delcourt, Delcourt, 1988, Farina, 2008, Forman, 1995, Turner e.a., 2001 та ін.). Ці концепції використані у книзі задля реконструкції еволюції ландшафтів України.

Хотів би привернути увагу на кілька "технічних" особливостей книги. Її матеріал стосується всієї рівнинної частини території України, а не її окремих регіонів. Звичайно, кожний регіон України специфічний за шляхами еволюційного становлення його сучасного ландшафтного покриву, отже, вартує свого окремого розгляду. Але у книзі ця регіональна специфіка розглядається на тлі всієї рівнинної частини території України, а під час розгляду деяких питань – й на ширшому територіальному фоні. Зручною формою відображення цієї специфіки є районування території за різними особливостями еволюції ландшафтів. Цей прийом у книзі використано широко й запропоновано кілька схем районування України ландшафтно-еволюційного змісту.

У книзі зроблено спробу з'ясувати низку суто ландшафтознавчо-географічних питань еволюції ландшафтів України, спираючись на наявні для цієї території палеогеографічні матеріали. Ці матеріали автору не належать. Вони були зібрані багатьма палеогеографами й викладені у численних статтях і монографіях. Серед цих публікацій я найширше користувався роботами, в яких вихідні палеогеографічні дані (спорово-пилкові спектри, схеми та описи морфологічних профілів ґрунтів та ін.) у своїй сукупності характеризують або всю територію України, або її великі регіони. До такого типу праць, зокрема, належать монографії О. Т. Артюшенко зі співавторами (1970, 1982), Л. Г. Безусько зі співавторами (2011), М. Ф. Веклича і Н. О. Сіренко (1976), Н. П. Герасименко (2004), Ж. М. Матвіїшиної зі співавторами (2010), Н. О. Сіренко, С. І. Турло (1986), О. А. Сіренко (2017).

Головне призначення пропонованої книги – з'ясування особливостей еволюції ландшафтів на території України. Теоретико-методологічні питання цього з'ясування в ній розглянуто лише в мінімальному обсязі. Я обмежився лише визначенням понять сучасного ландшафтознавства, які безпосередньо стосуються теми цієї праці, але мають різні тлумачення в науці. Аргументація певного погляду та розгляд альтернативних йому не наводяться, але посилання на літературу з цього питання у книзі є.

Наукова книга має бути орієнтована на відповідного читача. Завдання автора – цього читача уявити. Найпростіше вирішення – обрати за такого читача "вузького" фахівця з проблеми й розмовляти з ним зрозумілою йому мовою, тобто вживати вузькоспеціалізовану термінологію, посилатись без жодного обговорення на певні концепції та ідеї, відомі лиш обмеженому колу професіоналів і невідомі ширшому загалу тощо.

У нашому випадку такий стиль ідентифікації читача й розмови з ним навряд чи виправдані. Книга має міждисциплінарний характер, що,

зокрема, означає її орієнтацію на фахівців кількох різних галузей (хоча б, палеогеографів і географів-ландшафтознавців). Їхні мови, теоретичні уявлення, методологічні традиції є різними, тому у книзі без відповідних пояснень та коментарів деяких термінів і понять не обійтися. Крім того, я прагнув, аби ця книга стала у пригоді широкому колу природознавців. Зрозуміло, що значна їх частина мають поверхові знання з палеогеографії і географічного ландшафтознавства. Тому в книзі подано стислі пояснення змісту певних наукових положень і термінів. Обізнаний із ними читач може сміливо ці абзаци книги пропустити.

Щодо посилань на літературні джерела, то книга ними не переобтяжена. Хоча проблему еволюції природного середовища України її дослідники визнають недостатньо розробленою, однак кількість праць з неї вимірюється тисячами. З них у цій книзі подано посилання лише на найбільш "інформаційно насичені" джерела, з яких переважають наукові монографії та статті оглядового характеру. В решті випадків наведено лише прізвища провідних учених, праці яких стосуються питання, що розглядається. Сподіваюсь, читач із розумінням поставиться до такого обмеження. Адже пошукові системи мережі "Інтернет" дають змогу за прізвищем автора або ключовими словами відшукати необхідні джерела й укласти бібліографію з будь-якої наукової проблеми. З цієї ж причини у списку літератури до статей, які за їх назвою можна знайти в інтернеті, не подано їхні URL-адреси.

У книзі часові оцінки для геохронологічних підрозділів (крім голоцену) подано за міжнародною хроностратиграфічною шкалою станом на 2021 рік (The ICS International Chronostratigraphic Chart v. 2021/10). Датування регіональних підрозділів геохронологічної шкали для неогену подано за останньою версією Стратиграфічного кодексу України (2012), яка узгоджена зі шкалою ICS. Межі між палеогеографічними етапами четвертинного періоду, а також між підрозділами голоцену (пребореалом, бореалом, атлантикою та ін.) подано за версією Н. П. Герасименко (2004). Назви сучасних ґрунтів України подано максимально близькими до їх номенклатури у роботі (Полевой определитель почв, 1981). Назви їх відповідників у номенклатурі Світової реферативної бази ґрунтів WRB встановлено за її версією 2015 року (World Reference Base, 2015).

Вважаю своїм приємним обов'язком скласти слова подяки колегам, до яких звертався за порадами та консультаціями з різних питань цієї книги.

Особливу вдячність хотів би висловити професору Н. П. Герасименко, багатогодинні насичені розмови з якою допомогли мені зрозуміти

чимало питань палеогеографії України, а по написанні книги – виправити допущені помилки та неточності. Вдячний акад. НАН України Я. П. Дідуху за консультування з питань екології рослин України, чл.-кор. НАН України О. Б. Гінтову за роз'яснення дискусійних питань тектонічної будови Європи, чл.-кор. НАН проф. П. Г. Шищенку за те, що свого часу зацікавив мене регіональними питаннями фізичної географії України й дав глибокі пояснення багатьох із них, проф. В. П. Палієнко за допомогу у з'ясуванні деяких питань неотектоніки України, доц. В. Г. Пазиничу – за стимулювальну полеміку з питань генезису та еволюції ландшафтів у польодовикові часи, доц. С. П. Романчуку – за корисні та захопливі екскурси в історію освоєння людиною ландшафтів України. Слова вдячності та любові адресую моїй дружині Ользі, яка не тільки з розумінням поставилась до переключення моєї уваги від родинних справ до написання книги, але й дуже допомогла мені з редагуванням тексту.

Розділ 1

МЕТОДОЛОГІЧНІ ПИТАННЯ

1.1. Наукові підходи до пізнання еволюції ландшафтів

Як було зазначено у передмові до цієї книги, дослідження еволюції ландшафтів можливе на основі підходів двох наук: палеогеографії та географічного ландшафтознавства. Кожний з них спирається на свої теоретичні уявлення, методи, традиції, згідно з якими виконуються реставрації природного середовища минулого. Навіть така галузь палеогеографії, як палеоландшафтознавство, помітно відрізняється від ландшафтознавства за баченням, стилем, вихідними матеріалами та іншими атрибутами наукового пізнання еволюції ландшафтів. Читач може пересвідчитись у цих відмінностях, порівнявши роботи з палеоландшафтознавства (наприклад, Веклич, 1999; Герасименко, 2004) із суто ландшафтознавчими роботами, де розглядається еволюція ландшафтів (наприклад, Коломыц, 2017; Сочава, 1978).

Було б помилкою вважати, що на основні двох названих підходів слід сформувати якийсь один, в якому були б інтегровані позитивні риси кожного з них. Це неможливо в принципі, оскільки палеогеографічний та географо-ландшафтознавчий підходи до проблеми еволюції ландшафтів висвітлюють її з різних ракурсів. Цим вони доповнюють один одного й мають право на самостійне існування. Разом із цим співіснування цих підходів не означає їх цілковитої ізоляції один від одного. В їх обопільних інтересах – користатися досягненнями суміжної науки, особливо в питаннях, розробка яких певним підходом стикається з труднощами, тоді як інший підхід його успішно розробляє. Стисло розглянемо в цьому контексті особливості пізнання еволюції ландшафту двома названими підходами.

Палеогеографічний підхід

Палеогеографія з її численними підрозділами (палеогеоморфологією, палеопедологією, палеобіогеографією, палеокліматологією, палеоландшафтознавством та ін.) вивчає реконструкцію природних умов минулого. Це вона робить головно на основі точкових описів властивостей шарів гірських порід, ґрунтів і

органічних решток, що в них містяться, зокрема пилку, спор, викопних молюсків, остеологічного матеріалу. Хоча ця реконструкція має два аспекти – територіальний та часовий, палеогеографія традиційно в центрі своєї уваги тримає часові закономірності зміни природи. За важливе завдання вона вважає встановлення послідовності подій та їх узгодження у схемі етапності розвитку природи. Значні зусилля зосереджені на вдосконаленні цих схем – уточненні дат, подрібненні хроностратиграфічних та інших підрозділів, кореляції схем, складених для різних регіонів і для різних компонентів ландшафту тощо.

При цьому територіальна диференціація природи на різні палеогеографічні етапи отримує з боку палеогеографії значно менше уваги. За приклад може слугувати монографія А. Г. Негру (1986) про флору північно-західного Причорномор'я в меотісі, в якій відтворюється хронологія змін рослинності в цьому регіоні, але жодної карти не наводиться й відомостей щодо територіальних аспектів еволюції флори подається обмаль. Так само в ґрунтовній статті про розвиток природного середовища України в неоген-четвертинний час (Сябряй, Утешер, 2010) цей розвиток подається як часова послідовність зміни природних умов за палеогеографічними етапами, але жодної карти не містить. Звичайно, є й роботи палеогеографічного змісту, в яких приділено належну увагу до територіальної складової еволюції, серед них і палеогеографічні атласи та серії карт (для України – [Атлас... 1969; Герасименко, Матвіїшина, 2007]). Але загальна риса палеогеографії при вивченні нею еволюції природи полягає у зміщенні акценту на часову складову цієї проблеми.

Труднощі палеогеографії у реконструкції територіальних особливостей ґрунтів, рослинності, ландшафтів на різні часові зрізи пов'язані з особливостями вихідних даних, за якими ця наука вивчає еволюцію природи. Ці дані зібрані в певних точках – ґрунтових розрізах, відслоненнях, пунктах відбору зразків палінологічного, малакофауністичного та іншого матеріалу тощо. Для більшості регіонів, і серед них для України, густота таких точок незначна. Дані, отримані в кожній з них, безпосередньо стосуються не ґрунтового, рослинного чи ландшафтного покривів (площі, конфігурації, місцеположення меж їх територіальних одиниць), а лише рис ґрунту, геологічної будови, складу рослин у певній точці опису. Спираючись тільки на такі дані, побудувати достовірні просторові уявлення щодо природного середовища минулих часів складно.

Специфічною є ситуація з палінологічними матеріалами, за якими роблять реконструкції рослинного покриву. Ці матеріали (похований

пилки і спори) також відбирають у певних точках. Але внаслідок широкого радіусу рознесення пилку вітром (для деяких видів це сотні кілометрів) та його можливого наступного перевідкладення поверхневими водними потоками, пилковий спектр певного розрізу характеризує не склад рослин у точці, а склад рослин певного регіону. Прихильники палінологічного методу вважають регіональний характер отриманих ним даних за його перевагу. Однак, який саме регіон репрезентує пилковий спектр певного зразка встановити складно. Про розмір, межі, ранг і "природу" цього регіону (зона, підзона, провінція, річковий басейн – ?) можна мати лише надто гіпотетичні уявлення. Крім того, з'ясовано (щоправда, для Північної Америки), що звичайна щільність точок відбору палінологічних зразків не дає змогу виявити територіальні відмінності у рослинному покриві в розрізненні, меншим 200 км (Webb, 1986). Через це реконструкція рослинного покриву за даними палінологічного методу здебільшого можлива на рівні зон і провінцій, але не на рівні геохор регіонального масштабного рівня (від макрогеохор і нижче). Більшість картосхем рослинного покриву неогену та плейстоцену мають саме такий масштаб (див. Герасименко, Матвіїшина, 2007; Гричук, 1989; Куница, 2007; Мельничук, 2004; Сиренко, Турло 1986 та ін.).

Палеогеографія – наука передусім емпірична, в її традиціях спиратися на фактичний матеріал. І, хоча отримати його дуже непросто, за ним для території України вдалося встановити закономірності еволюції ґрунтів, рельєфу, клімату, рослинності, ландшафтів. Ці результати відображені в численних публікаціях, серед яких найширші узагальнення в масштабі всієї України та її великих регіонів для неогену і четвертинного періоду зроблено в роботах (Александровский, 1983, 2015-б; Артющенко, 1970, 1982; Безусько та ін., 2011; Веклич, 1982, 1999; Веклич и др., 1984, 1993; Герасименко, 2004, 2015, 2020; Дмитрук, 2015; Золотун, 1974; Куница, 2007; Матвіїшина та ін., 2010; Мельничук, 2004; Рідуш, 2013; Сиренко Е., 2017; Сиренко Н., Турло, 1986; Сябряй, Утешер, 2010; Сябряй, Щекина, 1983; Щекина, 1979; Łanczont, Boguckiy, 2002 та ін.).

Попри здобутки палеогеографічних наук у реконструкції ґрунтового, рослинного покриву та клімату неогену, плейстоцену та голоцену, лишається низка питань, що потребують свого вирішення. До них слід віднести залежність датувань зразків від використаного методу; не поодинокі випадки розбіжностей між реконструкціями, виконаними за різними даними (наприклад, за палінологічними і за палеопедологічними); невизначеність меж регіону, який характеризує певний

спориво-пилковий спектр; неповнота видового складу рослин, який можна визначити тільки за пилком тощо.

Не виключено, що у з'ясуванні вказаних та інших дискусійних питань можна просунутись, лишаючись виключно у рідчій традиційній палеогеографії. Однак плідним може бути й підхід, який полягає в застосуванні теоретичних ідей і методів ландшафтознавства до інтерпретації палінологічних, малакофауністичних, палеопедологічних, палеархеологічних, палеокліматичних та інших емпіричних палеогеографічних даних.

Ландшафтознавчо-географічний підхід

У розробці проблеми еволюції ландшафтів у ландшафтознавстві склалась незвична ситуація. В цій науці запропоновано чимало ефектних і глибоких теоретичних уявлень щодо еволюції ландшафтів (Арманд, 1996; Ковалев, 2009; Пащенко, 1999; Петлін, 2016; Сочава, 1978; Хорошев, 2016; Antrop, 2000; Delcourt, Delcourt, 1988; Farina, 2008; Naveh, Lieberman, 2013; Shugart, 1999 та ін.). Однак на практиці, тобто при вивченні еволюції ландшафтів конкретних регіонів, ці підходи, якщо й використовуються, то лиш частково ба й поверхово. Така невідповідність між теорією та практикою була властива географічному ландшафтознавству від самого його початку. Питання генезису, еволюції, віку ландшафтів постали одночасно зі становленням ідеї ландшафту в географії. Особливе значення вони мали для докучаєвського (=генетичного) напряму природничої географії, у лоні якого формувалось ландшафтознавство східноєвропейського зразка. Від часів Л. С. Берга радянське ландшафтознавство наголошувало на генетичній "сутності", "єдності", "цілісності" ландшафту, вважаючи цю тезу за наріжний камінь усього вчення про ландшафт. Попри гіпертрофовано велику увагу до понять генезису та еволюції ландшафту, їх розробку ландшафтознавці вели переважно у теоретико-методологічному аспекті, де й точились дискусії щодо "генетичного змісту" ландшафту, сутності його еволюції, віку, інваріанту та інших питань. Уявлення про ці погляди та дискусію щодо них можна отримати за роботами (Исаченко, 2004; Мильков, 1977-а; Нееф, 1974; Сочава, 1978).

Перший досвід ландшафтознавства у вивченні еволюції ландшафтів належить Л. С. Бергу (1947) та Ф. М. Милькову (1950). Обоє цих ландшафтознавців цікавили зміни положення ландшафтних зон упродовж плейстоцену та голоцену, а також час і "механізм" виникнення зони лісостепу. Л. Берг у своїх реконструкціях спирався на доступні на той час палеокліматичні дані й доходив дуже сміливих висновків

(наприклад, що зона лісостепу сягала у голоцені Прибалтики). Натомість, Ф. Мільков у своїй гіпотезі генезису та часу виникнення лісостепових ландшафтів і відповідної їм зони брав до уваги тогочасні уявлення палеобіогеографії й, зокрема, вважав, що лісостеп у Східноєвропейській рівнині виник із савани (Мильков, 1950). Отже, від самого початку досліджень еволюції ландшафтів конкретних регіонів географічно-ландшафтознавці спирались на дані палеогеографії. Наявні на той час суто теоретичні розробки ландшафтознавства із цієї проблеми при вивченні конкретних регіонів не використовувались. Висловлені ідеї щодо прогресивних-реліктових елементів ландшафту (Б. Б. Полинов), ландшафтною сукцесії (Б. М. Городков), зворотних-незворотних змін ландшафту як критерію розрізнення між його еволюцією та динамікою (Л. С. Берг) не отримали апробації на регіональному матеріалі.

Подібний стан речей був притаманним і ландшафтознавству всієї другої половини ХХ ст. В його "генетичному" напрямі тривали спроби реалізувати в регіональних дослідженнях ландшафтів ідею генетичної цілісності ПТК. На практиці вони зводились до намагання об'єднати в єдиній картині палеогеографічні реконструкції рослинного покриву, ґрунтів, поверхневих відкладів, клімату, рельєфу. Втім синтезувати на основі концепції ПТК окремі "геокомпонентні" реконструкції в опис еволюційних змін ландшафту як цілісності, виявилось дуже непросто. Як взірець такого опису часто наводять монографію В. О. Ніколаєва (1979), в якій опрацьована схема етапності еволюції ландшафтів Казахстану. Але й цей досвід являє собою не стільки синтетичний, скільки аналітичний зміст, оскільки еволюцію ландшафтів у ньому подано як скорельовані в часі зміни їхніх окремих геокомпонентів.

Труднощі в часовому та територіальному узгодженні схем еволюції різних складових ландшафту (ця проблема добре відома й палеогеографам) спонукає ландшафтознавців до того, що з'ясування еволюції ландшафтів певного регіону редукується до розгляду розвитку його геолого-тектонічної будови та рельєфу (див., наприклад, Миллер, 1974). Зміни ґрунтів, рослинності, клімату лишаються за такого підходу осторонь. Такий самий стиль дослідження еволюції ландшафту властивий і англо-американській географії, де під *landscape evolution* мається на увазі передусім розвиток рельєфу та його субстрату (див. наприклад, DiPietro, 2013).

Іншим шляхом у подоланні ефекту, який можна назвати "прокляттям некорельованості", пішов Е. Г. Коломиц (2017). Досліджуючи ландшафти регіону, названого ним Тихоокеанським мегаекотонном Північної Євразії

(Далекий Схід Росії), вчений спирається на поняття характерного часу природних процесів, часовій різномасштабності ландшафту, а також на географічну інтерпретацію теореми відліку Котельникова (Найквіста–Шеннона), згідно з якою процеси, характерні часи яких відрізняються більше ніж у 3–4 рази, не корелюють між собою. На цій теоретичній платформі Е. Коломиц доходить висновку, що синхронізувати в часі еволюційні зміни морфотектонічної, кліматичної та біотичної природи неможливо, якщо це намагатися робити в масштабі великих зонально-регіональних територіальних одиниць. Натомість на локальному (топічному) рівні дослідження ландшафту цього можна досягти (Коломыц, 2017).

Лишаючись у лоні "генетичної" парадигми ландшафтознавства, І. І. Мамай (2005) опрацювала методологію реалізації принципу генетико-еволюційної цілісності ПТК. У ній вже не йдеться про синхронізацію (кореляцію) етапів розвитку окремих геокомпонентів, чого намагались досягти чимало ландшафтознавців, натомість пропонується розрізняти три еволюційні етапи ПТК: зародження, стійкого існування та заключний. Реконструкція еволюції ландшафтів має полягати у побудові еволюційно-динамічних рядів, що описують зміни ПТК під дією морфолітогенних, термічних, гідрологічних, геохімічних чинників (Мамай, 2005). Однак у практиці досліджень ландшафтів цю методологію досі не було реалізовано.

Засновник вчення про геосистеми В. Б. Сочава запропонував інший шлях вивчення еволюції ландшафтів. У його основі лежало поняття інваріанту як сукупності властивостей геосистеми, які мають зберігатися незмінними, та еволюції – як послідовності змін інваріантів (Сочава, 1978). Втім багаторічні намагання відшукати такі інваріанти успіху не мали. Це спонукало Ф. М. Мількова (1986) запропонувати, що зміною одного інваріанту на інший можна вважати зміну типологічної належності ландшафту. Його еволюція в такій інтерпретації уявляється як послідовність змін типів ландшафтів і її можна описати за допомогою відповідних "генетичних" рядів.

Отже, до ідеї "еволюційних", "генетичних", "еволюційно-динамічних" рядів ландшафтів як способу опису їх еволюції дійшли представники різних наукових шкіл ландшафтознавства. Щоправда, прикладів таких рядів, описаних для конкретних регіонів, знайдеться небагато. Найбільш повно їх описав Е. Г. Коломиц для ландшафтів Тихоокеанського мегаекотону (Коломыц, 2017). Побудовані нами генетико-еволюційні ряди ландшафтів України описані в розд. 8 цієї

книги. В ньому показано, що ці ряди не являють собою суто лінійні послідовності, а мають значно складнішу топологію з точками біфуркації та конвергенції еволюційних шляхів.

Крім ідеї еволюційних рядів, частково реалізованих при вивченні еволюції ландшафтів конкретних регіонів, теоретичний арсенал ландшафтознавства містить чимало інших уявлень, які стосуються еволюції ландшафтів, але ще чекають на своє практичне застосування. До них слід насамперед віднести уявлення про гетерохронність, гетерогенність, часову полімасштабність ландшафту (Арманд, 1996; Delcourt, Delcourt, 1988), поняття ландшафтогенезу (Коломыц, 2017; Шищенко, 1999), концепцію поліструктурності та типів територіальних структур ландшафту (Гродзинський, 2014; Naase, 1976), уявлення про ефекти інерційності та часові затримки в еволюції та динаміці ландшафтів (Хорошев 2016), запозичену із ґрунтознавства ідею нуль-моменту становлення ландшафту (Лисецкий, 2000), запозичені з екології концепції факторних амплітуд і ніш ландшафтів (Гродзинський, Свідзінська, 2008). Ці та деякі інші уявлення будуть розглянуті у підрозд. 1.2 книги.

Болючим питанням сучасного географічного ландшафтознавства є нереалізованість указаних теоретичних ідей. Вони немов "зависли" у сфері теорії цієї науки й ніяк не можуть знайти свого застосування при дослідженні еволюції конкретних ландшафтів і конкретних регіонів.

Доповнювальність підходів

Як можна помітити зі зроблених оглядів палеогеографічного та ландшафтознавчо-географічного підходів до пізнання еволюції природи, кожний з них має свої сильні сторони й обмеження. Це вказує на можливість взаємного обміну досягненнями задля заповнення прогалін, які нині ці підходи мають. Напряом цієї взаємодії ілюструє рис. 1.1.

Палеогеографія потужна своїм емпіричним матеріалом про еволюцію різних складових географічної оболонки. Для території України він був зібраний зусиллями кількох поколінь учених і являє собою безцінне надбання всього вітчизняного природознавства. Географічне ландшафтознавство у своєму активі такого матеріалу не має й саме це не дає йому можливості верифікувати свої цікаві теоретичні положення щодо еволюції ландшафтів. Вихід вбачається у використанні ландшафтознавством емпіричного матеріалу палеогеографії для підтвердження та розвитку висунутих ним ідей.

	Палеогеографічний підхід	Ландшафтознавчо-географічний підхід
Переваги	<ul style="list-style-type: none"> • емпіричні дані, • емпіричні методи, • часові закономірності 	<ul style="list-style-type: none"> • теоретичні положення, • територіальний ракурс досліджень
Обмеження	<ul style="list-style-type: none"> • територіальна репрезентація ("розгортка") даних • теоретичні положення 	<ul style="list-style-type: none"> • брак емпіричних даних • етапність, часові оцінки

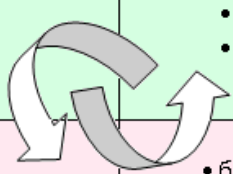


Рис. 1.1. Переваги, обмеження та напрями доцільного обміну знаннями між палеогеографічним і ландшафтознавчо-географічним підходами до проблеми еволюції природи

У такій перспективі зацікавлена й палеогеографія. Її методологічною прогалиною визнається проблема територіальної розгортки точкових даних, тобто побудова на основі вихідних матеріалів, зібраних у точках описів, просторових уявлень (зокрема, карт) ґрунтового, рослинного, ландшафтного та інших покривів минулого (Веклич, 1999; Webb, 1986). Адже вихідний матеріал палеогеографії (палінологічний, малакофауністичний, палеонтологічний, педоархеологічний та інший) – це майже виключно точкові дані. Намагання скласти на їх основі деяке просторове уявлення – це їх наукова інтерпретація. Саме в пошуку та обґрунтуванні таких, просторово орієнтованих, інтерпретацій полягають особливі можливості ландшафтознавчо-географічного підходу до реконструкції природного середовища на різні часові зрізи.

Отже, для палеогеографії та ландшафтної географії обопільно корисним може стати застосування до даних палеогеографії теоретичних уявлень ландшафтознавства та характерний для нього погляд на ландшафт як на гетерогенний поліструктурний територіальний феномен.

Певний досвід такого застосування є. Як згадувалось вище, Л. С. Берг (1947) і Ф. М. Мільков (1950) були піонерами у використанні даних палеогеографії в дослідженні еволюції ландшафтів Східноєвропейської рівнини. В подальшому для території України елементи ландшафтознавчого підходу до інтерпретації даних палеогеографії знайшли застосування у працях Н. П. Герасименко (2004, 2015, 2020), Ф. М. Лисецького (2000), С. П. Романчука (2005, 2007), Б. І. Яворського (2010). Автор цієї книги спробував реалізувати його для голоцену

України (Гродзинський, 2020). Крім названих праць географів-ландшафтознавців, слід вказати й на палеогеографічні роботи, які за своїм змістом близькі до ландшафтознавчих, чи в яких використані елементи ландшафтознавчого підходу. Серед учених-палеогеографів, які вивчали територію України, такий стиль наукових пошуків властивий Л. Г. і А. Г. Безусько (2000), Н. С. Боліховській (2007), М. Ф. Векличу (1999), Ю. М. Дмитруку (2015), К. В. Кременецькому (1991), І. В. Мельничуку (2004) та іншим дослідникам.

Для ландшафтознавства важливі також роботи ґрунтознавців, які вивчають проблеми еволюції ґрунтів, причому здійснюють це на комплексній ландшафтознавчій основі й з використанням даних палеогеографії. До робіт, виконаних у такому стилі для території України й суміжних із нею, належать публікації О. Л. Александровського (1988, 2005-б), П. В. Голєусова і Ф. М. Лисецького (2005), В. П. Золотуна (1974) та ін.

1.2. Основні поняття

У назві цієї книги вказано, що вона присвячена *ландшафтознавчо-географічному* виміру еволюції ландшафтів. З огляду на те, що зміст ландшафтно-географії може мати різні інтерпретації, варто уточнити його. Автор вважає, що **ландшафтна географія** – це природничо-географічна наука, складова комплексної фізичної географії, яка вивчає ландшафтний устрій територій регіонального масштабного рівня. В центрі уваги цієї науки – територіальні закономірності формування ландшафтів, зокрема з'ясування еволюційних шляхів виникнення сучасного територіального устрою регіону. Відмінність ландшафтно-географії від ландшафтно-екології полягає в тому, що ландшафтна екологія є наукою суб'єкт-об'єктною й вивчає процеси та структури ландшафту, які є важливими з позицій його суб'єктів (Гродзинський, 2014; Farina, 2008; Forman, 1976; Turner e.a., 2001). Натомість ландшафтна географія вивчає ландшафт *per se*, ландшафт "як такий", безвідносно його суб'єктів. Детальніше про зміст ландшафтно-географії можна дізнатися зі статті (Гродзинський, 2017).

Ландшафт у нашій книзі розуміється як частина географічної оболонки, де різноякісні субстанції, тіла й процеси пов'язані у своєму розміщенні та розвитку й формують просторові структури з характерним для них образом і змінами в часі (Гродзинський, Савицька, 2008). Для ландшафтно-географії традиційним є розгляд як

складових ландшафту геокомпонентів (твердих мас земної кори, ґрунтів, повітря, рослинності тощо). За такого підходу ландшафт являє собою простір, у межах якого геокомпоненти виявляють характерний зв'язок один з одним у своєму розміщенні (територіальній диференціації та вертикальній стратифікації) і часових змінах.

Геотоп – територіальна гомогенна (елементарна) ділянка ландшафту, в межах якої ознаки ландшафту лишаються незмінними або їхня територіальна варіація вважається неістотною. **Геохора** – позарангова гетерогенна ділянка ландшафту, яка за сукупністю геотопів, що її складають, є відносно цілісною та специфічною за своїм територіальним устроєм (Haase, 1989). Зміст та критерії виділення геохор різних рангів (нано-, мікро-, мезо-, макрогеохор) наведені у роботі (Гродзинський, 2014). **Регіон** – частина земної поверхні із замкненими межами, яка вважається однорідною за певною ознакою чи їх комплексом. Залежно від ознак, прийнятих до уваги, одна й та сама територія може бути поділена на різні за своїм змістом регіони. Регіон – позарангова територіальна одиниця, однак за розмірами розрізняють різні масштабні рівні регіонів. У цій книзі ми розрізняємо чотири масштабних рівнів регіонів (мега-, макро-, мезо-, мікрорегіон), хоча є й інші пропозиції щодо цієї таксономії (напр., Delcourt, Delcourt, 1988).

Сукупність геохор у межах певного регіону називатимемо **ландшафтним покривом**. Хоча в ландшафтному покриві можна виділити різні територіальні структури, самий він розглядається як неструктурована й неупорядкована мозаїка контурів (геохор). Образно висловлюючись, завдання ландшафтної географії – знайти у ландшафтному покриві регіону риси його територіальної впорядкованості (характерний рисунок, структури, мережі, градієнти та ін.). **Територіальна впорядкованість ландшафту** – це прояв закономірностей чи хоча б тенденції, не випадкового територіального поєднання геотопів і геохор, переміщень речовини (потоків), положення ландшафтних меж. На регіональному масштабному рівні впорядкованість ландшафту проявляється в різних формах: широтній зональності, меридіональній секторності, висотній ярусності тощо. Територіально ці форми впорядкованості не суміщаються, але можливі ефекти інтерференції між ними. Отже, поняття впорядкованості ландшафту стосується не його охайності чи того, що в ньому підтримується певний господарський "порядок". Впорядкованість ландшафту означає те, що його місця пов'язані між собою певним чином і за рахунок цього в ландшафті виникають, підтримуються, розвиваються (а за втратою зв'язку – руйнуються) відповідні територіальні утворення:

геохори різних рангів, мережі, екотони, характерні рисунки (паттерни) ландшафту та ін.

До територіальної впорядкованості ландшафту близький термін його територіального устрою. В нашій книзі йому надано широкого змісту як усіх проявів ландшафту як територіального феномена. **Територіальний устрій ландшафту** – це вирізнення певних місць у ландшафті й уся сукупність територіальних відношень між ними. Якщо впорядкованість передбачає певний порядок, закономірність у розміщенні складових ландшафтного покриву, то поняття територіального устрою має ширший зміст і стосується також ландшафту, в якому жодний територіальний порядок не простежується – його структури не сформовані, сусідство між місцями має суто випадковий характер, самі ці місця слабо окреслені й ефемерні тощо. Такий устрій властивий ландшафтам на ініціальних фазах їх розвитку (коли їх впорядкованість лише починає формуватись), а також після катастроф – коли існуючий порядок у ландшафті повністю руйнується.

В основі вивчення сучасним ландшафтознавством впорядкованості ландшафту лежить **принцип територіальної поліструктурності**: територіальні одиниці ландшафту пов'язані між собою різними типами відносин, кожний з яких упорядковує їх у відповідну територіальну структуру (Гродзинський, 2014; Haase, 1976). Отже, в одному й тому самому ландшафті може бути виділено декілька його різних територіальних структур. **Ландшафтна територіальна структура** (далі – ЛТС) розуміється як територіальна конфігурація місць ландшафту, впорядкована певним типом зв'язків між ними. В основі кожного типу ЛТС лежить відповідний тип зв'язків (територіальних процесів), які пов'язують її місця у певні територіальні утворення (геохори, мережі, нуклеарні структури тощо).

Ландшафтогенез можна визначити як сукупність процесів і змін ландшафту, завдяки яким він набуває відповідної впорядкованості. За провідним чинником (процесом) виділяються різні типи (ряди) ландшафтогенезу: зональний, літогенний, ерозійно-схилувий, алювіально-гідроморфний та ін. Поняття ландшафтогенезу немов об'єднує два інші поняття ландшафтознавства: генезису та еволюції. **Генезис** відносимо до причини, рушійної сили, певного чинника чи їх комбінації, що привели до виникнення ландшафту й визначили напрямок його подальшого формування. Генезис ландшафту, отже, розумітимемо як спосіб його походження, а не як тривалий процес. Натомість **еволюція** належить до процесу розвитку впорядкованості ландшафту від моменту його виникнення до сучасного стану.

З методологічних міркувань розрізнятимемо мікро- та макроеволюцію. **Мікроеволюція** – поступове і незворотне накопичення змін у ландшафті, які спричиняють його трансформацію у ландшафт іншого типу. **Макроеволюція** – послідовність заміни одного ландшафту іншим. Якщо для більшості сучасних ландшафтів час їх мікроеволюції вкладається у голоцен, то макроеволюційні зміни простежуються в масштабі мільйонів і сотень тисяч років. Хоча в загальнонауковому розумінні поняття еволюції не обмежується тільки довготривалими процесами, у цій книзі як еволюційні будемо розуміти зміни ландшафту в масштабі часу від кількох десятків років (для субатлантичного періоду голоцену, коли антропогенний чинник значно пришвидшив зміни ландшафтів) до сотень і тисяч років для більш віддалених етапів еволюції.

Гетерохронність ландшафту – виникнення його різних структур і складових у неоднаковий час, представленість у складі ландшафту різновікових складових (геокомпонентів – для його вертикальної структури, геохор – для територіальної структури)¹. **Гетерогенність ландшафту** – виникнення його різних структур і складових завдяки неоднаковим процесам, під впливом різних чинників і агентів. **Вік** – часовий відрізок від сьогодення до моменту, коли утворилась певна структура, риса чи складова ландшафту, яка збереглась до сьогодні. Отже, поняття віку належить не до ландшафту в цілому (він гетерохронний!), а до його певного прояву чи складової.

Точкою відліку віку є **нуль-момент** – час, від якого почалось формування певної структури, риси, складової ландшафту. Подібно до поняття віку, нуль-момент належить не до ландшафту як цілісності, а до його різних проявів. Відповідно, виникає поняття типу нуль-моменту, як часу, з якого почалось формування певної особливості ландшафтного устрою регіону – структури його зональності, абіотичного субстрату, висотної ярусності тощо (зонально-структурний, абіотично-субстратний, висотно-ярусний та інші типи нуль-моментів). Ландшафтогенез, отже, має декілька нуль-моментів. Він немов проходить через кілька точок, від яких беруть свій початок відповідні процеси, сукупність яких зрештою приводить до формування сучасного ландшафтного устрою регіону з його характерним рисунком, територіальними структурами та іншим рисами.

Крім розглянутих, у книзі використовуються й менш загальні терміни (архетипу ландшафтогенезу, інерційності ландшафту, генетико-

¹ Цю рису ландшафту іменують також метахронністю і поліхромністю, що етимологічно не є коректним.

еволюційних рядів та ін.). Їх визначення та пояснення подано у вступних частинах відповідних розділів.

1.3. Логіка і послідовність дослідження еволюції ландшафтів

Дослідження складних проблем має свою логіку. Вона визначає перелік питань, які слід вирішити, порядок та стиль їх розгляду. Логіка наукового дослідження, яке можна *реально здійснити* (а не *досягти в ідеалі*), має брати до уваги сучасний рівень розробки проблеми та наявні матеріали. Подана нижче логічна послідовність ландшафтознавчо-географічного дослідження еволюції ландшафтів України враховує ці дві обставини.

Проблема еволюції ландшафтів – дуже широке дослідницьке поле й до того як братися обробляти його, слід **конкретизувати мету дослідження**. Мета цієї книги – не вивчення еволюції ландшафтів України взагалі, а дослідження еволюції, в результаті якої постав її сучасний ландшафтний покрив. Конкретизація мети передбачає, зокрема, **окреслення території**, що вивчається, й **масштабу** цього вивчення. Ми вивчаємо рівнинну частину території України на регіональному масштабному рівні.

Принципово важливо **визначитись з науковим підходом** до проблеми. Ним у цій праці є ландшафтознавчо-географічний. Слід ідентифікувати переваги й недоліки обраного підходу, щоби окреслити шляхи його реалізації, уникнувши властивих йому слабких місць. У книзі цим шляхом є застосування теоретичних уявлень географічного ландшафтознавства до результатів палеогеографії у вивченні природних умов минулого (підрозд. 1.1). Окремим питанням є **уточнення основних понять і термінів** дослідження (підрозд. 1.2). Логічним завершенням методологічної частини дослідження є **визначення питань**, яке воно має вирішити, та послідовності їх розгляду (підрозд. 1.3).

При дослідженні еволюції природи, необхідно **усталити хронологічні рамки**, якими воно обмежується. Якщо вивчення еволюції ландшафтів центровано на сучасність, то особливо важливо **встановити її нижню межу**, тобто найвіддаленіший від сьогодення час, "заглиблюватися" далі якого стає вже недоцільним (підрозд. 2.1). Після визначення нижньої межі дослідження (у книзі нею визнано межу між еоценом і олігоценом), варто **окреслити загальну схему**

макроеволюції ландшафтів від неї й дотепер (розд. 2). Крім самостійного значення, це питання важливе й для організації усього дослідження, бо дає можливість розглянути **макроеволюцію ландшафтів за її етапами** (підрозд. 2.2–2.4). Обсяг цього розгляду регулюється правилом "чим ближче до сьогодення, тим детальнішим є опис етапу ландшафтогенезу". Але питання, які слід з'ясувати для кожного етапу, лишаються тими самими. З найважливіших ними є такі. *Коли почався й закінчився даний етап і які критерії його виокремлення? Якими були зовнішні чинники (кліматичні та оротектонічні) ландшафтогенезу на цьому етапі? Які природні процеси були характерними для нього? Де вони були поширені? Які еволюційні тренди змін ландшафтів спостерігались упродовж етапу? Вони мали спрямований чи циклічний характер? Як вони позначились на територіальному устрої ландшафту, зокрема на структурі його зональності та секторності?*

Плейстоцен з його зледеніннями, акумуляцією лесів, деградацією та відновленням лісової рослинності, численними іншими процесами є етапом, особливо важливим для формування сучасного ландшафтного покриву України. Тому його розгляд заслуговує на більшу повноту й висвітлення деяких додаткових до перелічених вище питань. Оскільки за особливостями ландшафтогенезу та ландшафтних покривів "теплі" та "холодні" періоди плейстоцену істотно відрізняються між собою, то цілком логічно **аналізувати плейстоценовий ландшафтогенез за його двома архетипами: теплим міжльодовиковим і холодним перигляціальним** (підрозд. 2.3.2). Така логіка відрізняється від традиційної для палеогеографії, де розгляд еволюції природи ведеться у хронологічній послідовності змін палеогеографічних етапів і фаз у їх межах (див., наприклад, Герасименко, 2004).

Для з'ясування особливостей ландшафтних покривів плейстоцену України та їхнього "внеску" у сучасну впорядкованість ландшафтів особливе значення має **питання щодо сутності ландшафтних зон типу "тундростепу"**. Пилкові спектри та інші дані вказують на існування на території України зон такого типу (Артюшенко и др., 1982; Болиховская, 2007; Герасименко, 2004; Дідух, 2008 та ін.). Однак питання, чи були вони тут у дійсності й що вони являли собою з ландшафтно-географічної та ландшафтно-екологічного поглядів, вимагають вивчення (підрозд. 2.3.2). Не менш важливим є **питання існування та поширення рефугіумів** термофільної рослинності плейстоцену. Його варто розглянути з ландшафтознавчо-географічних позицій (підрозд. 2.3.3).

У вивченні еволюції ландшафтів у голоцені має значення **питання початку голоценового етапу ландшафтогенезу**. Адже голоцен як хроностратиграфічний етап і голоцен як етап еволюції ландшафту – поняття не тотожні. Відповідно, й час їх початку різний (підрозд. 2.4). Протягом голоцену горотворних процесів на території України не було й головною причиною змін ландшафтів і їхніх покривів були кліматичні коливання. Питання полягає в тому, **чи були кліматичні коливання в голоцені достатніми, щоби зумовити помітні перебудови ландшафтного покриву** рівнинної України, зокрема ландшафтної зональності? Відповідь на нього передбачає встановлення амплітуд кліматичних коливань у голоцені та їх порівняння з кліматичними амплітудами та нішами ландшафтів України (підрозд. 3.1). Така логіка аналізу дає можливість не лише з'ясувати, які ландшафти могли змінювати свої розміри протягом голоцену, але й окреслити ареали зміщення положення меж ландшафтних зон за цей час (підрозд. 3.2).

Асинхронність змін окремих геокомпонентів у голоцені пояснюється їх різною інерційністю до кліматичних та інших коливань (підрозд. 3.3). Це питання є особливо важливим у контексті прогнозування реакцій сучасних ландшафтів на глобальні та регіональні зміни клімату.

З'ясування віку ландшафту означає встановлення часу його нуль-моментів. Для цього необхідно спершу визначитись, вік яких особливостей ландшафту доцільно знайти, тобто **встановити типи нуль-моментів**, час яких будемо далі оцінювати (підрозд. 4.1). Під час аналізу абіотичних нуль-моментів (підрозд. 4.2.1) важливо **оцінити час появи твердого наземного субстрату**, який у подальшому не охоплювався морськими трансгресіями та материковими зледеніннями (субстратний нуль-момент), а також **визначити час утворення сучасного рельєфу** (геоморфологічний нуль-момент). З'ясування цього часу дає можливість **встановити й схарактеризувати вихідні субстрати і поверхні сучасного ландшафтогенезу** (підрозд. 4.2.2), а також ареали їхнього поширення – абіотичні макрорегіони сучасного ландшафтогенезу (підрозд. 4.2.3).

Під час пошуку біотичних нуль-моментів ландшафтогенезу важливо знайти відповіді на такі запитання. **Коли у даному регіоні сформувались біоми сучасного типу** (підрозд. 4.3.1)? **Коли тут виникли ландшафтні зони, аналогічні сучасним** (підрозд. 4.3.2)? **Коли в регіоні склався спектр ландшафтних зон, аналогічний сучасному** (підрозд. 4.3.3)? **Коли межі між зонами обійняли свої сучасне положення** (підрозд. 4.3.3)? Може

також бути потрібним **окреслити час, коли ґрунтово-біотичні процеси були найінтенсивнішими**, завдяки чому сформували визначальні риси сучасних ландшафтів і ніби "поховали", "замаскували" риси давнішого ландшафтогенезу (підрозд. 4.3.4)?

Проблема впливу люської діяльності на ландшафти багатогранна. В еволюційному аспекті важливо **з'ясувати час, від якого почалось залюднення даного регіону**, а також **оцінити масштаби та глибину його початкового освоєння людиною** у палеоліті і неоліті (підрозд. 5.1). В історії будь якого регіону є періоди, для яких характер впливу людини на його ландшафти лишається дискусійним. Варто спробувати **прояснити дискусійні питання** історичного ландшафтознавства регіону. Зокрема, для території України таким "дискусійним" періодом є час панування на її Правобережжі трипільської енеолітичної культури (підрозд. 5.2). Суперечливим є також питання щодо характеру, напрямку та масштабу змін ландшафтів "післятрипільського" часу (підрозд. 5.3). Для досліджень еволюції ландшафтів у регіональному масштабі важливо **встановити час, від якого антропогенні впливи на ландшафти набули регіонального масштабу** (підрозд. 5.4), а також **виявити регіональні відмінності в історії антропізації** ландшафтів регіону (підрозд. 5.5).

Еволюційні зміни ландшафтів великого за розмірами регіону (як Україна) не були ані синхронними, ані однотипними в його різних частинах. Слід, отже, **з'ясувати регіональні відмінності в еволюції ландшафтів України** (розд. 6). Зокрема, доцільно виявити регіони, які відрізняються один від одного за особливостями еволюції їх ландшафтів, і скласти їх схему (підрозд. 6.2).

Поряд із з'ясуванням територіальної диференціації еволюції ландшафтів важливим є й її "часова диференціація", тобто **встановлення схеми етапності ландшафтогенезу** (розд. 7). Логічно, щоби ступінь деталізації такої схеми (її подрібнення на різнорангові часові проміжки) зростав від давніших часів до сьогодення. Через це особливу увагу варто приділити **обґрунтуванню етапності еволюції ландшафтів у голоцені** (підрозд. 7.2.4).

Якщо у схемі етапності ландшафтогенезу наголошується на дискретному ракурсі еволюції, то **побудова генетико-еволюційних рядів ландшафтогенезу** (розд. 8) має на меті відтворити її континуальний характер. Кожний такий ряд повинен графічно та вербально **описати послідовність змін ландшафтів** від певного нуля-моменту до сучасного стану, зумовлену певним чинником ландшафтогенезу.

Наведена логічна послідовність ландшафтознавчо-географічного дослідження еволюції ландшафтів України відображає сучасний стан проблеми. Він не дає можливості розв'язати деякі питання, які б хотілося вирішити. Наприклад, не вистачає фактичного матеріалу та знань, щоби задовільно й на кількісному рівні описати еволюцію ландшафтів у термінах теорії термодинаміки нерівноважних процесів, встановити параметри порядку еволюційного процесу, передбачити точки його біфуркації тощо. Лише орієнтовно можна нині встановити ареали, які виконували в холодні етапи плейстоцену і кінця пліоцену роль рефугіумів термофільних рослин. Дані філогеографії здатні пролити світло на це питання (Мосякін та ін., 2005), але поки що для території України їх обмаль. Ці та інші питання – майбутнє у пізнанні еволюції ландшафтів нашої держави.

Розділ 2

СХЕМА МАКРОЕВОЛЮЦІЇ ЛАНДШАФТІВ УКРАЇНИ

У найзагальнішому вигляді схему макроеволюції ландшафтів України можна представити так.

У палеогені й давніших геологічних періодах ландшафти та умови ландшафтогенезу були докорінно іншими, ніж сучасні. На межі між палеогеном і неогеном сталися геолого-тектонічні, кліматичні, біотичні та інші природні зміни, які значно наблизили природне середовище Центральної та Східної Європи до його сучасного стану. Цю межу (точніше часовий відрізок, що охоплює олігоцен, ранній і середній міоцен) образно назвемо **палеоген-неогеновим рубежем ландшафтогенезу**.

Неоген від середнього міоцену й увесь пліоцен був часом формування рельєфу, рослинності, ґрунтів та інших компонентів ландшафту, які за своїм характером усе більше наближались до сучасних. І, хоча далеко не всі риси сучасних ландшафтів збереглися чи були успадковані від неогену, цю епоху можна образно іменувати **неогеновою передісторією сучасних ландшафтів України**.

Загалом "спокійна течія" еволюції природи неогену була порушена плейстоценовими зледеніннями. Чергування льодовиків"ів і міжльодовиків"ів супроводжувалось настільки різкими змінами клімату, умов гіпергенезу, рельєфотворення та екологічних режимів біоти, що це призводило до неодноразових глибоких перебудов зональних та інших територіальних структур ландшафтів України. Цей етап назвемо **плейстоценовими трансформаціями ландшафтогенезу**.

Голоцен, який триває останні 12 тис. років, може вважатися етапом **голоценової історії ландшафтів України**. Його примітна риса полягає у зростаючій ролі антропогенного чинника у ландшафтогенезі.

Вказаним етапам еволюції ландшафту присвячені відповідні підрозділи цього розділу. Одразу слід зауважити, що межі між етапами розмиті й окремі регіони України вступали в них у дещо різний час. Наприклад, у Закарпатті етап палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу закінчився дещо пізніше, ніж на решті території України. Це пояснюється тим, що в Паннонському басейні риси природи палеогену збереглися довше, ніж на решті Центральної та Східної Європи (Сябряй, Утешер, 2010). Загалом

хроностратиграфічні межі геохронології далеко не завжди збігаються з межами часових інтервалів еволюції ландшафтів України. На цю обставину будемо звертати особливу увагу в подальшому.

З питань етапності, хронології, стратиграфії неогену і четвертинного періоду на теренах України існує чимала література (праці О. Т. Артюшенко, Л. Г. Безусько, А. Б. Богущького, М. Ф. Веклича, Н. П. Герасименко, П. Ф. Гожика, П. І. Дорофеева, Д. К. Зерова, М. О. Куніці, Ж. М. Матвіїшиної, І. В. Мельничука, Г. І. Молявко, А. Г. Негру, С. І. Паришкури-Турло, О. А. Сиренко, Н. О. Сиренко, С. В. Сябряй, Н. О. Щекіної та багато ін.). Натомість питання еволюції територіальної гетерогенності ландшафтів висвітлені менше. На це в цьому розділі й намагатимемось звертати першочергову увагу.

2.1. Палеоген-неогеновий рубіж ландшафтогенезу

У монографіях і підручниках з фізичної географії певного регіону при розгляді еволюції його природи стало мало не традицією зазирати у глиб віків аж до часу, коли тут утворились найдавніші геологічні породи. Для території України – це 3,7 млрд р. т. (археї). В Українському кристалічному щиті ці породи справді є основою сучасного рельєфу, подекуди навіть виходять на поверхню. З огляду на вік геологічних порід і тектонічних структур, які є структурно-геологічною основою поверхні України, значна її частина – утворення давнє. Загальне уявлення про вік цієї основи дає рис. 2.1.

Вважати вік структурно-геологічної основи рельєфу, відображений на рис. 2.1, за вік сучасної фізичної поверхні не вистачає підстав. Ще академік В. Г. Бондарчук різко висловлювався проти намагань прив'язати вік рельєфу до віку його субстрату (Бондарчук, 1949). Ще більшою мірою це стосується ландшафтів. Адже в археї не те що рослин і тварин, а й багатоклітинних організмів не існувало, кисню в атмосфері не було, а її температура сягала 120 °С. Територія України, вік структури рельєфу якої архейсько-протерозойський, неодноразово покривалась морськими водами, а знаходилась вона тоді у південній півкулі. Положення, близьке до сучасного, територія України зайняла тільки в середній-пізній юрі (близько 170–150 млн р. т.)². Вважати, що тодішні ландшафти (а це були

² Переміщення території України по земній кулі від архею й до голоцену можна простежити за відеорядом на сайті Earth's Paleogeography – Continental Movements Through Time // <https://www.youtube.com/watch?v=GNmUd43pabg>.

вологі тропічні ліси з деревоподібними папоротями на червоноколірних ґрунтах) позначились на становленні сучасних ландшафтів України, навряд чи є сенс. Навіть у палеогені більша частина території України була вкрита морем, отож ніяких наземних ландшафтів тут не було.

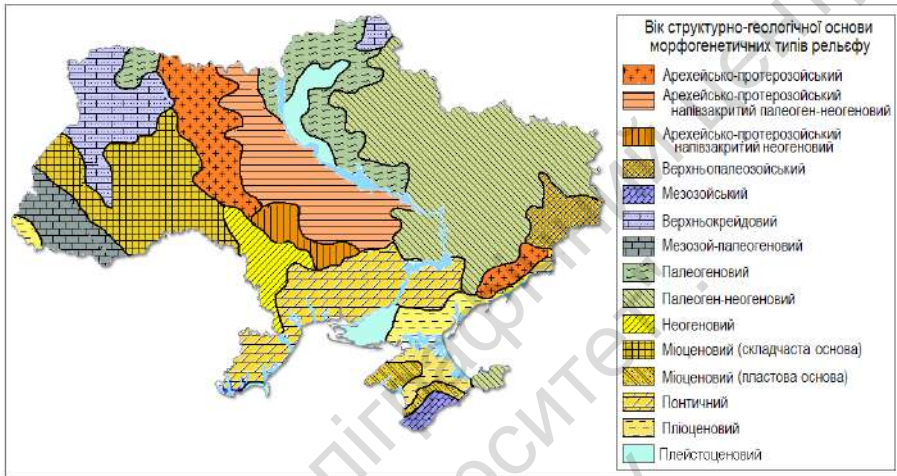


Рис. 2.1. Вік структурно-геологічної основи рельєфу України (за Геоморфологічна будова: карта..., 2007)

Межу між палеогеном і неогеном слід вважати важливим рубежем у макроеволюції ландшафтів України і суміжних регіонів. Найважливішими подіями та змінами природи, що окреслили цей рубіж, є такі.

Зміна знаку (інверсія) тектонічних рухів. На межі між палеогеном і неогеном більшість геологічних структур території України зазнали зміни напрямку тектонічних рухів – від занурень у палеогені до здіймань у неогені. Хоча в межах різних геологічних структур ця інверсія відбулася в різний час, але до кінця сарматського віку (9,5 млн р. т.), усі вони, крім Причорноморської западини, набули стійкого висхідного тектонічного режиму (Тектоника України, 1988).

Аква-територіальне співвідношення. Внаслідок загального здіймання платформної частини України в неогені вона вивільнилась з-під вод морів, які на той час вкривали мало не половину її території (рис. 2.2). Із середини міоцену води морських басейнів періодично вкривали собою лише Причорноморську низовину та під час деяких трансресій прилеглі до неї смуги Подільської і Придніпровської височин.

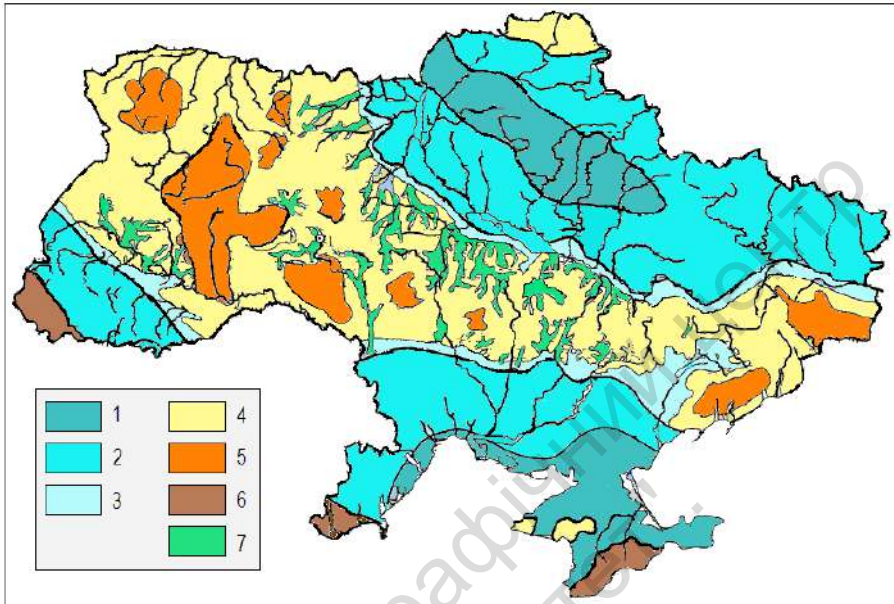


Рис. 2.2. Рельєф території України в ранньому палеогені (Матвіїшина та ін., 2010 зі спрощеннями): 1 – відносно глибоке море; 2 – мілке море; 3 – узбережно-дельтово-болотні ландшафти; 4 – низька рівнина; 5 – відносно підвищені денудаційні рівнини; 6 – підвищені рівнини та низькогір'я; 7 – річкові долини

Загальна орографія. Загальні обриси поверхні платформної частини України оформились у неогені. Зокрема, з міоцену встановлюється її загальний похил на південь з відповідною перебудовою річкової мережі: річки стали впадати у південні моря, тоді як у палеогені вони розвантажувались у водойми, які періодично вкривали сучасну центральну частину України. Отже, з міоцену почалось формування сучасних басейнових ландшафтних структур України регіонального масштабу (Геренчук, 1960; Заморій, 1961). У цей самий час почалось і утворення річкової мережі в Українських Карпатах і Передкарпатті (Кравчук, 1999, Цись, 1962).

Виникнення гір. Незважаючи на те, що альпійський орогенез у регіоні Карпат і Криму почався раніше, але контури та морфологія гірських пасом Українських Карпат і Криму набули близького до сучасного вигляду в міоцені (Гнилко, 2011; Цись, 1966; Юдин, 2011).

Зміна станів біосфери. За температурним режимом, вмістом кисню та вуглекислого газу, а також іншими важливими для органічного життя ризиками виділяють два стани біосфери: "теплий" і "холодний". Останнім

періодом існування теплої біосфери вважається еоцен, а олігоцен – перехідний період до холодної біосфери, яка у такому стані перебуває донині (Чумаков, 1993). Під час т. зв. еоценових кліматичних оптимумів (у ранньому еоцені 55,5 млн р. т. і в середньому еоцені 40 млн р. т.) температура була вищою від сучасної на 14 °С, а з міоцену остаточно встановлюється холодний стан біосфери із загальним трендом до похолодання й аридизації клімату.

Гіпергенез. На думку В. В. Добровольського (1966), протягом міоцену відбулась докорінна зміна умов вивітрювання й, відповідно, складу та будови кори вивітрювання. Це дало підстави вченому вважати міоцен "своєрідним природно-історичним рубежем між давніми і новішим етапом гіпергенезу" (Добровольський, 1966).

Вміст CO₂ в атмосфері, широтна зональність і довготна секторність. Упродовж олігоцену вміст вуглекислого газу в атмосфері почав різко зменшуватись: від 0,25–0,3 % в еоцені до 0,034–0,038 % в голоцені (Pagani e.a., 2011). Це важливе зрушення показано на рис. 2.3.

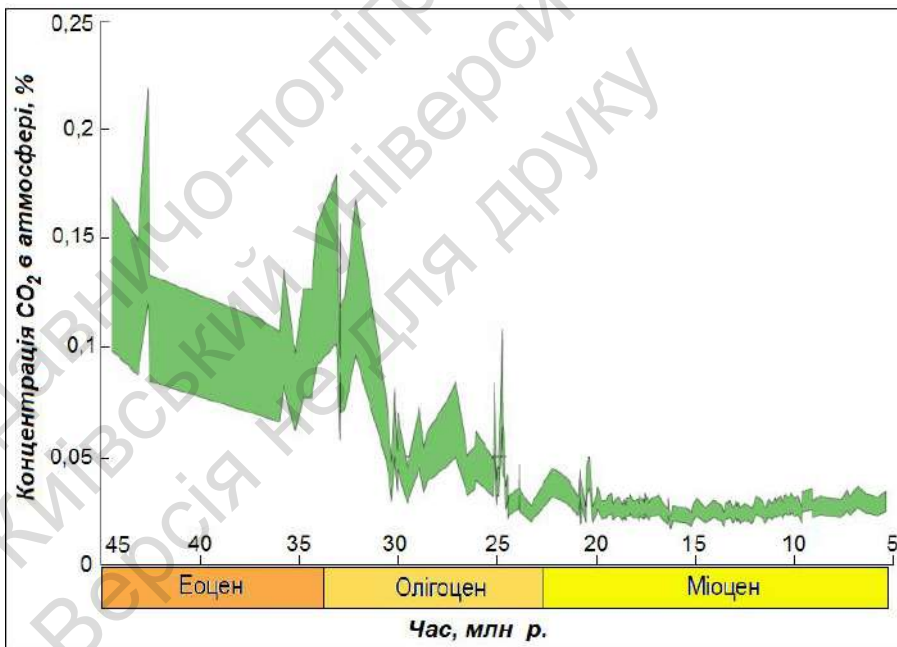


Рис. 2.3. Зміна концентрації вуглекислого газу впродовж еоцену-міоцену (Pagani e.a., 2011)

Крім загального похолодання клімату, зниження вмісту CO₂ в атмосфері призвело до збільшення вздовжмеридіонального (широтного) градієнта температури повітря, "відповідального" за широтну зональність. М. Ф. Веклич (1990) вказує, що за концентрації CO₂ в атмосфері у 0,2 % (еоцен і давніші епохи) цей градієнт становив 0,2–0,3° на 1° широти, тоді як у неоген-четвертинний період він став у 3–4 рази більшим. Веклич вважав, що впродовж більшості етапів мезозою, палеогену і навіть міоцену широтний температурний градієнт був невисоким, і територія України перебувала в межах однієї природної зони. У більшості міжльодовикових періодів неогену і плейстоцену тут налічувалось від 3 до 4 ландшафтних зон. За іншими даними, в теплі "малоградієнтні" епохи юри та крейди, коли клімат був навіть теплішим ніж в еоцені, на території України простежувалось дві природні зони (Воронова, Яновская, 1991). Втім це не заперечує тієї обставини, що з початку неогену, коли концентрація CO₂ в атмосфері стабілізувалась на рівні 0,03 % (див. рис. 2.3), вздовжмеридіональний кліматичний градієнт став значно виразнішим і структура природної зональності ускладнилась (Crane, 2001).

Збільшення широтного температурного градієнта спричинило також посилення баричних центрів дії атмосфери та різке зростання західного перенесення повітряних мас (Зубаков, 1990). Поряд зі збільшенням суцільного масиву суходолу в контурах сучасної Євразії та наростанням аридизації, це призвело до посилення ефектів, пов'язаних з континентальністю клімату, зокрема до формування ландшафтно-секторності. На виразні відмінності рослинності Право- та Лівобережної України, які встановились у міоцені, вказують О. А. Сиренко (2017), С. В. Сябряй (2010), Н. О. Щекіна (1979) та інші дослідники неогену України.

Виникнення трав'яних біомів. Протягом палеогену й давніших епох мезозою наземна рослинність була представлена майже виключно лісами. І хоча формування злакових біомів у Південній Америці відносять до середнього еоцену (40 млн р. т.), в Євразії формування трав'яних біомів (степу, савани, напівпустель) почалося з кінця олігоцену – початку міоцену (25 млн р. т.). З того часу розпочалось швидке поширення степових ландшафтів на рівнинах помірних широт Євразії та Північної Америки. На півдні Східноєвропейської рівнини степи почали з'являтися із середини міоцену: спершу в Прикаспії та Приазов'ї, а потім у Причорномор'ї (Сиренко, Турло, 1986). Протягом пліоцену степова рослинність обійняла значні простори цього регіону, утворивши тут широку зону. Це спричинило докорінну зміну існуючої до цього структури широтної зональності Східноєвропейської рівнини: з гіперзо-

нальної (панування лісової зони на всій цій рівнині) вона змінилась на полізональну, якою й лишається дотепер.

Ґрунтотворні процеси. Поява степів стала етапною подією для еволюції ґрунтів. Під степами ґрунтоутворення почало контролюватися впливом на осадові породи кореневої системи трав, інтенсивним біологічним кругообігом, вищими значеннями альbedo поверхні, вуглецем, який став нагромаджуватися переважно у ґрунтовій товщі, а не в наземній фітомасі, тощо. Це створило умови для розвитку гумусоаккумулятивного процесу й виникнення ґрунтів чорноземного типу. Хоча перші знахідки гумусоаккумулятивних ґрунтів (Mollisols, чорноземи) датуються еоценом (Макеев, 2015), на теренах України чорноземоутворення почалось пізніше. Його початок слід, очевидно, віднести до пізнього міоцену – початку пліоцену. До цього тут майже безроздільно панували червоноколірні та каолінові кори вивітрювання, пов'язані із субтропічним кліматом і вологими субтропічними й близькими до них помірно теплими листопадними та мішаними лісами. Формування ґрунтів чорноземного типу на півдні Східноєвропейської рівнини відносить до міоцену також Г. В. Добровольський (2006). Слід, однак, зауважити, що питання часу виникнення чорноземних ґрунтів у палеоландшафтах України майже не вивчене й під впливом робіт М. Ф. Веклича існує тенденція відносити всі ґрунти неогену і навіть плейстоцену до червоноколірних і коричневих.

Крім перелічених, можна навести й інші ландшафтозначущі зміни природи, які сталися на межі між палеогеном і неогеном. Це дає підстави вважати, що неоген-четвертинний період є часом, упродовж якого відбувалось становлення ландшафтних структур України регіонального (мезомасштабного) рівня. Палеогеновий період, а тим більше мезозойська та пізніші ери, настільки сильно відрізнялись від природних умов неогену та плейстоцену, що напевно можуть не вважатись за час, коли формувались сучасні ландшафти України. Отже, під час дослідження еволюції сучасних ландшафтів рівнинної частини території України "зазирати у глиб віків" на часи, давніші неогену, має сенс лише при вирішенні специфічних завдань. Та й то, мабуть, палеогеографія впорається з ними краще.

Не слід вважати, що, окресливши межу між палеогеном і неогеном як рубіж макроеволюційного аналізу території України, ми тим самим визначили вік її ландшафтів як міоценовий. Це зовсім не так хоча б через те, що ландшафт – гетерохронний, тобто його різні структури і складові виникли у неоднаковий час (див. підрозд. 1.2). Одні з них мають міоценовий, інші – молодший вік. Але для визначення цього віку та

шляхів становлення сучасного ландшафтного покриву території України доцільно простежити їх від неогену.

Зауважимо, що обмеження часових рамок дослідження еволюції ландшафтів лише плейстоценом і голоценом, мотивуючи це тим, що таким, буцімто, є вік сучасних ландшафтів (Веклич, 1990), є ризикованим прийомом. Адже навіть у структурі польодовикових "голоценових" ландшафтів (насправді голоценовими можуть бути лиш їх окремі риси) проявляють себе територіальні структури, які сформувались у давніші за плейстоценові зледеніння часи.

Завершимо огляд палеоген-неогенового рубежу макроеволюції ландшафтів України обговоренням його хронологічних меж. За міжнародною хроностратиграфічною шкалою межа між палеогеном і неогеном визначена у 23,03 млн р. т. (*The ICS International Chronostratigraphic Chart*). Але палеоген-неогеновий рубіж ландшафтогенезу являє собою не часовий момент і навіть не вузький (в еволюційному масштабі) проміжок часу, а доволі тривалий етап, впродовж якого відбулись розглянуті вище події. Він почався раніше, а закінчився пізніше, ніж вказана межа між палеогеном і неогеном як хроностратиграфічними періодами.

Наведений вище перелік головних подій етапу палеоген-неогенового рубежу макроеволюції ландшафтів України свідчить про те, що їх більшість сталася не раніше олігоцену. Тому нижню межу олігоцену (33,9 млн р. т.) й прийmemo за початок цього "рубіжного" етапу. На те, що рубіж між еоценом і олігоценом більш різкий, ніж рубіж між олігоценом та міоценом, вказує В.О.Зубаков (1990). Він розглядає олігоцен-міоценовий період, відокремлюючи його від "тропічного" еоцену та "теплопомірного" пліоцену. До початку олігоцену відносять також початок деградації тропічно-субтропічної "полтавської" за А. М. Криштофовичем ("волинської" за І. М. Ремізовим) флори та її заміну на помірно теплу тургайську флору (Жилин, 1986). У ландшафтознавчому вимірі це означає початок трансформації тропічних ландшафтів у помірно теплі та диференціацію палеогенової "гіперзони" тропічних вічнозелених лісів (вона вкривала мало не всю Європу) на декілька широтних ландшафтних зон.

Кінець етапу палеоген-неогенового рубежу макроеволюції ландшафтів можна визначити за різними критеріями. Щодо напрямку зонального ландшафтогенезу важливе значення мав перелам у загальному тренді змін клімату, який стався наприкінці середнього міоцену. З того часу коливальні зміни температури повітря, які тривали впродовж олігоцену – першої половини міоцену, змінились на стійку тенденцію до її зниження (рис. 2.4).

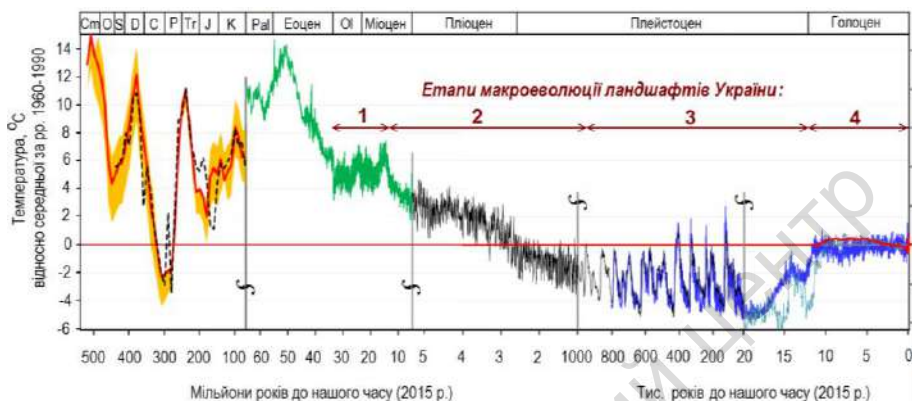


Рис. 2.4. Зміни середньопланетарної температури протягом фанерозою (https://commons.wikimedia.org/wiki/File:All_palaeotemps.png) та етапи макроеволюції ландшафтів України

Як свідчить рис. 2.4, із середини міоцену встановився загальний тренд похолодання. Хоча він й був ускладнений квазіперіодичними коливаннями плейстоцену, але простежується до голоцену. З рис. 2.4 також можна помітити, що палеоген-неогеновому рубезу макроеволюції ландшафтів України відповідає відрізок часу, коли загальний тренд похолодання, який почався з раннього еоцену, був в олігоцені перерваний, а із середини міоцену знову відновився й триває досі. За кліматичними особливостями перша половина міоцену не надто відрізнялась від олігоцену й разом з ним може розглядатися як рубіжний етап ландшафтогенезу.

Зміни ґрунтів і рослинності доволі виразно відреагували на вказані кліматичні зрушення. Процес заміни тропічної "полтавської" ("волинської") флори на помірно теплу тургайську, що почався в олігоцені, завершився на теренах України у ранньому міоцені. Міоценова флора складалась із представників родів, більшість яких і нині зростають у широколистих лісах України (горіх *Juglans*, бук *Fagus*, дуб *Quercus*, клен *Acer*, в'яз *Ulmus*, береза *Betula*, граб *Carpinus* та ін.). Однак у складі лісів тургайського типу значну участь брали термофільні субтропічні елементи: представники родів *Cinnamomum*, *Pterocarya*, *Myrica*, *Ilex*, *Liriodendron*, *Liquidambar*, *Castanea*, тропічні папороті, ліани (Нергу 1972, 1986, Щекина, 1979).

Склад субтропічних і тропічних елементів та їх участь у рослинності міоцену України варіювали разом зі змінами клімату. У сарматі (на межі між середнім і пізнім міоценом, 9,6–13 млн р. т.), коли клімат був більш теплим і

посушливим (субаридним), участь субтропічних "давньосередземських" елементів у листяних і хвойних лісах була настільки значною, що це дало підстави А. Г. Негру (1972) віднести тодішню флору північно-східної Молдови до давньосередземської. Натомість у прохолоднішому і більш вологому меотісі (середина пізнього міоцену, 7,6–9,6 млн р. т.) вона практично щезла в усіх регіонах України й поступилась місцем рослинам помірних листопадних лісів. Субтропічні елементи в них стали доволі рідкісними. Поряд із листяними деревами спорово-пилкові комплекси відкладів того часу містять також пилок хвойних рослин *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*, *Abies* й навіть *Sequoia* і *Keteleeria*.

Більшість дослідників рослинності неогену вважають, що за своїм родовим складом і загальним виглядом ліси меотісу мали багато спільного із сучасними середньоевропейськими лісами. На думку А. Г. Негру (1986), особливості цієї флори "виключають існування субтропічного клімату в меотичний вік на території північно-західного Причорномор'я". Щоправда, Н. О. Щекіна вказує, що, попри поширену думку щодо відсутності починаючи з меотісу субтропічних елементів у флорі Півдня України, спорово-пилкові комплекси свідчать, що насправді чимало субтропічних рослин зберігали тут свою присутність і були здатними пережити у відповідних рефугіумах навіть прохолодні фази пліоцену, а в його теплі фази – поширитись на доволі значних просторах (Щекіна, 1979). Подібну ситуацію маємо й у Вулканічних Карпатах і Закарпатській (Паннонській) низовині (Сябряй, Утешер, 2010). Ґрунти субтропічного або близького до них габітусу формувались на рівнинах України не тільки в олігоцені та першій ("теплій") половині міоцену, а й у більш прохолодному пліоцені й навіть плейстоцені під час їхніх теплих фаз (Матвіїшина та ін., 2010).

Попри те, що у теплі фази пізнього міоцену й пліоцену в ландшафтах України ще простежувались субтропічні риси рослинності та ґрунтоутворення, на межі між сарматом і меотісом вони стали значно менш виразними (П. І. Дорофеев, А. М. Криштофович, А. Г. Негру та ін.). На цей час припадає також перелам у загальному тренді кліматичних змін (див. рис. 2.4). За даними В. П. Палієнко (1992), на вказаному часовому рубежі сталася також зміна швидкостей неотектонічних рухів земної кори: інтенсивні в ранньому-середньому міоцені підняття та опускання змінилися в кінці міоцену (у панноні) на дуже повільні тектонічні рухи в усіх регіонах України (рис. 2.5).

Беручи до уваги наведені факти, можна вважати, що меотичний час став початком нового етапу ландшафтогенезу, названого вище неоген-

новою передісторією ландшафтів України, а сарматський час завершив етап палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу. За Стратиграфічним кодексом України (2012) межа між сарматом і меотісом визначена у 9,6 млн р. т. Отже, палеоген-неогеновий рубіж макроеволюції ландшафтів України обійняв доволі тривалий проміжок часу. Він почався з олігоцену 33,9 млн р. т. й закінчився разом з початком меотичного часу міоцену 9,6 млн р. т.

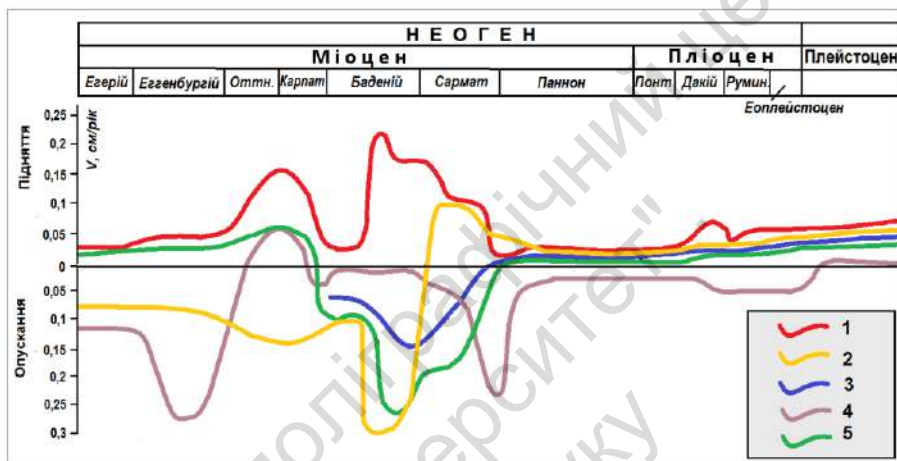


Рис. 2.5. Графік змін швидкостей неотектонічних рухів земної кори, що проявились: 1 – у Флішових Карпатах; 2 – у Передкарпатському передовому прогині; 3–5 – у Закарпатському внутрішньому прогині: 3 – у Крайовій зоні, 4– у Мукачівській улоговині, 5 – у Солотвинській улоговині (Палиєнко, 1992)

2.2. Неогенова передісторія сучасних ландшафтів України

Як впливає з попереднього підрозділу, формування ландшафтів і ландшафтних покривів, окремі риси яких близькі до сучасних, почалось з неогену. Аби уникнути непорозумінь, не буде зайвим підкреслити ще раз: від неогену успадковуються не ландшафти як цілісні утворення, а лише їх окремі риси й "уречевлені" складові. Значна їх частина (особливо, рослинність і ґрунти) були буквально стерті зледеніннями та похолоданнями плейстоцену, але певні риси неогенових ландшафтів (навіть і їх рослинності) збереглися й увійшли в сучасність, точніше – стали основою формування сучасних ландшафтів у голоцені.

Неогеновий етап еволюції ландшафтів дещо недооцінюють вітчизняні ландшафтознавці, які схильні вважати, що сучасні ландшафти виникли лише в голоцені після покривних зледенінь і утворення лесового покриву у плейстоцені (Веклич, 1990; Маринич, Шищенко, 1993 та ін.). В цьому, звичайно, є рація, але визначальні риси морфології рельєфу, субстрат його формування, річкова мережа і навіть склад флори і фауни (принаймні на родовому рівні) на території України були сформовані у неогені ще до вказаних подій. Це дає підстави розглядати неоген як передісторію сучасних ландшафтів України. Такий самий "підготовчий" зміст вкладав у неоген відомий польський геолог і географ Стефан Ружицькі, який образно охарактеризував неогеновий період як "час підготовки сцени, на якій будуть точитись швидкоплинні акти плейстоценової трагедії" (Różycki, 1972).

Якою ж була ця "сцена", на якій у подальшому відбулась плейстоценова трансформація (за С. Ружицькі – "трагедія") ландшафтів Центральної та Східної Європи? За наведеною вище схемою макроеволюції ландшафтів України, етап їх неогенової передісторії доцільно вести від початку пізнього міоцену (меотичного часу, 9,6 млн р. т.). Закінчився він разом з початком плейстоценових зледенінь (точніші терміни обговоримо в підрозд. 2.3). Отже, етап неогенової передісторії сучасних ландшафтів України охоплює кінець міоцену, пліоцен, а також початок плейстоцену.

Природа України й суміжних регіонів у міоцені та пліоцені розглядається в публікаціях (Веклич, Сиренко, 1976; Негру, 1972, 1986; Сиренко Е. А., 2017; Сиренко Н. А., Турло, 1986; Сябряй, Щекина, 1983; Щекина, 1979) та інших дослідників. Хоча між висловленими в них поглядами й є розбіжності, але загальні тенденції і процеси формування ландшафтів та їх покривів, риси яких простежується в сучасному ландшафтному устрої рівнинної частини території України, можна уявити так.

Після кліматичного оптимуму другої половини раннього – початку середнього міоцену (тобто наприкінці етапу палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу) відновилась загальна тенденція похолодання й аридизації клімату. Ці дві загальні тенденції проявлялись на тлі коливань зволоження та теплозабезпечення й простежувались упродовж усієї неогенової передісторії ландшафтів України. Вони визначили два провідні напрямки змін ландшафтів: збіднення видового складу лісів тургайської флори (їх бореалізацію та ксерофітизацію) й зростання площі, вкритою трав'янистою рослинністю. Останній тренд врешті привів до утворення зони степів на півдні України.

Терморезжими і клімат

Впродовж етапу неогенової передісторії сучасних ландшафтів середньорічна температура в західній частині території України та на її півдні коливалась від 12,8 до 15,2 °С, температура найтеплішого місяця – від 19,2 до 27,7 °С, а найхолоднішого – від -0,5 °С до 12,4 °С (Сябряй, Утешер, 2010). За іншими оцінками, температури теплої місяця коливались від 16 до 28 °С, холодного місяця "тепліх" фаз пліоцену і еоплейстоцену – від 0 до 12 °С, а під час трьох його "холодних" фаз (дві з них – в еоплейстоцені) зимові температури сягали -10– -15 °С (Сиренко, Турло, 1986). Отже, за температурними показниками клімат етапу неогенової передісторії сучасних ландшафтів України був тепліший за сучасний: влітку – на декілька градусів, а взимку – на 10–15 °С.

М'які зими міоцену-пліоцену сприяли виживанню термофільних і субтропічних видів рослин у прохолодні кліматичні фази цього етапу. В умовах сучасного клімату низькі зимові температури є головним лімітуючим чинником поширення на теренах України багатьох родів теплолюбних рослин, які в міоцені-пліоцені зустрічались у лісах і "саваностепах" (болотний кипарис *Taxodium*, бук *Fagus*, акація *Acacia* та ін.). Їх вимирання (акація, болотний кипарис) або значне скорочення ареалу (бук) було спричинене не стільки похолоданням клімату неогену, скільки більшою морозністю зим.

За наведеними показниками можна встановити, що, згідно з критеріями класифікації клімату Кеппена-Гейгера, клімат на етапі неогенової передісторії сучасних ландшафтів України належав до класу C_{fa}k – помірно теплий з рівномірним зволоженням, спекотним літом (23–28 °С) і прохолодною зимою (0–10 °С), C_{fb}k – помірно теплий з рівномірним зволоженням, теплим літом (18–23 °С) і прохолодною зимою (0–10 °С). Такі типи клімату властиві нині Західній Європі (крім Альп, Піренеїв, Апеннін), Південно-Східному Китаю, південному сходу США, східному узбережжю Австралії, Новій Зеландії та деяким іншим регіонам. Можна також припустити, що в кінці пліоцену – еоплейстоцену в їх "холодні" фази (оскольську, березанську, іллічівську) клімат належав до класу D_{fb}o (помірно холодний з теплим [18–23 °С] літом і холодною [-10–0 °С] зимою), або D_{fl}o (те саме, з помірним [10–28 °С] літом). Тобто за температурою та річним розподілом опадів (але не за їх сумою) клімат у ці фази був того самого класу, що й сучасний³.

³ За класифікацією Кеппена-Гейгера сучасний клімат України можна віднести до класів: D_{fb}o (уся територія, крім підзони середнього і південного степу), D_{fa}o (вказана підзона степу), C_{sa}k (Південний берег Криму), C_{fb}k (західна частина Кримських гір), C_{fb}o (Закарпаття).

Зволоженість і "аридизація" ландшафтів

Зволоженість ландшафтів загалом зменшувалась від початку етапу їх неогенової передісторії до етапу плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу. На цей загальний тренд аридизації клімату і ландшафтів накладались чергування більш і менш зволжених фаз.

На початку етапу неогенової передісторії сучасного ландшафтогенезу (меотіс) річна сума опадів у правобережному Причорномор'ї перевищувала 1000 мм, вологість повітря була високою й кількість похмурих днів була більшою, ніж сонячних (Негру, 1986). Для раннього пліоцену річні суми опадів Н. О. Сиренко та С. І. Турло (1986) оцінюють у 1000–1500 мм. В. Шафер вважав, що у ранньому пліоцені в Карпатах випадало 1500 мм опадів на рік (Szafer, 1964). Наведені цифри свідчать, що впродовж першої половини етапу неогенової передісторії ландшафтів клімат був набагато вологішим від сучасного й близьким до волого-субтропічного.

Із середини пліоцену ситуація змінилась. Після вологого севастопольського етапу середнього пліоцену (річні опади – 1000–1400 мм у Північній Україні, 900–1150 мм у Криму) клімат України став більш посушливим і річна сума опадів вже ніколи не перевищувала 1000 мм (критерій вологих субтропіків). Для більш вологих етапів річні опади оцінюються у 700–900 мм для Північної України й 600–700 мм – для Криму, а для сухих етапів – у 600–50 мм і 400–600 мм відповідно (Сиренко, Турло 1986). На палеокліматичних схемах В. М. Синіцина (1965) сума опадів подається для пліоцену загалом і становить 700–900 мм для більшої частини території України й 500–700 мм для лівобережного Причорномор'я та Приазов'я. Порівняння цих даних із сучасним розподілом річної суми опадів на території України свідчить, що навіть посушливі етапи пліоцену були вологішими, ніж сучасний клімат у всіх її регіонах.

Наведені оцінки зволоженості неогенових ландшафтів України вимагають особливої уваги. Насамперед зауважимо, що представлені вище дані щодо кількості опадів є орієнтовними через методики їх отримання (за ізогіетами, що обмежують сучасні ареали видів рослин, близьких до тих, що були поширені в неогені, або за сучасним кліматом регіонів, де нині поширені ґрунти, аналогічні до відповідних викопних ґрунтів пліоцену). Не виключено, що для півдня України початку пліоцену оцінки суми опадів дещо завищені. На це вказує низка обставин – поширення гіпсо- і соледайних відкладів міоцену – пліоцену, підвищена карбонатність ґрунтів цього часу (за високого атмосферного зволоження солі і карбонати були б вимиті), дрібнолистяність рослин пліоцену, зменшення участі і скорочення ареалів поширення вологолюбних видів, зокрема зонтичних сосен,

дзелькви *Zelkova*, сумаху *Rhus*, кипарисових, й остаточне зникнення таких гідрофілів, як ніса *Nyssa*, болотний кипарис *Taxodium* та ін.

Слід також узяти до уваги, що в міоцені й пліоцені через часто повторювані морські трансгресії значні простори Закарпаття, Прикарпаття, Причорномор'я з прилеглими до нього смугами Подільської і Придніпровської височин були зайняті лагунами, прибережно-водними та іншими гідроморфними геохорами, а рівень ґрунтових вод у прилеглих до них рівнинах був підвищеним. Ці геохори належали до типу суб- та семігіроморфних (болотяно- і сиролісолучних) з режимом зволоженості ландшафтів H_6 і H_4 відповідно⁴. Вони були вкриті лісами, в яких домінували лапина *Pterocarya*, тюльпанне дерево *Liriodendron*, тополі *Populus*, верби *Salix*. Вологість повітря і ґрунтів у таких ареалах і поблизу них була високою. Підвищеною вона, ймовірно, була й у Закарпатті під час фаз активного вулканізму в міоцені – пліоцені.

З урахуванням наведених обставин можна вважати, що зволоженість ландшафтів етапу їх неогенової передісторії була вищою, ніж сучасна. Це напевно стосується початку цього етапу й із високою ймовірністю – його середньої (пліоцен) та кінцевої (еоплейстоцен) стадій.

Отже, зазначена вище тенденція аридизації ландшафтів міоцену-пліоцену відбувалась на фоні їхньої високої зволоженості. Через це для елювіальних місцеположень міоцен-пліоценова аридизація обмежувалась змінами від субгіроморфних H_6 до мезоморфних H_0 ландшафтів. В інших термінах ландшафти змінювались від гумідних до субгумідних типів. Такі зміни означали не стільки їхню аридизацію, скільки мезофітизацію.

Ландшафти посушливого водного режиму, а саме мезоксероморфні X_2 (лучно-степові, саваноїдні) й подекуди семіксероморфні X_4 (степові) на території України почали з'являтися у пліоцені. Елювіальні місцеположення вони змогли обійняти лише у Причорноморській низовині, де й сформували степову зону. В інших регіонах України, зокрема на Розточчі, Подільській низовині, Балтській підвищеній рівнині, виникнення лучно-степових та інших ксероморфних геохор пліоцену повинно було мати не кліматичні, а едафічні причини. Ними, наприклад, могла бути сухість субстрату (сухі бори на піщаних відкладах), його висока засоленість, що зумовлювала т. зв. фізіологічну сухість (недоступність ґрунтової вологи для рослин через високий вміст солей), відслонення вапняків (петрофітні степи) тощо.

⁴ Тут і далі використано типології ландшафтів за їх гідро-, гало-, літо-, псамоморфністю, трофністю, кислотністю ґрунту і теплозабезпеченістю, критерії та зміст градацій, які наведено в роботі (Гродзинський, 2014, табл. 2.6–2.12)

Пульсаційний характер змін

Крім редукованості ксеро-гідроморфного ряду неогенового ландшафтогенезу, еволюція ландшафтів вздовж нього мала поступально-зворотний характер. Поступальність – це встановлена всіма дослідниками неогену загальна тенденція до аридизації клімату і ландшафтів. Зворотність – періодичне повернення вологішого клімату, який згодом знову змінювався на більш посушливий. Аналогічний характер мав неогеновий ландшафтогенез уздовж ряду теплозабезпеченості: на загальному тлі похолодання виділялись фази потеплень, упродовж яких термофільні види рослин, зокрема й субтропічні, могли набути в угрупованнях домінантного значення. У фази похолодань ці види різко скорочували свою присутність або й вимирали. Спрямовано-коливальний хід похолодання ландшафтів упродовж етапу неогенової передісторії сучасного ландшафтогенезу ілюструє рис. 2.6.

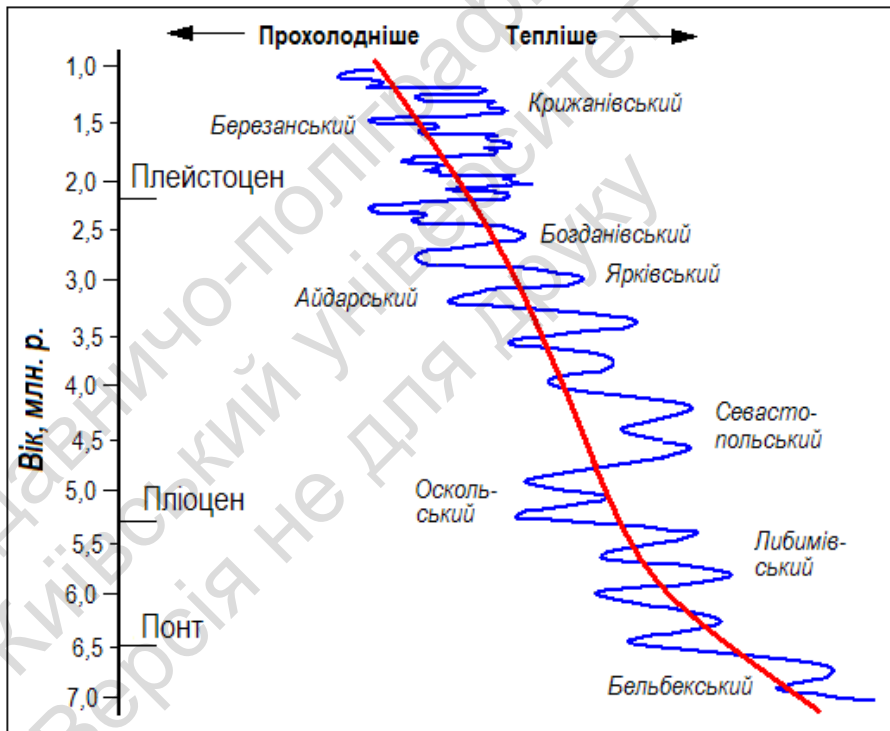


Рис. 2.6. Тренд (червона лінія) і коливання (блакитна лінія) температурного режиму етапу неогенової передісторії ландшафтів (Зубаков, 1990 зі змінами); курсивом – палеогеографічні етапи пліоцен-еоплейстоцену України (Веклич та ін., 1984)

Кількісні оцінки зображених на рис. 2.6 змін клімату можуть бути лиш орієнтовними. За реконструкціями клімату пліоцену-еоплейстоцену, наведеними у роботі (Сиренко, Турло 1986), амплітуди середньорічної температури за весь цей період становили близько 10 °С, найтеплішого місяця – 12 °С, найхолоднішого місяця – до 27 °С, річної суми опадів – понад 1000 мм. Кліматичні відмінності між суміжними фазами пліоцену ("теплыми і вологими" й "прохолодними і посушливими") були дещо меншими. За температурою теплого місця вони становили від 2 до 5 °С, холодного місяця – 10 °С й більше, за річними опадами відмінність між найбільш суміжними контрастними фазами пліоцену (наприклад, оскольським і севастопольським) могла сягати 600 мм.

З ландшафтознавчо-екологічного погляду такі діапазони кліматичних коливань є дуже значними. Уявлення про величину цих діапазонів дає їх порівняння із шириною факторних амплітуд сучасних зональних ландшафтів України. Для більшості видів цих ландшафтів величина факторних амплітуд за температурними показниками (середньорічною, липня, січня) не перевищує 1 °С, а річної суми опадів – 70–80 мм; для зональних типів і підтипів ландшафту ці амплітуди дещо ширші – до 4 °С за температурою й до 200 мм – за річними опадами (Гродзинський, Свідзінська, 2008). Тобто амплітуди кліматичних коливань упродовж етапу неогенової передісторії ландшафтів України були в декілька разів ширші, ніж факторні амплітуди зональних типів ландшафту.

Відмінності між шириною факторних амплітуд ландшафтів і амплітуд кліматичних коливань у неогені вказує на те, що ці коливання були настільки значними, що в окремі фази етапу неогенової передісторії зникали кліматичні ніші, в яких могли існувати певні зональні типи ландшафтів. Наприклад – помірно вологі і вологі субтропічні ліси під час тепло-вологих фаз пліоцену та еоплейстоцену. З відновленням сприятливих кліматичних умов ці ландшафти мали знову опановувати простір. Натомість ксерофітні ліси і степи мали б зникати з ландшафтного покриву. Існуючі схеми ґрунтового, рослинного, ландшафтного покривів на різні палеогеографічні етапи неогену підкреслюють саме таке дискретне уявлення еволюції ландшафтів: одні природні зони заміщали собою інші й уся ця еволюція виглядає як зміна контрастних кадрів. Зокрема, приклади подібних палеогеографічних карт на неоген наведено в роботі М.Ф. Веклича (1990).

Разом із цим вивчення описів палеоґрунтів пізнього міоцену і пліоцену, наведених у роботах (Веклич, Сиренко Н., 1976; Сиренко Н., Турло, 1986), а також спорово-пилкових комплексів цього ж часу

(Сиренко Е., 2017; Сябряй, Щекина, 1983; Щекина, 1979) свідчить, що, насправді, навіть у прохолодні й посушливі (прохолодно-аридні) фази кінця міоцену термофільні види не щезали повністю, а під час теплих і вологих (тепло-гумідних) фаз пліоцену не зникали й види-ксерофіли. Н.О. Щекіна (1979) навіть вважає, що, попри похолодання та аридизацію клімату в міоцені, елементи палеогенової субтропічної флори збереглися до понтичного віку (криптомерія, енгельгардтія, ніса, ліквідамбар та ін.), а відсутність знахідок субтропічних рослин у понтичних флорах свідчить лише про їхню слабку вивченість.

Наявність у спорово-пилкових комплексах неогену контрастних за своїми вимогами видів свідчить не про виняткове видове різноманіття тогочасних рослинних угруповань, а про їх диференціацію за факторами середовища, тобто про одночасне існування в ландшафті екотопів різних типів. Саме в них види-ксерофіли могли пережити несприятливі умови тепло-вологіх фаз, а види-термофіли – прохолодно-посушливі фази етапу неогенової передісторії сучасних ландшафтів.

Завдяки топологічній диференціації ландшафтів згадані вище головні напрямки ландшафтогенезу цього етапу ("бореалізація" тургайських лісів і остепнення рівнин) не переривалися під час несприятливих для них кліматичних фаз, а лише загальмовувалися чи відтерміновувалися. Цей ефект добре простежується за особливостями ґрунтотворних процесів на всіх фазах пліоцену-плейстоцену. Наприклад, гумідний берегівський етап пізнього пліоцену (1,8–2,0 млн р. BP), коли опадів випадало 800–900 мм (у Рівнинному Криму – 600–700 мм), був несприятливим для існування та формування степового ландшафту. Це – кліматична ніша помірно теплих широколистих і субтропічних вологих лісів. Власне, цим ландшафтам і відповідають ґрунти, що були поширені в той час, а саме – червоно-коричневі. Водночас М. Ф. Веклич і Н. О. Сиренко вказують, що берегівські ґрунти Рівнинного Криму помітно остепнені: в них підвищений вміст бікарбонату лужних земель, оксидів кальцію, легкорозчинних солей, колір менш яскравий, ніж розташованих у передгір'ях червоно-коричневих ґрунтів змінно-вологіх субтропіків (Веклич, Сиренко, 1976).

Отже, попри значні амплітуди кліматичних коливань, зміни ландшафтів на етапі їхньої неогенової передісторії мали неперервний характер. Різких змін, які б супроводжувалися масовим вимиранням видів, змін напрямків ґрунтоутворення тощо, у цей час не було. В ландшафтному покриві домінантна роль могла переходити від одного типу зонального ландшафту до іншого, що, зокрема, приводило до зміни

типів ландшафтних зон. Але при цьому типи ландшафтів, що були зональними для колишніх фаз неогену, могли зберігатись у схилових, терасових та інших позаплакорних геохорах. Вони немов чекали на час свого повернення на рівнинні елювіальні місцеположення. Важливу роль у підтриманні цієї неперервності та відновлюваності ландшафтів відігравали рефугіуми неогену.

У світлі розглянутих вище загальних особливостей етапу неогенової передісторії сучасних ландшафтів розглянемо два провідні напрямки змін ландшафтів: бореалізацію лісів тургайського типу і "велике остепнення" рівнин Євразії.

Зміни лісових біомів

Наприкінці "рубіжного" етапу ландшафтогенезу в середині міоцену листопадна тургайська флора досягла свого розквіту. На той час суходільні простори України були майже суцільно вкриті широколистяними лісами із субтропічними елементами, які відзначались високим родовим різноманіттям. За підрахунками Н. О. Щекіної (1979), кількість родів дерев у різні часи середнього міоцену становила від 89 до 109, а суходільних трав'янистих і чагарникових рослин – від 49 до 50 родів. У лісах переважали дуби, в'язи, тутові, граби, буки, часто зустрічались гікорі, каштани, клени, ліквідамбар, дерева та чагарники родин розоцвітих, бобових, верескових, горіхових. Поширені були термофільні рослини: пальми, лаврові, магнолія, тюльпанове дерево, кизил, виноград, ніса та ін. У наземному покриві було багато папоротей. Крім листяних, зростали мішані ліси. Їх складали сосна підродів *Diploxylon* і *Harloxylon* і темнохвойні дерева: ялиця *Abies*, ялина *Picea*, кедр *Cedrus*, тсуга *Tsuga*, тис *Taxus*, подокарпус *Podocarpus*, криптомерія *Cryptomeria*, гінкго *Ginkgo* та ін.

Трансформація цих лісів упродовж неогенової передісторії сучасних ландшафтів України означала насамперед збіднення їхнього складу за рахунок випадання волого-, тепло- і тіньюлюбних видів, а також природну фрагментацію лісів через поширення просторів, укритих трав'яною рослинністю. Цей тренд можна інтерпретувати як поступове наближення лісів "тургайського типу" до лісів, родовий склад, фізіономія, екологічні та хорологічні особливості яких близькі до сучасних. На Право- та Лівобережжі України ці процеси відбувались дещо по-різному.

Ландшафти правобережної частини України, які не були вкриті водами Західного (Альпійсько-Карпатського) Паратетису, відзначались більшою зволоженістю в усі часи пізнього міоцену й пліоцену. Через це, а також внаслідок більшої віддаленості цієї частини України від середньоазійського

лона трав'яних біомів неогену ліси тут завжди були більш мезофітними й обіймали більший відсоток площі, порівняно з Лівобережжям України. Це, зокрема, позначилось на більшій участі в рослинності Правобережжя темнохвойних дерев. Спорово-пилкові комплекси практично всіх відкладів міоцену-пліоцену Правобережної України свідчать про присутність у її лісах темнохвойних видів (Щекина, 1979). А. Г. Негру (1986) вважає, що у Північно-Західному Причорномор'ї *Abies*, *Picea*, *Tsuga* не утворювали окремих темнохвойних фітоценозів. Разом із широколистяними деревами вони входили до складу угруповань, подібних до сучасних мішаних лісів, які зростають в умовах м'якого вологого клімату.

На початку етапу неогенової передісторії сучасних ландшафтів (у пізньому міоцені) темнохвойні ліси були поширені лише у верхньому гірському поясі Карпат, де на вологих ґрунтах зростали ялиново-ялицеві угруповання з участю *Tsuga* й нечисленними подокарпус *Podocarpus*, модрина *Larix*, кедра *Cedrus*. Середній і нижній пояси гір у цей час були зайняті хвойно-широколистяними і листяними лісами. Значна кількість пилку буку *Fagus* у пилкових комплексах дали підстави С. В. Сябряй і Т. Утешер (2010) стверджувати, що, крім дубово-букових і буково-каштанових лісів, тут у міоцені зростали також чисті бучини й що саме вони в голоцені сформували пояс букових лісів Українських Карпат.

На відміну від рівнинних регіонів правобережної частини України похолодання клімату Карпат упродовж міоцену (паннонського та понтичного часів) не супроводжувалось його аридизацією. Через вулканічну діяльність вологість повітря була тоді тут високою й це сприяло не лише виживанню, а й поширенню темнохвойних лісів з *Picea*, *Abies*, *Tsuga*, а також зростанню участі волого- і тіньюлюбних видів, зокрема кленів *Acer* у листопадних лісах Карпат і Передкарпаття (Безусько та ін., 2011). Мезофільність карпатських лісів зберігалась до кінця пліоцену.

Загалом на етапі неогенової передісторії ландшафтів України Карпати відігравали роль важливого центру ландшафтогенезу. Крім свого кліматоформувального зволожувального значення, їх рослинний покрив був головним постачальником спор і пилку для територій, що періодично вивільнялись з-під вод міоцен-пліоценових морів. Рознесення генетичного матеріалу (передусім темнохвойних, але також буку *Fagus*, каштану *Castanea*) з Карпат на прилеглі рівнини мало важливе значення не тільки для формування ландшафтних покривів неогену, а й на пізніших етапах їхнього розвитку – аж до раннього голоцену (Безусько та ін., 2011). Зокрема, під час холодних стадій плейстоцену зниження гірських поясів Карпат сприяло поширенню елементів гірської флори на суміжні території,

у тому числі й на Волинську височину (Безусько та ін. 2011). Вірогідно, що таку ж роль відгравали ліси Карпат і під час похолодань пліоцену.

Можна припустити, що саме завдяки карпатському волого-лісовому центру ландшафтогенезу рівнини правобережної частини України зазнали менш широкого остепнення й воно почалось пізніше, ніж на Лівобережжі. Вірогідно, більша віддаленість Поділля, Розточчя, Передкарпаття від аридних сарматських ландшафтів Прикаспію не була провідним чинником часової затримки і меншої глибини остепнення ландшафтів Правобережжя. Адже степові континентально-азійські ксерофіли (полин *Artemisia*, ковила *Stipa capillata* та ін.) поширювались на простори Поділля і Передкарпаття вже із середини міоцену. Але тут вони формували не відкриті "степові" ландшафти, а розріджені паркові ліси або ландшафти "лісостепового" ("лісосаваноїдного") фізіономічного типу. Степові геохори займали відносно значні площі лише на півдні Північно-Західного Причорномор'я, зокрема в районі Одеси. На початку міоцену, коли в лівобережному Причорномор'ї, Приазов'ї, регіоні Нижнього Дону, на Балканах вже панувала ксерофільна рослинність і ландшафт набув "саваностепового" вигляду, на Правобережжі України існували листяні й мішані ліси. Вони відзначались багатим видовим складом і поширені були також і на межиріччях.

Ліси лівобережної частини України еволюціонували в міоцен-пліоцені в більш посушливих умовах. Їх ксерофітизація полягала в тому, що темнохвойні види ще у сарматі практично випали зі складу лісів. Заміщення широколистих порід хвойними відбувалось здебільшого за рахунок сосни. Сухі соснові ліси, які на лівобережному Причорномор'ї заміщали собою листопадні ліси, трансформувались у відкриті простори, вкриті трав'яною рослинністю ("степи"). Починаючи з раннього меотісу, листяні ліси південної частини Лівобережжя збереглись у долинах річок, балках, інших більш зволжених місцях. Тут зростали дуб, вільха, в'яз, дзельква, верби, лапина та ін. Термофільні елементи все більше втрачали в цих лісах свою роль, а елементи субтропічної флори на початку понтичного часу збереглись лише в окремих рефугіумах (Щекина, 1979).

Поряд із втратою лісами їх "тургайської" флористичної структури, відбувалась видозміна їхнього територіального устрою, а саме – ліси від гомогенної набували більш мозаїчної структури. Ксерофітизація лісів веде до зменшення їх світлової повноти (зімкнутості). Густі в олігоцені тропічно-субтропічні ліси "полтавського типу" ставали усе більш розрідженими, але з більш розвиненим трав'яним ярусом. Це сприяло виникненню "паттерності" лісових ландшафтів, варіації їх складу залежно від умов

субстрату і рельєфу. Поява в кінці сармату і поширення в міоцен-пліоцені степових ксерофілів ще більше ускладнило територіальну структуру лісових ландшафтів.

Збіднення видового складу "тургайських" лісів немов компенсувалось ускладненням їх територіального устрою й зростанням різноманіття ландшафтів: на місці мало не суцільного в олігоцені лісового покриву формувались геохори, зайняті рослинними угрупованнями різних флороценотипів – неморально-лісового, лучного і болотного, степового галофільного, псамофільного, петрофільного. Фрагментація лісів та поява відкритих просторів сприяли поширенню фауни гіпаріона.

Територіальна диференціація лісів зростала також на зонально-регіональному масштабному рівні. З міоцену почалась диференціація "тургайських" лісів принаймні на два їх зональні варіанти: північний і південний. У пліоцені сформувалась також степова зона. У той час на півночі України панував лісовий ґрунтогенез, а на півдні – лучний і лучно-степовий (Матвіїшина та ін., 2010). Про провінційні відмінності лісів Право- та Лівобережжя України вже згадувалось. Отже, неогенова передісторія ландшафтів – це збіднення біотичного різноманіття лісів, але зростання ландшафтного різноманіття як на локальному, так і регіональному масштабному рівнях.

Зрештою, на кінець етапу неогенової передісторії сучасних ландшафтів України (кінець пліоцену – еоплейстоцен) ліси набули вигляду, доволі близького до сучасного.

Становлення та розвиток трав'яних біомів

За палінологічними даними, ділянки зі злаково-різнотравними та злаково-різнотравно-лободовими фітоценозами на території України набули поширення в середньому сарматі. На її правобережній частині вони обіймали невеликі площі, а основний їх ареал був зосереджений на Лівобережжі (Щекина, 1979). Щоправда, А. Г. Негру (1972) вважає, що у цей час субаридні ландшафти відкритого типу були поширені також і в басейні Центрального Паратетису (тобто на півдні теперішньої Правобережної частини України та в Молдові). На Балканському півострові, в районі Нижнього Дону, Прикаспії ці ландшафти в середньому сарматі вже набули панівної ролі. В кінці сармату – на початку меотису (пізній міоцен) відкриті простори значно поширились і на Правобережній Україні. Тут вони чергувались з мішаними й листяними лісами. Отже, сформувався гетерогенний ландшафтний покрив, який за своїм виглядом нагадував лісостеп.

Рослинність відкритих ділянок (поки що утримаємось від надання їм більш визначеної назви) була представлена лободовими, злаковими, осоковими, зонтичними, молочайними, айстровими (полини) та іншими родинами трав'яних і чагарничкових рослин. При цьому кількість родів суходільних рослин, що зростали на Лівобережжі, була більшою, ніж на Правобережжі. Для родів дерев це співвідношення було іншим. Градієнт зростання участі трав'яних рослин із заходу на схід України ілюструє рис. 2.7.

Впродовж усього етапу неогенової передісторії сучасних ландшафтів участь трав'яних видів у фітоценозах Лівобережної частини України і поширення тут трав'яних ценозів була більшою, ніж на Правобережжі. У меотичний вік частка відкритих просторів загалом зростала як в ліво-, так і в правобережній частинах України. Однак це зростання мало пульсаційний характер, і домінантна роль періодично переходила від трав'яних до лісових ландшафтів і навпаки. Н. О. Щекіна (1979) припускає, що "наступ" лісів на степ, який стався в середині – наприкінці раннього меотісу, спричинив вимирання гіпаріонової фауни у Правобережній Україні та Молдові, цілі кладовища якої знайдені у декількох місцях цього регіону. Попри це, на початок понтичного часу (7,8 млн р. т.) на всьому півдні України вже панували відкриті (безлісі) геохори, а лісова рослинність була поширена в річкових долинах, балках, ярах, інших "азональних" місцеположеннях.

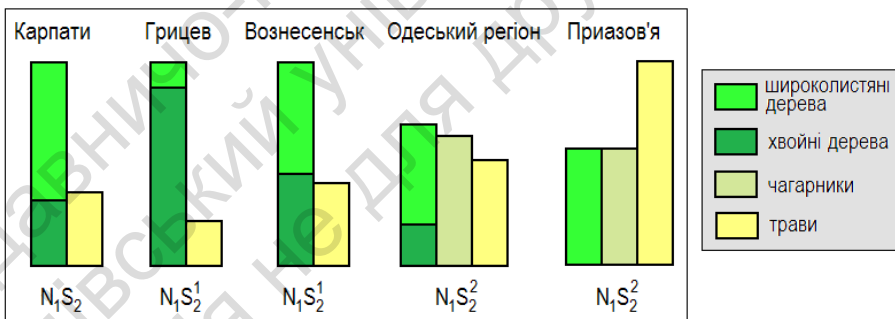


Рис. 2.7. Гістограма просторової диференціації рослинності в Україні протягом раннього та середнього сармату (Сябряй, Утешер, 2010)

Відкриті ділянки ксерофільної рослинності міоцену – початку пліоцену відрізнялись від сучасних степів флористично, фізіономічно (високі трави і поодинокі дерева, зокрема *Acacia*), за ґрунтовим покривом (червоноколірні ґрунти, а не чорноземи та темно-каштанові ґрунти), тваринним населенням (страуси та великі ссавці гіпаріонового

комплексу – гіпаріони, газелі, жирафи, лагомерікси, безрогі носороги та інші види, які вимерли ще в доплейстоценовий час). Б. І. Яворський (2007) вказує, що на Поділлі та Передкарпатті рештки цих тварин були знайдені в 42 місцях. Якщо взяти до уваги встановлені стації та раціон тварин гіпаріонової фауни (за Е. Л. Короткевич [1988] це були траводні ссавці відкритих просторів і освітлених лісів), то й ця обставина вказує на те, що ландшафтний покрив півдня Східноєвропейської рівнини міоцену і пліоцену нагадував паркові "саваностеми".

Питання, до якого типу віднести й як назвати рослинність відкритих просторів міоцену і пліоцену півдня Східноєвропейської рівнини, турбувало багатьох учених (П. І. Дорофеев, М. В. Клоков, А. М. Криштофович, Н. О. Щекіна та ін.). П. І. Дорофеев (1966) вважав, що такий ландшафт вважати степовим не можна. Він був саваноподібним і лише містив елементи сучасної степової флори. Водночас Н. О. Щекіна (1979) зауважує, що й саваною цей ландшафт не є з огляду на його відмінність від савани за флористичним складом, фенологічними та іншими особливостями. У літературі зустрічаємо чимало назв цього ландшафту: "саваностеп", "саваноїдний", "саваноподібний", "палеостеп", "сарматський степ", "європейська савана" та ін. З огляду на те, що безлісі відкриті ландшафти із ксерофільною трав'янистою рослинністю суміщали ознаки степу та савани, а також на те, що вони врешті еволюціонували у сучасні стеми, будемо в цій книзі називати їх саваноїдними степами.

Поступове похолодання клімату та його аридизація зумовили поступову втрату ландшафтами рис савани й набуття ними рис степу, як типу рослинності, для якої властиве панування мікротермних ксерофільних трав, переважно – дернинних злаків. Тип ґрунтоутворення змінився від типово субтропічного (червоноколірного) у міоцені-пліоцені на буроземний в еоплейстоцені (Матвіїшина та ін. 2010).

Врешті, "десаванізація" саваноїдних степів привела в кінці пліоцену до формування зони степів, які за своїми фізіономічними та флористичними ознаками (принаймні на рівні родів рослин) і напрямком ґрунтогенезу були доволі близькими до сучасних степів України. Цей процес охопив Причорномор'я, Приазов'я та прилеглі до них широкі смуги Подільської, Придніпровської, Донецької височин. На північ від степової зони, що тут постала, поширився її зоноекотон: лісостеп або ландшафти паркових лісів.

Отже, формування степів на півдні України тривало дуже довго – з кінця раннього – початку середнього міоцену (16 млн р. т.) до середини пліоцену, коли степові ділянки зімкнулись у широку суцільну смугу (зону), а родовий склад трав'яних рослин став дуже подібним до флори

сучасних степів. Цей часовий проміжок можна оцінити у 12 млн років. Він не був би таким тривалим, якби аридизація ландшафтів не переривалася неодноразовим настанням гумідних фаз пліоцену. У цей час лісові геохори витісняли з вододільних і пологосхиливих поверхонь геохори зі степовими ксерофітами. У гумідні фази пліоцену степові ділянки могли зберегтися лише в місцезонах, ксероморфність яких мала едафічні причини (схили південних соляних експозицій, "теплі" субстрати, засолені ґрунти та ін.).

Гумідні фази пліоцену тривали від декількох десятків до сотень тисяч років. Протягом цього часу рослини, які переховувались у рефугіумах на межі своїх екологічних ніш, могли еволюціонувати до інших видів. Отже, цілком можна припустити, що рефугіуми пліоцену були географічними осередками видоутворення й саме тут були сформовані елементи флори, які були краще підготовленими до майбутніх плейстоценових кліматичних коливань. Ці види або пережили плейстоценові похолодання, або ж від них у плейстоцені відокремились молодші більш кріофітні та мезофітні форми. Таким чином, степові рефугіуми етапу неогенової передісторії сучасних ландшафтів України відіграли важливу роль у безперервності формування степових ландшафтів України, а також в окресленні ядра їх голоценової флори. Подібну роль відігравали й "лісові" рефугіуми для широколистяних лісів, де вони зберігались під час особливо посушливих фаз пліоцену-еоплейстоцену

Отже, неоген від середнього міоцену й увесь пліоцен був часом формування рельєфу, рослинного покриву, ґрунтів та інших компонентів ландшафту, які за своїм характером усе більше наближались до сучасності. Дві головні лінії ландшафтогенезу цього етапу (бореалізація лісів тургайської флори та поширення площ із трав'янистою рослинністю) привели до формування ландшафтно-зональності, яка за своєю архітектонікою виявилась практично тотожна сучасній.

2.3. Плейстоценові трансформації ландшафтогенезу

Плейстоцен – відрізок макроеволюції ландшафтів, найяскравішою рисою якого є контрастність змін умов ландшафтогенезу й, відповідно, ландшафтів, які змінювали один одного впродовж цієї епохи. Вони були й у неогені, але тоді мали меншу амплітуду та частоту й накладались на вищу, ніж у плейстоцені, середню температуру повітря. Тому на теренах України у неогені не тільки зледенінь не було, але й помірно холодний

клімат не поширювався. Ландшафти тут лишались субтропічного або тепло-помірного типів (див. підрозд. 2.2).

У плейстоцені ситуація стала іншою. Амплітуда температури повітря сягала 8 °С й, окрім неї, відмічались коливання меншої амплітуди й меншої тривалості (див. рис. 2.4). Такий різноамплітудний характер кліматичних змін призвів до чергування похолодань і потеплень, які відрізнялись між собою за тривалістю і контрастністю змін. Реакції ландшафтів на ці зміни також були неоднакового масштабу: від змін арктично-субарктичних ландшафтів льодовикових етапів субтропічними ландшафтами міжльодовиков'їв до варіації складу рослинності відповідно до стадій похолодань і потеплень у межах одного палео-географічного етапу.

Питання ландшафтознавчого змісту щодо природи України та суміжних територій у плейстоцені розглядались у численних публікаціях (Артюшенко, 1970, 1982; Безусько та ін., 1988, 2010; Богущький, Залеський, 2005; Веклич, 1968, 1982; Веклич та ін., 1976, 1984, 1993; Величко, 1973, 1999; Герасименко, 2004, 2015, 2020; Дмитрук, 2015; Куница, 2007; Мандер, 1973; Матвіїшина та ін., 2010; Матошко, Чугунний, 1993; Мельничук, 2004; Пазинич, 2007; Рідуш, 2013; Сиренко Е. А., 2017; Сиренко Н. А., Турло, 1986; Удра, 1988; Szafer, 1964 та ін.).

2.3.1. Час початку плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу

Хронологічно етап плейстоценових трансформацій ландшафтів України не збігається з межею плейстоцену як хроностратиграфічної епохи (2,588 млн р. т.). З ландшафтознавчого погляду трансформаціями ландшафтів слід вважати їхні зміни, що були спричинені не похолоданнями еоплейстоцену, а материковими зледеніннями. Для різних регіонів Європи цей момент належить до різного часу. Для території України його можна віднести до часу зледеніння Гюнц II (0,93–0,815 млн р. т.). Щоправда, льодовикові щити цього періоду (ельбський, білоруський) не покривали собою жодної частини території України й талі води при їх таненні також її не сягали. Але в цей час сталося похолодання клімату, з яким були пов'язані справді кардинальні зміни ландшафтів Центральної та Східної Європи. Помірно теплий клімат пліоцену та еоплейстоцену змінився на холодний континентальний. У Середньому Придніпров'ї температура найхолоднішого місяця могла знижуватись до -12–-15 °С, найтеплішого місяця становила 11–14 °С, річна сума опадів сягала 250–300 мм (Мельничук, 2004).

На значній частині території України у субаральних відкладах того часу (їм відповідає приазовський горизонт) збереглися сліди багаторічної мерзлоти, які свідчать про перигляціальну обстановку. У спорово-пилкових спектрах цього горизонту переважає пилок трав'янистих рослин (до 63 %) – злаків, полинів, лободових, а серед пилку деревних порід домінує пилок сосни *Pinus sylvestris*, берези й лише у невеликих кількостях присутній пилок помірних термофілів – дуба, в'яза, ліщини (Сиренко, Турло, 1986). Холодолюбні види тварин (мамонт, вівцебик, сайга, лемінги) витіснили на південь теплолюбні пліоценові види. На півдні України саваноїдні степи зникли й вже ніколи тут не відновились, а їхнє місце обійняли різнотравно-злакові "холодні" степи. Отже, субтропічна основа ландшафтів неогенової передісторії сучасного ландшафтогенезу була вперше трансформована похолоданням до такої глибини, що субтропіки та помірно теплі ландшафти збереглися лише на півдні України. Похолодання пліоцену та еоплейстоцену до таких глибоких трансформацій ландшафтів України не призводили.

Робимо висновок, що першим льодовиковим періодом, який істотно обмежив прояв субтропічних рис ландшафтів на теренах України, був Гюнц. Його фази розтягнулись у часі від 0,8 до 0,6 млн р. т. Для території України він зіставляється з приазовським палеогеографічним етапом, який за Н. П. Герасименко (2004), тривав з 850 по 780 тис. р. т., а за Стратиграфічним кодексом України (2012) – з 793 по 787 тис. р. т. Після цього етапу встановлюється ритмічний характер змін ландшафтів України: холодні етапи з нагромадженням лесів чергуються з теплими етапами інтенсивного ґрунтоутворення. Виникають два архетипи ландшафтогенезу: холодного перигляціального та теплого міжльодовикового. Вони по чергово змінюють один одного впродовж усього етапу плейстоценових трансформацій ландшафтів України.

Отже, приазовський палеогеографічний етап слід вважати часовим рубежем між етапом неогенової передісторії та етапом плейстоценових трансформацій ландшафтів України. Цей палеогеографічний етап знаменував перехід до контрастної ритмічної зміни двох згаданих вище архетипів ландшафтогенезу, чого раніше не було. Особливого значення надає цьому етапу також О. А. Сиренко (2017).

Зауважимо, що можуть бути й інші погляди на початок етапу плейстоценових трансформацій ландшафтів України. Найобґрунтованішими, на наш погляд, виглядають дві альтернативи: віднесення цього початку до іллічівського палеогеографічного етапу (1,3–1,24 млн р. т.) або –

до початку дніпровського зледеніння (за Н. П. Герасименко [2004] – 180 тис. р. т.). Стисло розглянемо можливі аргументації цих поглядів.

Вище неодноразово вказувалось, що коливання клімату були властиві й неогену. Однак внаслідок загальної вищої, ніж у плейстоцені, теплозабезпеченості клімат "холодних" фаз не виходив за межі помірно теплого та помірного (за класифікацією кліматів Кеппена – Cfbk і Cfbo). Іллічівський палеогеографічний етап еоплейстоцену (калабрію) став першим етапом, коли клімат був на межі холодного та помірно холодного Dflo – Dflc. Середня температура найхолоднішого місяця становила -10– -12 °С, найтеплішого – 16–17 °С за річної суми опадів 400–500 мм (Сиренко, Турло, 1986). Таке похолодання призвело до істотного скорочення термофільних видів і зникнення особливо теплолюбних (болотного кипарису *Taxodium*, дзелькви *Zelkova*, ліквідамбару *Liquidambar* та ін.). Але при цьому в лісах були присутні широколисті породи дерев, такі як дуб, граб, в'яз, липа, клен. Значні кріотурбації у відкладах іллічівського горизонту не простежуються, що свідчить про те, що типових перигляціальних умов у той час не було. Самі ж ці відклади являють собою не лесоподібні суглинки, як на пізніших холодних етапах плейстоцену, а глини. Отже, іллічівському етапу ще не були притаманні "класичні" ознаки холодних "льодовикових" палеогеографічних епох плейстоцену (формування лесів, багаторічне промерзання ґрунту, відсутність широколистих порід у лісах та ін.). Це й дало нам підстави віднести цей палеогеографічний етап до неогенової передісторії сучасного ландшафтогенезу. Сказане щодо іллічівського етапу стосується й більш ранніх "холодних" палеогеографічних етапів еоплейстоцену – сіверського та березанського.

Інша можлива подія, від якої можна вести відлік етапу плейстоценових трансформацій ландшафтів, – дніпровське зледеніння. Ця подія вважається етапною для території України передусім через те, що серед усіх материкових льодовиків кайнозою лише дніпровський вкрив собою значну частину території нашої держави. Навіть якщо й погодитись з науковцями, які заперечують цей факт, то все одно вплив дніпровського "льодовикового періоду" на ландшафти України був дуже сильним. Зокрема, під час нього сформувалась потужна товща лесів і лесових суглинків, яка вкрила собою мало не всю центральну та південну Україну; північна смуга України (Полісся) була вкрита моренними та воднольодовиковими відкладами; танення льодовика трансформувало річкову мережу й привело до створення численних озер; поряд із ними виникли форми рельєфу додатного знаку – кінцево-моренні пасма, ози тощо.

Загалом дніпровським льодовиком були створені вихідні поверхні ландшафтогенезу, які складають значну територію України. Грунтово-рослинний покрив зазнав істотної перебудови й у теплі "післядніпровські" етапи субтропічні умови на території України, крім Південного берегу Криму, вже не відновились. Ця обставина дала підстави М. О. Куниці (2007) вважати, що початок дніпровського льодовиків'я є найбільш різким рубежем в еволюції ландшафтів плейстоцену, оскільки "знаменує зміну клімату субтропічного в теплі епохи кліматом помірним континентальним. В умовах цього клімату розвивалась, починаючи з кайдакського часу, ландшафтна структура, найбільш близька до сучасного типу" (Куница, 2007, с. 204).

Погоджуючись із важливою роллю дніпровського зледеніння у становленні сучасних ландшафтів України й навіть з його рубіжним значенням у цьому процесі, слід зазначити, що й у давніші холодні "льодовикові" етапи плейстоцену також мали місце вказані ефекти (лесоутворення, потужні кріотурбації, поява аркто-бореальних кріофітів і тундри в перигляціальной смузі тощо). Холодний перигляціальний архетип ландшафтогенезу виник на теренах України раніше – у приазовському етапі, а потім повторювався під час сульського та тилігульського етапів раннього плейстоцену. Порівняно з цими етапами трансформації ландшафтів дніпровського етапу були лише найбільш показовими, яскравими для холодного архетипу ландшафтогенезу. Дніпровське зледеніння – своєрідна кульмінація цього ландшафтогенезу на теренах України, а не етап, коли він тут вперше проявився.

Водночас дніпровське зледеніння й справді поділило етап плейстоценових трансформацій ландшафтів на два його відтинки (підетапи), на які вказує М. О. Куница. Додніпровський підетап характеризується відновленням у міжльодовиків'я елементів субтропіків у південних регіонах України, тоді як у післядніпровському підетапі цього вже не відбувалось. Є й інші відмінності природи України у час до й після дніпровського зледеніння, які розглянемо нижче. Отже, надаємо дніпровському зледенінню статусу рубезу між двома підетапами етапу плейстоценових трансформацій ландшафтів, а не статусу початку цього етапу.

Щодо дат початку та кінця дніпровського зледеніння існують контроверсійні оцінки: від 321 тис. р. по 180 тис. р. т. – для початку цього етапу й від 130 тис. р. по 260 тис. р. т. – для його кінця. Докладніше з цими поглядами можна ознайомитись за публікацією В. Г. Пазинича (2011).

2.3.2. Архетипи плейстоценового ландшафтогенезу

У загальнонауковому розумінні під архетипом мається на увазі сукупність рис, властивих усім феноменам певного класу й які визначають його найхарактерніші загальні особливості (Cambridge Academic..., 2008). Відповідно, під архетипом ландшафтогенезу розумітимемо сукупність процесів і змін ландшафту, які лишаються властивими кільком проміжкам часу (необов'язково послідовних), визначають принципову подібність цих проміжків між собою й, як наслідок – істотну відмінність ландшафтогенезу на інших часових інтервалах еволюції. Ландшафтогенез певного архетипу приводить до формування відповідних йому ландшафтів, подібних за своїми визначальними рисами.

Усі дослідники плейстоцену Євразії та Північної Америки його характерною рисою вважають чергування теплих і холодних етапів. Хоч би на скільки етапів представники різних шкіл палеогеографії не членували плейстоцен, усі ці етапи поділяються на два типи: холодні та теплі. Звичайно, різні етапи теплового типу відрізняються за своїми особливостями, й те саме стосується холодних етапів. Але між теплими етапами плейстоцену є багато спільних рис – як за процесами, які впродовж них відбувалися, так і за ландшафтами, які в результаті цих процесів виникали. Це ж стосується й холодних етапів.

Вказана обставина – подібність холодних і подібність теплих етапів і різкий контраст між ними – дають підстави говорити про два архетипи плейстоценового ландшафтогенезу: теплий міжльодовиковий і холодний перигляціальний. Уявлення про контраст між ними дає рис. 2.8, складений нами за матеріалами палеоландшафтних реконструкцій Н. П. Герасименко (2010).

На рис. 2.8 показано зональні типи ландшафтів, які існували в Середньому Придніпров'ї на різних етапах, підетапах і фазах плейстоцену та еоплейстоцену. Червоними смужками показано ландшафти теплих етапів, блакитними – холодних, а зеленими – проміжні між ними. Довжина смужки відповідає тривалості існування типу ландшафту за відповідний часовий проміжок. Як можна бачити з рисунку, після приазовського етапу зональні типи ландшафтів, що були поширені на рівнинній території України в плейстоцені, утворюють дві окремі, чітко розділені між собою "області" (кластери) – теплового та холодного ландшафтогенезу. Теплий ландшафтогенез привів до формування ландшафтів від помірно теплих бореальних до теплих суббореальних типів, а холодний – до ландшафтів виключно перигляціального типу.

До приазовського етапу плейстоцену області теплого та холодного ландшафтогенезу не були розділені між собою й між ними формувались ландшафти "перехідного" бореального типу. Наявність перехідної "області" ландшафтів (на рис. 2.8 її виділено зеленим фоном) свідчить про поступовість переходів від холодних до теплих етапів у цей час (він відповідає еоплейстоцену). Після приазовського етапу ця перехідна область щезає, що свідчить не тільки про те, що з того часу існували лише два контрастні архетипи ландшафтогенезу, а й про те, що переходи між ними мали різкий характер. Для багатьох видів рослин і тварин ці зміни були катастрофічними, оскільки призводили до істотного скорочення їх чисельності та локального вимирання, а для деяких видів – їх глобального (остаточного) вимирання. Ґрунтоутворення та седиментація порід (лесових) мали перервний характер.

Кліматичні умови, в яких відбувався ландшафтогенез двох вказаних архетипів, дуже сильно відрізнялись між собою. Графічне уявлення про цей контраст дає рис. 2.9.

Впадає у вічі відокремленість кліматичних ніш теплого та холодного ландшафтогенезу. У просторі трьох кліматичних показників етапи тепло-го і етапи холодного ландшафтогенезу утворюють дві ніші, які дуже несхожі за значеннями цих показників (див. рис. 2.9). Лише приазовський етап за своїми кліматичними умовами не потрапляє до жодної з ніш. Це може бути наслідком або неточності оцінок температурного режиму цього етапу або свідчити про його перехідний характер – від теплого еоплейстоцену до більш прохолодного плейстоцену.

Відокремленість кліматичних ніш двох архетипів плейстоценового ландшафтогенезу свідчить про істотні відмінності між кліматичними чинниками, під впливом яких формувались кліматично зумовлені типи ландшафтних територіальних структур. Передусім це стосується ландшафтної зональності. Вона, як покажемо далі, була в теплі та холодні етапи плейстоцену двох різних типів: солярного та парагляціального.

Якщо вдатися до мови теорії нерівноважної термодинаміки, то еволюцію ландшафтів протягом плейстоцену можна уявити як їхню самоорганізацію, яка здійснювалась шляхом почергового "звалювання" ландшафтогенезу до двох атракторів: холодного перигляціального та теплого міжльодовикового. Вони ніби притягували ландшафтогенез до себе, не дозволяючи йому стабілізуватись у проміжному (північно-бореальному) варіанті.

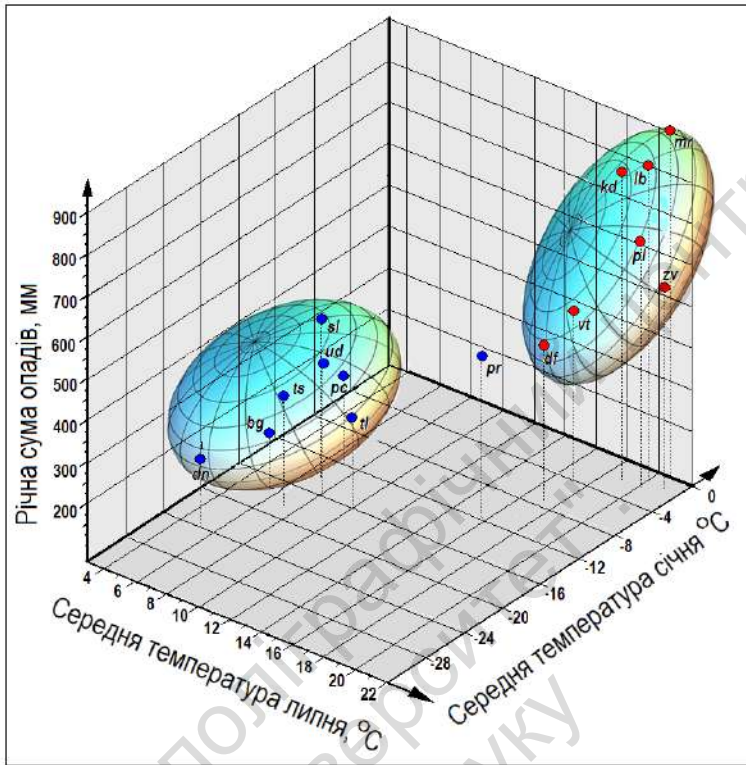


Рис. 2.9. Кліматичні ніші теплої і холодної архетипів плейстоценового ландшафтогенезу (складено автором за палеокліматичними реконструкціями для північної частини території України [Сиренко, Турло 1986]); індекси – стандартні позначення етапів плейстоцену України

Наявність двох яскраво відмінних між собою архетипів ландшафтогенезу відрізняє етап плейстоценових трансформацій ландшафтів від етапу їх неогенової передісторії. Як ми з'ясували в підрозд. 2.2, особливістю ландшафтогенезу неогену були виразні еволюційні тренди: бореалізації, ксероморфізації, природної фрагментації лісів та остепнення. Натомість у плейстоцені провідною закономірністю еволюції стала не спрямованість, а ритмічність змін, тобто почергова заміна холодної архетипу теплим. На тлі цих коливань загальний тренд до похолодання і ксерофітизації ландшафтів можна простежити лише окремо для теплих і для холодних етапів раннього та середнього плейстоцену.

Особливості вказаного тренду добре видно на рис. 2.8: тренд похолодання для холодної архетипу ландшафтогенезу простежується

дуже слабко й властивий тільки еоплейстоцену, тоді як для теплого архетипу цей тренд виражений більш чітко. Особливо відчутним він був у додніпровську фазу плейстоцену, коли під час його теплих етапів формувалися ландшафти, у ґрунтах та рослинності яких були виражені субтропічні риси (червонувато-коричневі ґрунти, пліоценові термофіли, такі як горіх *Juglans*, гікорі *Carya*, птерокарія *Pterocarya*, сумах *Rhus* та ін.). Після дніпровського зледеніння ландшафти України, крім кримських, цих рис вже не мали. У післядніпровську фазу плейстоценового ландшафтогенезу найтеплішим і вологим був перший її теплий етап (кайдацький).

Теплий міжльодовиковий архетип ландшафтогенезу

Теплий архетип ландшафтогенезу встановлювався під час етапів плейстоцену, які відповідали міжльодовиковим ритмам. Їх кліматичні умови коливались від субтропічних (у додніпровську фазу теплого ландшафтогенезу) до тепло-помірних і помірних (у післядніпровську фазу). Як видно з рис. 2.9, додніпровська фаза теплого ландшафтогенезу відзначалась більшою зволоженістю й теплозабезпеченістю. У складі тогочасної рослинності помітну роль відігравали термофільні види, у тому числі успадковані з пліоцену (*Pterocarya*, *Juglans*, *Carya*, шовковиця *Morus* та ін.). Ґрунти теплих додніпровських етапів плейстоцену були генетично близькими до голоценових. У північній частині території України вони були представлені бурими лісовими та чорноземоподібними ґрунтами, а на півдні – буровато-коричневими, коричневими, червонувато-коричневими. Усім їм властива підвищена гідроморфність – оглеєність, наявність карбонатних конкрецій та ін. (Сиренко, Турло 1986). Теплий ландшафтогенез післядніпровського часу відбувався в кліматичних умовах, доволі близьких до сучасних, і ландшафти субтропічного типу формувались лише на півдні Криму. Переважали ландшафти тепло-помірного і помірного типів.

Усім теплим палеогеографічним етапам плейстоцену притаманні такі характерні спільні (архетипні) риси: постседиментаційний тип ґрунтоутворення (формування ґрунтів на вже відкладених породах), формування зрілих повнопрофільних ґрунтів, витіснення деревною рослинністю трав'яної й поширення лісів, ландшафтна зональність солярного ("класичного") типу. Розглянемо стисло ці визначальні для теплого архетипу риси.

Постседиментаційне ґрунтоутворення і формування потужних ґрунтів. За співвідношенням процесів седиментації та формування ґрунтів розрізняють два типи ґрунтоутворення: сингенетичне та пост-

седиментаційне. Сингенетичне ґрунтоутворення (тобто формування ґрунту одночасно з породоутворенням) є архетипною рисою холодного ландшафтогенезу, тоді як для його теплового архетипу характерним є формування ґрунтів на вже відкладених породах (лесак). Такий тип ґрунтоутворення називають постседиментаційним (постседиментним). За нього ґрунти на елювіальних рівнинах та пологих схилах "росли вниз", тобто в теплі етапи плейстоцену відкладені раніше лесові породи охоплювались процесами ґрунтоутворення, які трансформували їх у ґрунтові товщі. Лише в ландшафтних смугах підніжжя схилів постседиментаційне ґрунтоутворення могло перериватись делювіально-пролювіальною акумуляцією.

Постседиментаційне ґрунтоутворення на лесових породах приводило до формування потужних, диференційованих на горизонти ґрунтових профілів. При цьому під лучною рослинністю профіль ґрунтів відзначався загалом більшою потужністю, а під лісовою – більш чіткою диференційованістю. Ця особливість територіальної зміни вертикального профілю ґрунтів властива й сучасним ландшафтам України. Холодному архетипу ландшафтогенезу формування потужних диференційованих ґрунтів зовсім не характерне.

Поширення лісів. У всі теплі етапи і підетапи плейстоцену відбувалось витіснення деревною рослинністю трав'яної. Щоправда, воно не доходило до остаточного зникнення степових геохор, особливо в широкинський, лубенський і прилуцький етапи. Але під час усіх теплих етапів плейстоцену лісова зона зміщувалась на південь, і її межі були розташовані південніше, ніж межі сучасної лісової зони України. Степи заміщались лісостепом. У додніпровський підетап теплового ландшафтогенезу степова зона взагалі не формувалась і в ареалі сучасної степової зони були поширені розріджені ксерофітні ліси та чагарники. Схему поширення лісових ландшафтів у теплі етапи плейстоцену наведено на рис. 2.10.

Порівняння схем, наведених на рис. 2.10, свідчить, що протягом теплих етапів плейстоцену межа між лісовою та лісостеповою зонами коливалась у доволі вузькій смузі (до 100 км завширшки). Натомість межа між лісостеповою та степовою зонами була дещо більш динамічною. Найбільше поширення лісостеп мав у мартоноський і кайдацький етапи, коли ліси виходили з долин річок і схилів балок і розростались на вододільних рівнинах Причорномор'я та Приазов'я. У ці етапи степова зона була представлена приморською смугою завширшки у кілька десятків кілометрів.

Дендрофлора лісів теплих етапів плейстоцену була набагато більш різноманітною, ніж лісових ділянок його холодних етапів. Але періодичні похолодання впродовж плейстоцену позначились на видовому багатстві українських лісів (та й європейських загалом). Порівняно з регіонами, які не зазнали плейстоценових зледенінь (наприклад, Далекий Схід Росії, Корейський півострів та ін.), центрально- та східноєвропейські ліси мають значно менше видове різноманіття, а полідомінантні ліси в Європі – рідкісний випадок, а не правило, як в азійських лісах тих самих широт.

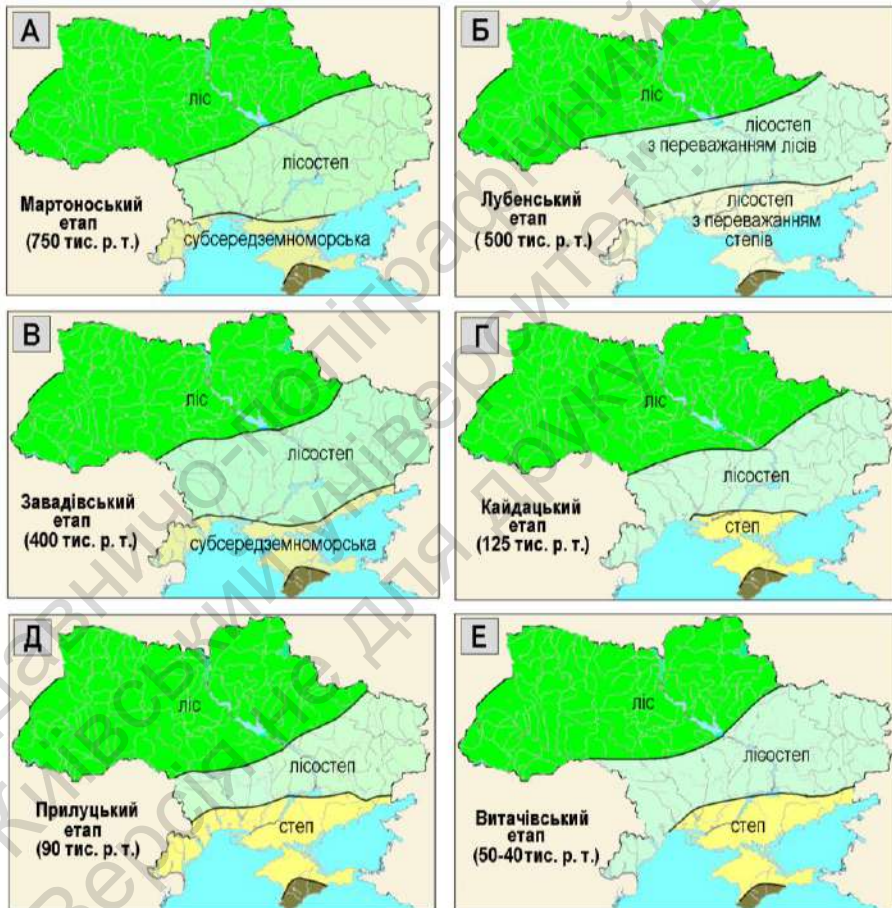


Рис. 2.10. Поширення лісових ландшафтів у теплі етапи плейстоцену (складено за картосхемами палеоландшафтів, розроблених Н. П. Герасименко [див. Матвіїшина та ін., 2010])

Ландшафтна зональність солярного типу. Зональність у загальному розумінні означає спрямовану в певному територіальному напрямку зміну комплексу умов, процесів, рис даного феномену (рослинності, ґрунтів, ландшафтів тощо) під впливом певного провідного чинника. В результаті формується смугастий або кільцевий рисунок утворених ареалів (зон). Зміст зональності визначається чинником, який спричиняє закономірну зміну залежних від нього рис ландшафту. Для теплого архетипу ландшафтогенезу таким чинником є кількість сонячної радіації, яка закономірно зростає у бік екватора. Внаслідок цього на рівнинах формується природна зональність солярного типу, яку в природничо-географічній літературі називають географічною, біокліматичною, широтною, ландшафтною. Вживатимемо далі останній термін, маючи, однак, на увазі, що її провідний чинник – не ландшафт, а кількість сонячної радіації.

У плейстоцені широтна ландшафтна зональність Східноєвропейської рівнини формувалась у теплі міжльодовикові етапи. При цьому на території України, починаючи з кінця пліоцену спектр ландшафтних зон (лісова – лісостепова – степова – субтропіки) лишався тим самим у всі ці етапи, а також у голоцені. Під час материкових зледенінь ця зональність щоразу руйнувалась (точніше – заміщувалась зональністю іншого, парагляціального, типу), але у міжльодовиків'я відновлювалась знову. З кожним ритмом руйнування-відновлення ландшафтних (солярних) зон України відбувалась їхня поступова "бореалізація", тобто зменшення участі термофільних видів рослин, заміщення рис субтропічного ґрунтоутворення суббореальним тощо. Починаючи з першого післядніпровського теплого етапу плейстоцену (кайдацького) зі спектра ландшафтних зон рівнинної України остаточно випала зона субтропічних освітлених лісів і чагарників. Зональний ландшафтогенез усе більше нагадував сучасний. Зокрема, саме в кайдацький час сформувалась степова зона, яка за складом рослин і характером ґрунтоутворення (гумусоаккумулятивного чорноземного) була близькою до сучасної.

Цікава й важлива для голоценової еволюції ландшафтів України риса термічної зональності полягає в тому, що положення меж ландшафтних зон усіх теплих етапів плейстоцену було дуже близьким. Хоча кожного холодного етапу плейстоцену термічна зональність ландшафтів руйнувалась, і, відповідно, межі між зонами щезали, але кожного теплого етапу вони знову відновлювались майже в тих самих місцях (рис. 2.11).

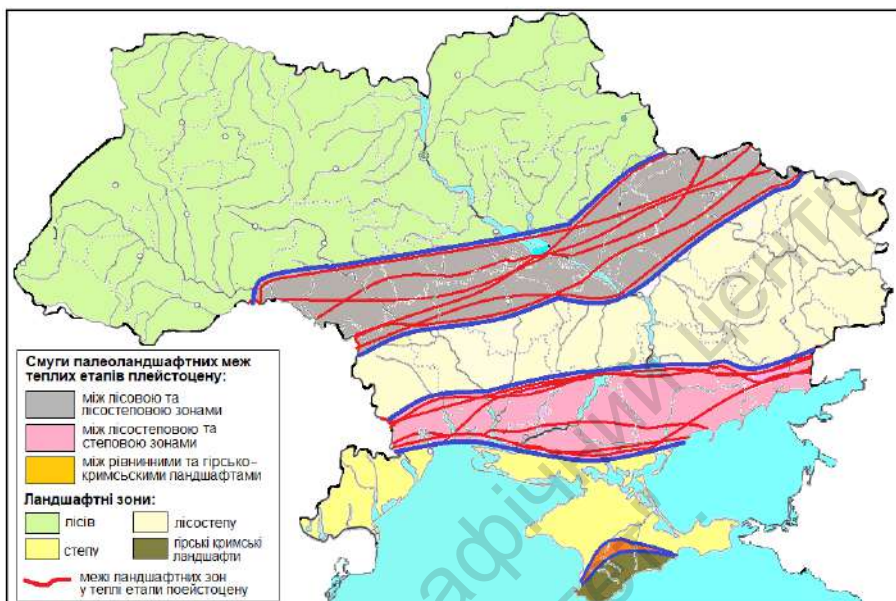


Рис. 2.11. Смуги, в яких пролягали межі між ландшафтними зонами в теплі етапи плейстоцену (складено автором за картосхемами палеоландшафтнв Н. П. Герасименко, наведених у роботі [Матвіїшина та ін., 2010])

Рисунок 2.11 свідчить, що смуги, в яких пролягали межі ландшафтних зон під час усіх теплих етапів плейстоцену, виявляються вузькими – до 100 км завширшки. В ці смуги потрапляють і сучасні межі між ландшафтними зонами України. Мовою теорії незворотної термодинаміки, ці смуги являють собою атрактори, до яких при черговому встановленні теплого архетипу ландшафтогенезу немов притягуються межі між зонами ліс-лісостеп і лісостеп-степ. Пояснити цей ефект тектонічними та геоморфологічними причинами не вдається, оскільки вказані смуги-атрактори не відповідають жодній лінії розломів та лініям перегину рельєфу.

Циклічність теплого ландшафтогенезу. Н. П. Герасименко (2004) як на загальну закономірність теплих етапів плейстоцену вказує циклічність, а саме – наявність двох підетапів ґрунтоутворення, розділених між собою підетапом лесоутворення (Герасименко, 2004). При цьому ранні підетапи ґрунтоутворення мали більше теплозабезпечення і зволоження, ніж пізні, а природні умови ландшафтогенезу змінювались у такому напрямку: прохолодні/вологі → теплі/вологі з рисами континентальності (ксеротермічні) → теплі/вологі з рисами океанічності (гігротермічні) → теплі/посушливі з рисами континентальності → прохолодні/посушливі з

рисами континентальності. Ці стадії відображають загальний тренд теплового ландшафтогенезу: від кріоаридного (початок теплих палеоетапів) через тепло-вологий оптимум до континентально-субаридно-аридного. П'ять названих стадій теплового ландшафтогенезу були властиві всім теплим палеоетапам плейстоцену, що правда з різним ступенем прояву. Забігаючи наперед, звернімо увагу на те, що й голоцену (як етапу теплового ландшафтогенезу) також властиві вказані стадії й описаний тренд.

Холодний перигляціальний архетип ландшафтогенезу

Холодний архетип ландшафтогенезу був властивий етапам похолодання під час материкових

зледенінь. Більшість науковців поділяють думку, що серед усіх плейстоценових зледенінь території України сягали лише два льодовикові щити: окського та дніпровського віку⁵. Окське зледеніння (500–410 тис. р. т.) поширилось у смузі вздовж північно-західного кордону України, яка на півдні обмежується вододілом між річками Сян і Дністер. Дніпровський льодовик (180–127 тис. р. т.)⁶ вкривав собою Середнє Придніпров'я до м. Верхньодніпровськ, а також північну частину Волинського Полісся.

В ареалах поширення льодовиків мали формуватися гляціальні умови ландшафтогенезу. Щоправда, існують емпіричні факти й концепції, які ставлять під сумнів суцільне покриття льодом вказаних ареалів. Згідно з ними на теренах України утворення, яке традиційно називають "льодовиковим щитом" чи "покривом", являло собою арену, де ділянки, вкриті шаром льоду, чергувались з ділянками, вільними від нього, але з глибоко промерзлимими ґрунтами. Тобто умови ландшафтогенезу в межах цих арен ("льодовикових щитів") варіювали від гляціальних до перигляціальних. Поза межами таких ареалів, а також під час холодних етапів плейстоцену, коли льодовик території України не сягав, зледеніння тут позначались кріотурбаціями ґрунтової товщі (мерзлотою), що є індикаторною ознакою перигляціальних природних умов. Власне, переважання під час холодних етапів плейстоцену перигляціальних умов ландшафтогенезу й дає підстави назвати його відповідний архетип перигляціальним (а не гляціальним чи льодовиковим).

⁵ Існують й інші погляди – як щодо більшої кількості зледенінь на теренах України (наприклад, А. Б. Богуцький і І. І. Залеський (2005). вважають, що їх було чотири), так і тверджень, що навіть і дніпровський льодовик не сягав меж України (Пазинич, 2007).

⁶ Тут вік дніпровського зледеніння дано за Н. П. Герасименко, яка корелює його з 6-ю ізотопно-кисневою стадією; у Стратиграфічному кодексі України дніпровський етап співвідноситься з 8-ю ізотопно-кисневою стадією (тобто 240–290 тис. р. т.).

До характерних рис ландшафтогенезу, які визначають його холодний перигляціальний архетип, належать: лесоутворення, багаторічна мерзлота та кріотурбації ґрунту, парагляціальний тип природної зональності, поширення мікротермних арктобореальних видів рослин, біогеографічна мозаїчність. Розглянемо ці архетипні риси перигляціального ландшафтогенезу.

Утворення лесових порід вважається важливим індикатором холодних етапів плейстоцену. Не торкаючись тут дискусії з приводу генезису лесових порід, слід зазначити, що за будь-якої гіпотези їхнього походження, утворення лесів припадає на холодні етапи плейстоцену. При цьому на території України, більше двох третин якої вкрито породами лесової формації, їхнє формування відбувалось під час усіх холодних етапів плейстоцену, навіть тоді, коли льодовик не вкривав собою територію нашої держави. Показово те, що максимальної швидкості утворення лесів в Україні набуло під час валдайського зледеніння, коли "льодовиковий щит" розташовувався в 300–400 км від північних кордонів України.

Нагромадження лесів у холодні етапи плейстоцену дещо загальмувалось під час коротких стадій повернення тепла, і в цей час формувалися примітивні ініціальні ("ембріональні") ґрунти тундрового типу. Такий переривчастий у часі характер ґрунтоутворення також можна вважати архетипною рисою перигляціального ландшафтогенезу. Як наслідок – лесова товща насправді являє собою чергування шарів суто лесових порід (без ознак їх переробки ґрунтовими процесами) й прошарків викопних ґрунтів. Природно, що чим далі на південь, тим більшою була теплозабезпеченість ландшафтогенезу й лесонагромадження тут йшло паралельно із сингенетичним ґрунтоутворенням. Через це лесова товща Причорноморської низовини і Рівнинного Криму складається майже повністю з шарів викопних ґрунтів, тоді як у північній смузі області поширення лесів України (сучасні зони широколистих лісів і лісостепу) переважають відклади лесових порід (Веклич, Сиренко, 1976).

Багаторічна мерзлота та кріотурбації. За межами територій, вкритих льодом, розташовувалась смуга багаторічної мерзлоти. Як було вказано вище, саме вона (а не "льодовикові покриви", існування яких на території України можна піддати сумніву) є найхарактернішою ознакою холодного перигляціального ландшафтогенезу плейстоцену. Н. П. Герасименко (2004) серед індикаторів перигляціальних ландшафтів перелічує наявність псевдоморфоз по льодових клинах, полігональні мережі первинно-ґрунтових жил, соліфлюкції, кріогенні

текстури, тріщини з роздувами та інші кріогенні форми, що вказують на багаторічну мерзлоту.

Протягом плейстоцену тенденції змін розмірів льодовикових покривів і ареалів багаторічної мерзлоти були протилежними: якщо льодовикові покриви від ранніх до пізніх ставали дедалі меншої площі, то багаторічна мерзлота кожного наступного зледеніння охоплювала усе більші території. Свого максимального розвитку вона набула в останню фазу вюрмського (валдайського) зледеніння (25–10 тис. р. т.), коли на Східноєвропейській рівнині південна межа області багаторічної мерзлоти знаходилась на 45–46° пн. ш. На цей час лише південна смуга Причорноморської низовини належала до області глибокого сезонного промерзання лесів. А. О. Величко (1973) валдайське зледеніння назвав кріогенним етапом плейстоцену, який змінив попередній гляціогенний етап. Характерною особливістю цього етапу було переважання фізичного вивітрювання над біогеохімічним. Ґрунтоутворення та sukcesії рослинності були дуже пригнічені.

Парагляціальний тип природної зональності. В умовах холодного клімату льодовикових етапів плейстоцену солярна зональність на території Європи практично не проявлялась. Для цього потрібний відповідний широтний температурний градієнт, а в епохи похолодань він був замалий для того, щоби в перигляціальній області виникла її диференціація на кліматичні зони. Втім природна зональність цієї області існувала й простежувалась за багатьма рисами ландшафтів. Ця зональність мала іншу, ніж солярна, природу й її чинником була дія льодовикового щита на прилеглу територію.

З віддаленням від льодовикового щита потоки холоду, танення льоду, промерзання ґрунту, транспорт та акумуляція матеріалу, інші геодинамічні процеси змінювали свою інтенсивність і форми прояву. В результаті виникала територіальна конфігурація (рисунок) смугастого типу, яка охоплювала собою території у сотні тисяч кв. кілометрів. Така структура за своїм рисунком та сутністю (зміна у певному напрямку умов, процесів і рис ландшафтів під впливом спільного провідного чинника) є структурою зонального типу. К. Баллантайн запропонував термін "парагляціальний" для процесів, форм рельєфу і ландшафтів, які безпосередньо або опосередковано зумовлені льодовиком (Ballantyne, 2002). Пристанемо на цю пропозицію й зональність описаного типу назвемо парагляціальною.

Парагляціальна зональність представлена двома поясами: гляціальним і перигляціальним. Між ними розташована перехідна (екотонна) зона, де суходільні ділянки, вкриті льодом, чергуються з ділянками, вільними від

нього. Мала потужність моренних відкладів на значній частині території України, що покривалась льодовиками, а також їх несучільне (переривчасте) поширення живлять припущення, що тут області дніпровського й, особливо, окського льодовиків належали до перехідної гляціально-перигляціальної зони, а не до гляціальної.

Перигляціальний пояс складається з декількох зон, послідовність яких описує зменшення наслідків охолоджувального та іншого впливу льодовика на позальодовикові простори. В холодні етапи плейстоцену це зменшення стосувалось кріотурбацій ґрунтів, характеру рослинності, співвідношення між ґрунто- та лесоутворенням. Як наслідок – формувалась зональність комплексного змісту, провідним чинником якої був вплив льодовика на холодний ландшафтогенез.

Парагляціальна зональність, створена ландшафтогенезом холодного архетипу, з настанням теплих етапів плейстоцену руйнувалась. Потепління, відступ льодовика та деградація багаторічної мерзлоти призводили до посилення радіаційних та біокліматичних чинників ландшафтогенезу й, як наслідок, відновлення ландшафтно-зональності солярного типу. У теплі етапи плейстоцену парагляціальна зональність не формувалась. Однак деякі її важливі риси, в тому числі територіальний рисунок, зберігались. Навіть більше того, ці риси істотно впливали на становлення солярної зональності, зокрема й на межі між ландшафтними зонами. Оскільки сучасна ландшафтна зональність – лише підтвердження цього правила, розглянемо це питання докладніше.

На території України головні риси парагляціальної зональності плейстоцену визначали три абіотичні процеси: поширення багаторічної мерзлоти, утворення лесових порід, формування флювіогляціальних відкладів під час танення льодовикових покривів.

Зональність ареалу багаторічної мерзлоти відома давно. В межах України Н. П. Герасименко (2004) за особливостями кріотурбацій ґрунтів виділяє дві системи ландшафтів: перигляціальну та субперигляціальну. За їх конфігурацією, розташуванням, механізмами утворення ці системи слід вважати зонами парагляціального типу.

Зональність лесового покриву Середньої Європи та України також є віддвна й добре відомим фактом. Для території України М. Ф. Веклич (1968) виділяє три зональні варіанти (субформації) лесів: північну зону лесів (жовтувато-сизуватого кольору, легкосуглинкові та супіщані), середню зону лесів (жовтувато-бежевого кольору, переважно середньосуглинкові, потужні, з прошарками викопних ґрунтів), південну зону лесів (жовтувато-бурі та жовтувато-коричневі, важкосуглинкові,

ущільнені, загіпсовані, перероблені процесами педогенезу). У покриві льодовикових відкладів на території України також простежується зональність. Льодовикові відклади (морена) тяжіють до північної смуги Полісся (здебільшого – Волинського і Київського), водно-льодовикові (моренно-зандрові та зандрові) обіймають південну частину Полісся та Мале Полісся.

Межа між лесовими та льодовиковими формаціями (зонами) в межах України є лінійною, якщо проводити її тільки по породах верхнього літостратиграфічного горизонту (ґрунтоутворних). Однак у межах поширення дніпровського зледеніння на Придніпровській височині, Середньодніпровській терасовій і Полтавській рівнинах льодовикові відклади (переважно зандрові та лімногляціальні) перекриті шаром лесових порід молодшого віку. М. О. Куниця (2007) називає ці області "лесовим льодовиковим районом". Такі ж області є на лівобережжі верхнього Дністра і в українській частині басейну р. Вісла. Їх можна вважати своєрідним екотонном (перехідною зоною) між льодовиковими та лесовими зонами України.

Розглянуті вище зони парагляціального типу були сформовані у різний час і трьома різними процесами. Серед них лише наслідки зональної диференціації багаторічної мерзлоти практично стиралися теплим ландшафтогенезом з його солярною зональністю. Натомість зональність лесового покриву та відкладів льодовикової формації на території України лишалась і в теплі етапи плейстоцену з голоценом включно.

Якщо узагальнити викладені вище закономірності поширення парагляціальних зон, то в сучасній ландшафтній структурі України простежується така послідовність їх змін у напрямку з півночі на південь: зона фрагментарного поширення льодовикових відкладів (а також моренних горбів і пасом) на тлі моренно-зандрових відкладів – зона переважно водно-льодовикових (моренно-зандрових, зандрових, лімногляціальних) відкладів – "лесова льодовикова зона" (льодовикові відклади, перекриті лесом) – зона північних малопотужних супіщаних лесів – серединна зона потужних середньосуглинкових лесів – південна зона важкосуглинкових ущільнених лесів. Розташування цих зон показано на рис. 2.12.

Зональна структура, зображена на рис. 2.12, була сформована у різні холодні епохи плейстоцену. Її вік слід відлічувати як мінімум від часу дніпровського зледеніння, а для південної частини України – ймовірно від давніших холодних етапів раннього плейстоцену (приазовського – ?). В той самий час парагляціальна структура на рис. 2.12 є сучасною в тому

розумінні, що її зони не тільки чітко простежуються нині, а й в тому, що до них тяжіють важливі природні межі сучасного ґрунтового-рослинного покриву України. Так, сучасна межа між мішанолісовою та лісостеповою зонами має не кліматичний, а літологічний характер, бо визначається межею між льодовиковими (піски та супіски) і лесовими (суглинки) відкладами. Ця зональна межа була зумовлена не солярною зональністю голоцену, а парагляціальною зональністю більш ранніх холодних етапів плейстоцену.

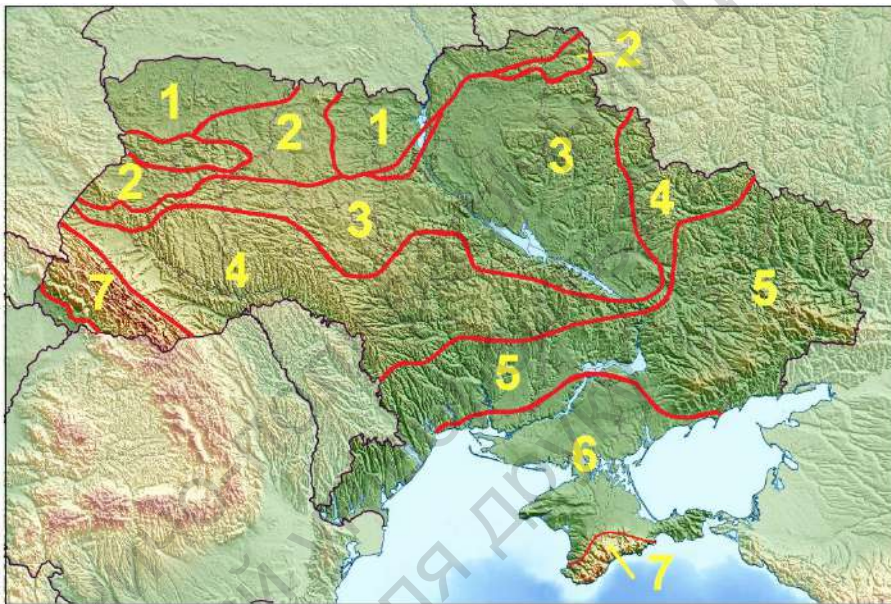


Рис. 2.12. Схема парагляціальної зональності в сучасному ландшафтному устрої території України: парагляціальні зони – 1 – фрагментарного поширення льодовикових відкладів на тлі моренно-зандрових відкладів; 2 – переважно водно-льодовикові відклади; 3 – "лесова льодовикова зона" (льодовикові відклади, перекриті лесом); 4 – північні малопотужні супіщані ліси; 5 – потужні середньосуглинкові ліси; 6 – важкосуглинкові ущільнені ліси; 7 – гірські регіони

Отже, парагляціальна зональність, формування якої зобов'язане холодному ландшафтогенезу, немов вплетена в солярну зональність теплих етапів плейстоцену і голоцену. Межі між парагляціальними зонами слугують за каркас для зон солярної зональності, межі якої тяжіють до границь парагляціальних зон. Про збіг межі сучасної мішанолісової зони з межею між льодовиковими та лесовими зонами вже йшлося вище. Інший показовий приклад – тяжіння південної межі

лісостепової зони до межі між зонами "серединного" та "південного" лесів. Якщо зіставити палеогеографічні схеми зональності на різні теплі етапи плейстоцену (Герасименко, Матвіїшина 2007), то впадає у вічі, що південна межа лісової зони в усі ці етапи коливалась у вузькій смузі. На рис. 2.13 показано межі лісової зони у ці етапи, а також межу між зонами "серединного" та "південного" лесів України.

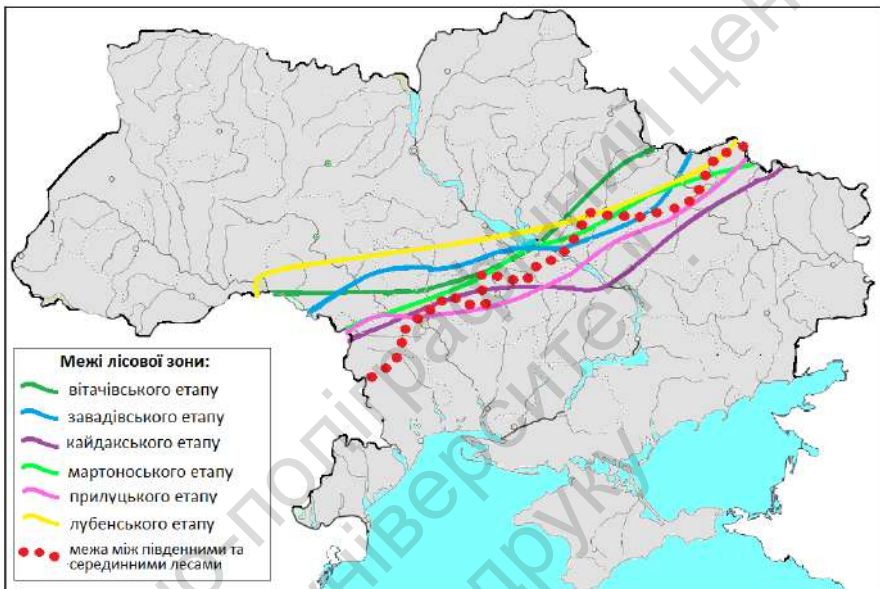


Рис. 2.13. Межі лісової зони в теплі етапи плейстоцену (Герасименко, Матвіїшина, 2007) та межа між "серединним" та "південним" лесом (Веклич, 1968)

З рис. 2.13 видно, що межі лісової зони теплих етапів плейстоцену відхилялись від межі між зонами "серединних" та "південних" лесів на відстані лише у десятки кілометрів. З урахуванням континуального характеру цих меж, можна вважати, що такий їхній збіг є дуже виразним. Попри відмінності теплих етапів плейстоцену за їх тепло- та вологозабезпеченістю, що мало б впливати на розташування ландшафтних зон, межа лісових зон завжди пролягала вздовж парагляціальної межі між "південними" та "серединними" лесами. Отже, межа, що була сформована холодним перигляціальним ландшафтогенезом, контролювала територіальну конфігурацію лісової та лісостепової зон України у теплі етапи плейстоцену й в голоцені.

Якщо взяти до уваги, що під час заключних фаз холодного ландшафтогенезу значно активізувались екзогенні процеси, активно

закладались річкова та ерозійна мережі разом з їх схилами, створювались льодовикові та еолові форми рельєфу, формувалась і розпадалась система озер тощо, то можна висунути припущення, що абіотична складова сучасних ландшафтів була більшою мірою сформована холодним перигляціальним ландшафтогенезом, ніж теплим. Парагляціальна зональність визначила також деякі важливі рубежі сучасного ґрунтового-рослинного покриву України. Хоча цей покрив був сформований протягом голоцену, однак його територіальна упорядкованість значною мірою була передумовлена територіальними структурами ландшафту, що були створені холодним перигляціальним ландшафтогенезом.

Це припущення змушує з певним скепсисом сприймати гіпотези щодо мало не кардинальної перебудови ландшафтно-зональності Європи у зв'язку з т. зв. глобальним потеплінням. Крім ефекту інерційності реакції ґрунтів і рослинності на зміни клімату, важливо враховувати й те, що поширення зональних та інших типів рослинності і ґрунтів контролюється не тільки кліматом, а й абіотичними чинниками. Серед них межі парагляціальних зон відіграють важливу стабілізуючу роль у хорологічній динаміці ґрунтів і рослинності ландшафтів, немов прив'язуючи до себе їх зональні межі.

Поширення холодолюбних (мікротермних) видів рослин і тварин – архетипна ознака холодного перигляціального ландшафтогенезу. Численні палінологічні, малакофауністичні та інші дані свідчать, що в усі холодні етапи плейстоцену на територію України мала місце експансія мікротермних (холодолюбних) видів організмів. Основний напрямок цієї експансії був, звичайно, північний і з ним до території України мігрували такі кріофіти, як береза карликова *Betula nana* та низька *B. humilis*, чагарникова вільха виду *Alnus* (= *Alnaster*) *fruticosa*, верба полярна *Salix polaris*, плауни видів *Lycopodium dubium*, *L. lagopus* і *Diphazium alpinum*, багаторічна папоротеподібна *Botrychium boreale* та ін. Ці види – типові елементи тундрової рослинності, які й сьогодні зустрічаються в зонах тундри та лісотундри.

Інший шлях поширення мікротермних видів рослин пов'язаний зі зниженням у холодні етапи плейстоцену висотних поясів Карпат. Звідти на прилеглі рівнини поширювались елементи холодолюбної високогірної флори. Ареал цього поширення сягав північних схилів Волино-Подільської височини. Так, палінологічні описи відкладів часу валдайського (середньовюрмського) зледеніння вказують на участь у цьому регіоні представників високогірної флори Карпат (вільха зелена *Alnus*

viridis (= *Duschekia alnobetula*), дріада восьмипелюсткова *Dryas octopetala*, рутвиця альпійська *Thalictrum alpinum*, плаун альпійський *Diphasiastrum alpinum*), плаунок плауноподібний *Selaginella selaginoides* та ін.). Більшість цих видів були поширені в холодні етапи пізнього плейстоцену та дріасу також і на Волинській височині (Безусько та ін., 2011).

Присутність холодолюбних арктобореально-альпійських видів у складі рослинності холодних етапів плейстоцену є характерною (архетипною) ознакою холодного ландшафтогенезу. У ці етапи були також поширені й типові представники тваринного населення тундри – лемінги *Lemmus* і *Dicrostonyx*, полярна куріпка *Lagopus muta*, північний олень *Rangifer tarandus* та ін., а також холодолюбні види мамонтового комплексу – мамонт *Mammuthus primigenius*, шерстистий носоріг *Coelodonta antiquitatis*, вівцебик *Ovibos moschatus* та ін. Ґрунти, що формувались на багаторічній мерзлоті, також були тундрового, точніше – тундроглейового типу (за номенклатурою ґрунтів WRB – Cryosols і Cryic Histosols⁷).

Наявність елементів тундрової флори, фауни і ґрунтів у ландшафтах холодних етапів плейстоцену ще не свідчить про те, що у ці етапи на території України існувала зона типової тундри. Арктобореальні та альпійські види входили до складу т. зв. перигляціальних степів і лише в окремих геохорах могли утворюватися фітоценози тундрового типу. У суцільну зону вони не змикались. Можна хіба що припустити, що вздовж краю дніпровського льодовика існувала неширока смуга ландшафтів із фрагментарним і розрідженим у цих фрагментах рослинним покривом, складеного переважно видами, типовими для тундри. На такому уявленні ґрунтується кілька відомих картосхем ландшафтів дніпровського палеогеографічного етапу. Так, на його картосхемі у роботі (Палеоландшафти України: карти, 2011) виділено смугу "гляціальних ландшафтів з піонерними угрупованнями рослинності арктобореального типу", яка оторочує льодовикове тіло дніпровського льодовика. Аналогічну смугу ландшафтів тундрового типу виділяють для дніпровського етапу Н. О. Сиренко та С. І. Турло (1986), а за малакофауністичними даними – І. В. Мельничук (2004).

Інший погляд щодо відсутності зони типової тундри на території України навіть і у прильодовиковій смузі також є популярною. Наприклад, дослідивши це питання на прикладі Українського Розточчя, Б. І. Яворський (2010) доходить висновку, що поширення материкового

⁷ Типи ґрунтів за WRB встановлені за роботою (Kimble, 2004).

зледеніння у середні широти супроводжувалось контактуванням елементів географічно віддалених і розділених в сучасних умовах типів ландшафтів: льодовикових, тундрових, лісостепових і степових. Внаслідок перемішування цих елементів у прильодовиковій смугі утворились специфічні полігенетичні та гетерогенні за складом палеоландшафти. Інакше кажучи – тундрові геохори лише входили до складу ландшафтних покривів прильодовикових смуг, але окремої зони не формували.

Зона тундри, якщо вона під час дніпровського зледеніння й справді була на території України, не існувала в інші холодні етапи плейстоцену. Тому ми й не розглядаємо наявність цієї зони як архетипну рису перигляціального ландшафтогенезу (адже така риса повинна бути властивою усім його етапам). Натомість інша особливість ґрунтово-рослинного покриву перигляціальних ландшафтів була властива всім холодним етапам плейстоцену. Йдеться про біогеографічну мозаїчність.

Біогеографічна мозаїчність. Абсолютна більшість дослідників плейстоцену Північної Євразії вважають, що біота його холодних етапів мала змішаний характер. Під цим феноменом мається на увазі одночасна присутність (здебільшого не вказується – де саме) представників різних природних зон: тундри, лісових, степу і лісостепу, а також лучних, болотних, гірських видів флори і фауни. За характером цього "змішування" стали виділяти тундростепові, тундролісостепові та інші подібні ландшафти, рослинність, фауністичні комплекси.

З ландшафтно-географічного погляду особливий інтерес становлять просторові аспекти феномену змішування видів, зокрема – на якому чи на яких територіальних рівнях воно відбувалось і у структурах якого типу знаходило свій прояв, якщо він й справді був. Спробуємо розібратись із цим питанням.

У буквальному розумінні "змішування" біоти означає існування зонально, екоморфічно й в інших аспектах дуже різних видів разом, обабіч один одного. Мовою ландшафтознавства це означає змішування біоти в межах одного геотопу. За своєю сутністю процес змішування, якщо він не має територіальних і часових перепон, призводить до формування гомогенного рослинного покриву, хоч і складеного дуже різними видами. З позицій ландшафтознавства це означає ландшафтний покрив, в якому не простежуються зональність, провінційність та інші прояви ландшафтної впорядкованості великого за розміром регіону. Власне, концепція гіперзональності, під якою її автор А. О. Величко (1973) мав на увазі відсутність біокліматичної диференціації ареалу

перигляціальних ландшафтів, близька до цього твердження. Оскільки, на думку багатьох дослідників, рослинний покрив пізнього плейстоцену був "змішаним" тундро-степовим і тундро-лісостеповим і водночас основою, на якій сформувався рослинний покрив голоцену, то важливо пересвідчитись в обґрунтованості цього припущення.

Існування геотопів, у межах яких були б одночасно поширені види, властиві степу, тундрі, лісовій зоні, теоретично можливе. Для цього необхідно, щоб екологічні ніші цих видів перетиналися й зона їхнього перетину відповідала екологічним умовам певного геотопу. Кліматичні та едафічні умови перигляціального поясу (низькі температури, мала тривалість вегетаційного періоду, низька вологість, бідність субстрату) відповідали потребам арктобореальних та альпійських видів (береза карликова *Betula nana*, низька *B. humilis*, чагарникова вільха виду *Alnus* (= *Alnaster*) *fruticosa*, верба полярна *Salix polaris*, плауни *Lycopodium dubium*, *L. lagopus* і *Diphazium alpinum* та ін.). Більшість цих видів належать до стрес-толерантів, які можуть існувати в екстремальних умовах, але мають при цьому вузькі екологічні ніші. Ці ніші могли частково перекриватися з нішами видів, оптимальні умови існування яких складаються в інших зонах (зокрема, у степовій), але які при цьому мають широкі екологічні амплітуди й здатні адаптуватися до умов перигляціального поясу. Отже, теоретично ніші перигляціальних геотопів могли заповнюватись (за Р. МакАртуром, упаковуватись) видами, які зростають у різних зонах, а також видами, які вважаються інтра- та полізональними.

Безпосередніх фактичних даних для плейстоцену, які б підтверджували чи спростовували ці суто теоретичні викладки, отримати в принципі неможливо (як неможливо їх отримати й для підтвердження концепції змішування біоти та гіперзональності). Адже, по перше, відклади областей покривних льодовиків і прильодовикових (не лесових) областей практично не містять органіки й не дають змоги робити безпосередні висновки щодо складу біоти, а тим більше – про біотичний покрив цих областей під час панування холодного архетипу ландшафтогенезу. По друге, "змішаний" характер біоти, який нібито властивий цьому архетипу, насправді стосується складу виявленого пилку або остеологічного матеріалу. Він "змішується" у пробі відбору цього матеріалу, але це не свідчить про те, що й у межах одного геотопу чи мікрогеохори зростали види рослин, які є типовими для географічно віддалених природних зон.

Непрямым підтвердженням можливості існування геотопів "змішаних" типів можуть слугувати геотопи, які нині можна зустріти у

лісостеповій і широколистолисовій зонах України. Йдеться про освітлені (геміксерофільні) діброви, трав'яний ярус яких складають мезоксерофільні лучностепові і ксерофільні степові види, такі як астрагал данський *Astragalus danicus*, горицвіт весняний *Adonis vernalis*, серпій увінчаний *Serratula coronata* та ін. Тут представники лісової зони змішуються з представниками лучного степу, й саме такі геохори слід би вважати лісостеповими. Лісостеповими навіть можуть вважатися й геотопи з таким "змішаним бізональним" флористичним складом. Звернімо увагу на те, що в цих геотопах "змішуються" представники територіально сусідніх зональних типів рослинності – широколистих лісів і лучних степів.

На перигляціальних рівнинах України за описаним механізмом могли, ймовірно, формуватися геотопи зі змішаним флористичним складом. Але через те, що варіація екологічних умов в межах геотопу незначна, то в ньому могли співіснувати види, подібні за своїми екологічними вимогами. У біогеографічних термінах це означає, що в одному геотопі навряд чи могли одночасно зростати представники географічно розділених і дуже віддалених між собою зон (наприклад, тундри та широколистоного лісу). Тобто "змішаних" тундростепових чи тундролісостепових геотопів у ландшафтному покриві перигляціальних рівнин, ймовірно, не було, або ж вони були рідкісними й займали незначні площі.

Це наше твердження мотивоване тим, що для виживання степових ксерофітів в умовах холодного клімату, багаторічної мерзлоти, бідного субстрату ці рослини повинні мати специфічні морфологічні ознаки, такі як щільна розетка, плагіотропні пагони та ін. Цьому комплексу вимог відповідали лише небагато видів, переважно родів *Artemisia*, *Ephedra*, *Chenopodioideae* (лободові). Вони аж ніяк не є едифікаторами і домінантами зональних степових ценозів⁸. Перелічені та деякі інші трав'яні та чагарничкові види й створювали угруповання (а, може, й агрегації), які в палеогеографічній літературі стали називати "степовими", або "холодно-степовими". Вони були властиві геотопам з дещо менш суворими кліматичними умовами й багатшим на поживні елементи субстратом. "Змішуватись" з арктобореальними видами "холодно-степові" види полину, ефедри, лободових могли лише в окремих геотопах, де складалась екологічна умова, прийнятна для обох цих груп рослин. Оскільки ці вимоги доволі різні, то рідкісними мали бути й геотопи з

⁸ Едифікаторами степової рослинності України є ковила пухнаста *Stipa capillata*, українська *S. ucrainica*, Лессінга *S. lessingiana*, костриця валійська *Festuca. valesiaca*, житняк гребінчастий *Agropyron pectinatum*, інші злаки. У перигляціальних ландшафтах вони не зростали.

такими умовами. Натомість геохори вищих рангів (нано-, мікро-, мезогеохори) цілком могли поєднувати "арктобореальні" та "холодно-степові" геотопи (наприклад, у мікрогеохорі на схилах різних експозицій).

Аналогом змішування біоти та її мозаїчної територіальної структури під час холодних етапів плейстоцену може слугувати сучасна лісостепова зона України. Вона являє собою мозаїку, що складається з лісових, лучно-степових, степових, і змішаних лісостепових (освітлені геміксерофільні діброви) геохор. Причому площа власне лісостепових геохор (цю площу визначаємо за ареалами поширення чорноземів опідзолених і чорноземів типових вилугуваних) складає менше чверті площі лісостепової зони. Ймовірно, такий само мозаїчний устрій мав рослинний покрив перигляціальних рівнин України. В ньому геотопи і геохори локального рівня (нано- та мікрогеохори) зі справді змішаним тундростеповим або й тундролісостеповим покривом обіймали лише частину площі цих рівнин (імовірно, не більш як 25 %). Решта території була представлена мозаїкою тундрових, кріоксерофітних степових, мезофітних лучних, болотних геохор. На півдні цієї зони, а також у вологі фази холодних етапів плейстоцену в ній брали участь геохори соснових, березових, вільхових лісів. Ця територіальна мозаїка й стала основою формування рослинного, ґрунтового та ландшафтного покривів голоцену.

Отже, з ландшафтознавчо-географічних позицій слід вести мову не про гіперзональність і змішування біоти перигляціальних рівнин холодних етапів плейстоцену (це – гомогенізація їх біотичного покриву), а про біотичну мозаїчність перигляціальних рівнин. Змішування біоти тут мало полімасштабний характер: на рівні геотопу (істинне змішування біоти, але близьких за екологічними вимогами видів) і на рівні геохор локального масштабного рівня (сусідство контрастних геохор різної зональної та азональної належності).

Якщо ж розглядати рослинний покрив зони, яку в палеогеографії називають "тундролісостеповою" зі змішаним характером рослинності, то слід мати на увазі, що "змішувались" не рослини різної зональної належності, а геотопи різного зонального типу (тундрові, "холодно-степові", "холодно-лісостепові") формували складні територіальні мозаїки. Аналогів таких "полізональних" мозаїк сьогодні на території Європи немає. Це – архетипна риса холодного ландшафтогенезу.

Завершимо розгляд холодного перигляціального ландшафтогенезу з'ясуванням часу, коли на території України закінчився останній етап його панування. З огляду на те, що провідним чинником виникнення та

підтримання перигляціального архетипу ландшафтогенезу є наявність багаторічної мерзлоти, час її зникнення слід вважати за час зміни холодного ландшафтогенезу теплим. А. О. Величко (1973) надає цій події (зникнення мерзлоти) особливого значення – аж до критерію межі між голоценом і плейстоценом. На території України багаторічна мерзлота зникла від 9 до 10 тис. р. т., але певний час після цього біота перигляціального типу ще зберігала свої риси – як окремі арктобореальні види, так і свою мозаїчну структуру. На думку Л. Г. Безусько з колегами (2011), цей перехідний етап охопив мало не весь бореальний період голоцену. Узагальнивши палінологічні матеріали, автори констатують, що остаточне зникнення переважної більшості елементів перигляціального типу рослинності відбулось наприкінці бореалу. Відтоді теплий архетип ландшафтогенезу із властивою йому солярною зональністю, опановує територію України й триває тут дотепер. Докладніше про межу між останнім холодним етапом ландшафтогенезу і голоценовою історією ландшафтів України йтиметься у наступному розділі книги.

Порівняння теплого і холодного архетипів плейстоценового ландшафтогенезу наведено в табл. 2.1.

Таблиця 2.1

Характерні риси теплого та холодного архетипів плейстоценового ландшафтогенезу

Архетипні риси ландшафтогенезу	Теплий архетип ландшафтогенезу	Холодний архетип ландшафтогенезу
<i>Тип широтної зональності</i>	солярний	парагляціальний
<i>Визначальний процес гіпергенезу</i>	ґрунтоутворення	породо (лесо)-утворення
<i>Тип ґрунтоутворення</i>	постседиментаційний	сингенетичний
<i>Потужність і розвчиненість ґрунтового профілю</i>	формування потужних, структурно-диференційованих ґрунтів	формування ембріональних, примітивних ґрунтів
<i>Домінантні біоми</i>	деревні (лісові)	трав'яні
<i>Характерні екоморфи</i>	наявність термофілів (теплолюбних, макротермних видів)	наявність кріофілів (холодолюбних, мікротермних видів)
<i>Рисунок біотичного покриву</i>	стріальний	мозаїчний

Щодо переходів від одного архетипу ландшафтогенезу до іншого висловлюються різні думки. Українські палеогеографи вважають, що "зміна у часі одних інваріантів пізньокайнозойських ландшафтів іншими (наступними) відбувалась, імовірно, дуже швидко, у геохронологічному розумінні майже миттєво" (Матвіїшина та ін., 2010, с. 10). Це також підтверджує рис. 2.9, з якого видно, що проміжних, перехідних між вказаними двома архетипами ландшафтогенезу у плейстоцені практично не було. Однак А.О. Величко з колегами висловлюють думку, що в різних регіонах цей перехід мав неоднаковий характер: "перехід від кінця міжльодовиків'я до зледеніння по-різному відбувався в Центральній та Східній Європі. У Центральній Європі перехід був поступовий зі збереженням лісової рослинності, на Східноєвропейській рівнині мала місце деградація лісів і поширення відкритих просторів" (Величко и др., 2004). Більшу поширеність ландшафтів широколистих лісів у право-, ніж у лівобережній частинах України можна вважати свідченням слушності цієї думки. Щоправда, її в такому разі слід доповнити тим, що й у межах Східноєвропейської рівнини також простежується відмінність у переході від міжльодовиків'я до зледеніння: на заході цієї рівнини він більш поступовий, ніж на сході.

Вказану територіальну особливість переходу від теплого до холодного ландшафтогенезу можна вважати однією з причин більшого поширення рефугіумів плейстоценової рослинності на правобережній частині України, ніж на лівобережній. У свою чергу, насиченість рефугіумами Правобережжя зумовила його більшу лісистість, а також формування тут у голоцені зони широколистих лісів. На лівобережжі Дніпра більшість вітчизняних фізико-географів цю зону взагалі не виділяють (Маринич, Шищенко, 2003; Ландшафти: карта, 2007 та ін.).

2.3.3. Біотичні рефугіуми плейстоцену

У річищі проблеми переходу від холодного до теплого архетипу ландшафтогенезу лежить питання відновлення рослинності теплих етапів плейстоцену після його холодних етапів. Як ми бачили вище, для ландшафтної географії України воно також тісно пов'язане з проблемою становлення зони широколистих лісів та її сучасного ареалу.

Огляд концепцій

Питанням виживання термофільних видів у холодні етапи плейстоцену та їх розселенням у його теплі етапи переймалося багато природознавців, серед них такі авторитети, як Й. К. Пачоський, С. І. Коржинський, Г. Е. Гроссет,

Ю. Д. Клеопов, Є. М. Лавренко, І. Г. Підоплічко, В. Шафер та ін. Різноманіття висловлених думок С. Л. Мосякін зі співавторами поділяють на дві групи: 1 – концепція "*in situ*" (лат. – на місці), тобто виживання термофільних видів у межах невеликих, вільних від льодовиків ділянок, розташованих серед льодовикових покривів або безпосередньо на їхній периферії; 2 – концепція "*tabula rasa*" (лат. – чистої дошки), тобто майже тотального зникнення цих видів у гляціальних і перигляціальних областях і їхнього виживання у рефугіумах середземноморських півостровів (Мосякін та ін., 2005).

Обидві названі концепції не позбавлені дискусійних положень. "Вузьким місцем" концепції "*in situ*" вважаються суворі кліматичні умови холодних етапів плейстоцену, за яких термофільні види рослин (зокрема, деревні широколисті) вижити не могли (Безусько та ін., 2011; Дідух, 2008 та ін.). Головні претензії до концепції "*tabula rasa*" пов'язані з надто сміливими припущеннями щодо швидкості та відстаней розселення термофілів з їх південноєвропейських рефугіумів (Stewart, Lister, 2001; Pearson, 2006; Vittoz, Engler, 2007 та ін.).

Концепція виживання видів "*in situ*" в ландшафтознавчо-географічних термінах означає біотичну мозаїчність перигляціальних ландшафтів, тобто представленість у ландшафтному покриві перигляціальних рівнин контрастних геохор різної зональної належності (див. підрозд. 2.3.2). Мається на увазі, що в цій мозаїці, крім геохор з арктобореальною та холодно-степовою рослинністю, існували й геохори, в яких бореальні та неморальні помірно термофільні види могли пережити зледеніння. Такими геохорами могли бути схили південної солярної експозиції, заплави глибоко врізаних річкових долин, геохори з багатшим суглинковим або карбонатним субстратом тощо. Чимало визначних дослідників висловлювали припущення щодо існування біотичних рефугіумів плейстоцену в перигляціальних ландшафтах території України (О. Т. Артюшенко, Ю. Д. Клеопов, Є. М. Лавренко, Й. К. Пачоський, В. Шафер та ін.).

Існують окремі емпіричні дані, які підтверджують концепцію "*in situ*". Так, за палеофауністичними даними, навіть під час максимального похолодання валдайського зледеніння (LGM) в перигляціальних рівнинах Центральної та Східної Європи переважали великі травоядні, але зустрічались і типові лісові види (росомаха *Gulo gulo*, благородний олень *Cervus elaphus*), що вказує на поширення тут лісів (Еволюція екосистем..., 2008).

Головний аргумент проти концепції "*in situ*" пов'язаний із суворими кліматичними умовами холодних етапів плейстоцену, вижити в яких

термофільні види дерев і, зокрема, широколистих, не могли (Безусько та ін., 2010, 2011; Дідух, 2008 та ін.). Також досі бракує даних філогеографії, які б підтверджували існування рефугіумів термофілів на теренах України⁹. До розгляду обґрунтованості цих аргументів звернемось далі у цьому підрозділі. Забігаючи наперед, варто зауважити, що у ландшафтному покриві перигляціальних рівнин України могли бути поширеними геохори, мікрокліматичні особливості яких цілком припускали існування тут термофільних дерев у холодні етапи плейстоцену, навіть і під час LGM.

Якщо щодо можливості виживання "*in situ*" термофільних і навіть помірно термофільних широколистих видів висловлюються сумніви, то можливість виживання деяких видів рослин, характерних для сучасного степу, визнається багатьма дослідниками. Так, Л. Г. Безусько з колегами допускають можливість того, що не лише мезофільні, а й окремі термофільні види, що поширені нині у степовій зоні, цілком могли вижити в мозаїчному покриві тундростепових і холодностепових ландшафтів (Безусько та ін., 2011). Такі види вони вважають реліктовими й висловлюють припущення, що це свідчить на користь думки про доплейстоценовий вік "ядра" степової флори Євразії.

Концепція виживання видів "*tabula rasa*" у ландшафтознавчо-географічному вимірі зобов'язана структурам і процесам не локального територіального масштабу (як для виживання "*in situ*"), а макрорегіонального. Згідно із цією концепцією, під час холодних етапів плейстоцену рефугіуми термофільних видів рослин і тварин були зосереджені лише на півостровах півдня Європи. Звідти після відступу льодовика відбувалось розселення термофільної біоти по всьому континенту, зокрема й на територію України. Таку думку висловлювали С. І. Коржинський, Г. Е. Гроссет, А. М. Криштофович, а із сучасних вітчизняних учених її підтримують Я. П. Дідух (2008), Л. Г. та А. Г. Безусько, С. Л. Мосякін (Безусько, 2011).

Обриси рефугіального макрорегіону Європи М. Ю. Нікіфоров (2008) окреслює за північною межею зони реліктового генетичного типу флори Європи, виділеної В. П. Гричуком (1989). Цей рефугіальний регіон показано на рис. 2.14.

Як видно з рис. 2.14, ареал, у межах якого відновлення біотичного покриву теплого архетипу ландшафтогенезу мало б відбуватися за

⁹ Філогеографія – науковий напрям на перетині генетики, молекулярної біології, популяційної екології та біогеографії, який шляхи поширення видів рослин і тварин встановлює на основі генетичних та цитогенетичних маркерів.

принципом "*tabula rasa*", обіймає гігантську площу (це регіони поширення міграційної та ортоселекційної типів флор). Саме її розмір і ставить під сумнів беззаперечність концепції існування в Європі біотичних рефугіумів, які всі розташовувались на її південних півостровах і дуже віддалені від постгляціальних рівнин Центральної та Східної Європи. За стислий у еволюційному масштабі строк після зледеніння (для останнього зледеніння він сягає не більш як 2,5 тис. років.) більшість популяцій рослин не може розселитись на відстані у декілька тисяч кілометрів, подолавши до того ж такі міграційні бар'єри, як гірські пасма Піренеїв, Альп, Карпат і Балкан (Pearson, 2006, Vittoz, Engler, 2007 та ін.).

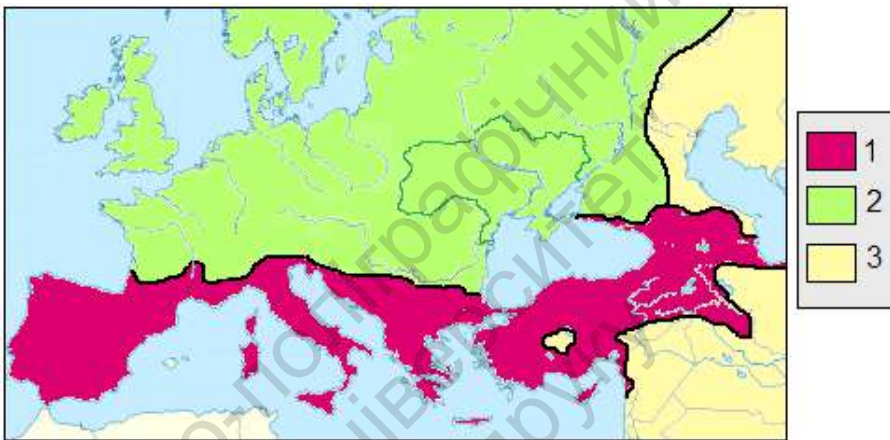


Рис. 2.14. Генетичні типи флор Європи (за Гричук, 1989)

та середземноморська рефугіальна зона (за Никифоров, 2008).

Генетичні типи флор: 1 – реліктовий (=середземноморська рефугіальна зона);

2 – міграційний; 3 – ортоселекційний степовий

Концепція криптичних рефугіумів. На ґрунті критики концепції "*tabula rasa*" у версії лише середземноморських рефугіумів була висунена концепція північних криптичних рефугіумів (Stewart, Lister, 2001). Згідно з нею рослини помірної зони переживали етапи плейстоценових зледенень також і в поза-середземноморських рефугіумах Західної та Центральної Європи. Й дійсно, місцезональні знахідки, відбору палеонтологічного матеріалу, результати молекулярних філогеографічних досліджень свідчать, що під час валдайського зледеніння термофільні тварини та рослини мешкали в декількох регіонах Європи. Ними були центрально- та східноєвропейські височини, невисокі гори (Вогези, Ардени, Центральний масив), низькогір'я Альп і Карпат, Трансильванія, Паннонська рівнина (Гричук,

1982, 1989; Мосякін та ін., 2005; Эволюция экосистем ..., 2008, Stewart, Lister 2001; Szafer, 1969; Zagwijn, 1992 та ін.). М. Кеджинські з колегами вказують, що у напрямку з півдня на північ Європи розміри таких рефугіумів та відсоток площі, які вони займають, закономірно зменшуються (Kiedrzyński e.a., 2017). О. М. Сімакова та А. Ю. Пузаченко в колективній монографії (Эволюция экосистем ..., 2008) вказують, що пилки широколистих дерев *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Corylus* зафіксовані у відкладах валдайського зледеніння у розрізах, що розашовані навіть на таких північних височинах, як Московська та Середньоруська.

Серед рослин, які пережили LGM в центральній та південно-східній криптичних рефугіумах, встановлені такі типові для сучасних лісів України, як граб *Carpinus betulus*, дуб *Quercus sp.*, ліщина *Corylus sp.*, в'яз *Ulmus sp.*, липа *Tilia sp.* (Willis e.a., 2000). Щоправда, Л. Г. Безусько з колегами відкидають можливість існування під час LGM рефугіумів широколистих порід на території України (Безусько та ін., 2010-б, 2011).

Фактично концепція криптичних рефугіумів є проміжною між концепціями "in situ" та "tabula rasa". З урахуванням даних щодо швидкості і відстані розселення рослин у польодовиків'я вона виглядає більш реалістичною. На цьому аспекті варто зупинитись докладніше.

Аби пояснити можливість реколонізації розлогих європейських рівнин із середземноморських півостровів було висунуто дві гіпотези: гіпотеза LDD (англ. long-distance dispersal – далеке розселення) та гіпотеза істотно більшої швидкості міграцій у постгляціальні часи порівняно із сучасними умовами.

Гіпотеза LDD наддалекого перенесення насіння рослин припускає, що відстань, на яку може бути занесене насіння від материнської рослини, може сягати сотень і тисяч кілометрів. У літературі час від часу з'являються повідомлення про такі випадки. Переважно вони стосуються антропохорного (людиною) перенесення насіння. Для питання, яке ми тут розглядаємо, це не становить інтересу. Однак є й повідомлення про наддалеке перенесення насіння суто природним шляхом, здебільшого анемохорним (Дідух, 2008; Gillespie e.a., 2012).

Хоча окремі насінини дійсно можуть бути перенесені буревієм на сотні і навіть тисячі кілометрів, а наполоханими птахами та копитними – на десятки кілометрів, але ймовірність такого перенесення мізерно мала. За модельними розрахунками факт вдалого приживання рослини на новому місці (ецеzisу) при перенесенні насіння на 100 км трапляється один раз на 100 000 000 років (Ran, 2006). За такої мізерної ймовірності ецеzisу швидку реколонізацію європейського континенту термофільними видами з їх південних півостровів пояснити гіпотезою LDD надто

складно. Якщо це й можливо зробити для декількох видів, то для багатьох і різних у систематичному та екологічному аспектах видів, які й формують сучасний рослинний покрив, гіпотеза LDD виглядає ще більш нереалістичною.

Гіпотеза більшої швидкості біотичних міграції у польодовикові часи, ніж у сучасних умовах, припускає, що розселення теплолюбних та інших рослин на вивільнених з-під льодовика рівнинах відбувалось швидшими темпами, ніж на рівнинах із вже сформованим цими видами рослинним покривом. Для рівнин Центральної та Східної Європи йдеться передусім про міграцію широколистих порід після останнього зледеніння, а також під час останнього міжльодовиків'я (для території України – прилуцького інтергляціалу).

І справді, порівняння оцінок сучасних темпів розселення широколистих порід дерев з оцінками темпів їх розселення у ранньому голоцені та міжльодовиків'ї свідчить про існуючі відмінності. Так, І. Х. Удра (1988) дає оцінки сучасних темпів розселення дуба та граба у 5–10 м на рік, берези, осики – 100–130, ялини – 10–27 м на рік. Близькі оцінки наводяться в інших публікаціях (Vittoz, Engler, 2007, Meier e.a., 2012). Натомість для потепління у першій половині голоцену темпи міграції дуба та інших широколистих порід оцінюються в 200–300 м на рік, а для берези, осики та інших піонерних видів дерев із легким рухливим насінням – 500–1000 м на рік (Инсаров и др., 2012). Г. Ланг дає оцінки швидкостей постгляціальної реколонізації рівнин Європи, які для дуба становлять до 300 м/рік, а для граба 350–700 м/рік (Lang, 1994). Близькими є й оцінки швидкості міграції для рис-вюрмського міжльодовиків'я: для дуба – 250–280 м/рік, для граба – 530–640 м/рік (Чепурная, 2009).

Як можна бачити з наведених даних, швидкість міграції широколистих порід під час реколонізації європейських рівнин після двох останніх зледенень оцінені в 50 (для дуба) і 60 (для граба) разів більшими, ніж сучасні темпи їх розселення.

Пояснення цієї разючої відмінності слід шукати у способах отримання наведених оцінок. Сучасні темпи міграції рослин визначаються на підставі емпіричних та натурних експериментальних даних щодо способу та дальності рознесення насіння, початкового віку та періодичності плодоношення, інших біоекологічних характеристик виду. Отримані в такий спосіб оцінки слід вважати об'єктивними, тому у різних авторів вони не надто розбігаються між собою. Про це свідчать результати математико-статистичної обробки наявних даних з темпів міграції видів європейської флори (Meier e.a., 2012).

Оцінки темпів міграції рослин у ранньому голоцені та в міжльодовиків'я отримані іншим способом. Він передбачає знання часу початку розселення виду та часу, коли цей вид досяг певного регіону й закріпився у ньому (кілометрів максимального вмісту пилку виду у спорово-пилкових спектрах певного регіону). На основі цих двох дат розраховується тривалість розселення виду. Слід також знати відстань від ареалу, з якого почалось розселення виду, до даного регіону. Відношення цих двох величин й дає оцінку швидкості міграції виду. Для широколистих видів меншою, ніж сотні метрів на рік вона не буває.

Такі високі "палеогеографічні" оцінки швидкості міграції дуба, граба, клена та інших видів суперечать їхнім біоекологічним, морфологічним та іншим можливостям у дисперсії насіння та запилення. Причина цієї суперечності полягає в тому, що у палеогеографічних розрахунках міграції за її відстань приймають ширину ареалу, який був заселений видом рослин за певний проміжок часу. Причому цей ареал розглядають як "*tabula rasa*" – справжня "чиста дошка", на якій локальних рефугіумів у льодовиків'я не повинно було бути. Довжини поперечників таких ареалів для широколистих видів мають становити тисячі кілометрів (див. рис. 2.14). Такі величини й приймають за вихідні при розрахунках темпів міграції видів (див., наприклад, Чепурная, 2009). Це призводить до завищених у десятки разів оцінок темпів міграції видів. На їхню необґрунтованість вказується у численних публікаціях (Stewart, Lister, 2001; Pearson, 2006, Vittoz, Engler, 2007 та ін.).

Отже, як гіпотеза LDD, так і гіпотеза пришвидшеного розселення рослин у польодовикові часи не виглядають переконливими. За їх допомогою не вдається пояснити напрочуд швидке заселення багатьма і різними в систематичному та екологічному аспектах термофільними рослинами постгляціальних рівнин Європи з їх декількох південних рефугіумів. Названі концепції не пояснюють також розселення цих рослин на просторах Східноєвропейської рівнини з криптичних рефугіумів Західної та Центральної Європи, оскільки й вони надто далеко розташовані від східних і північних меж ареалу широколистих видів дерев. У біогеографічній літературі цей непояснюваний феномен (невідповідність темпів розселення рослинності у післяльодовиків'я з міграційними можливостями видів) отримав назву парадоксу Ріда (англ. Reid's paradox)¹⁰.

¹⁰ Клемент Рід, англійський ботанік, у своїй книзі "Походження флори Британії" (1898) вперше звернув увагу на цю невідповідність.

У сучасній біогеографії висловлюється думка, що, якщо лишатися в річищі тільки еволюційних традицій, то пошуки виходу з парадоксу Ріда є марними й що проблему рефугіумів і розселення слід розглядати одночасно з еволюційної та екологічної перспектив (Мее, Moore, 2014). Спробуємо реалізувати такий підхід з тим лише уточненням, що до розв'язання цієї проблеми краще пасує не суто екологічна, а ландшафтно-екологічна перспектива.

Ландшафтно-екологічний погляд на заселення постгляціальних рівнин Європи термофільними видами рослин полягає в тому, що воно не могло завдячувати лише наявності регіонів-рефугіумів Південної та Центральної Європи. Воно могло відбутися завдяки існуванню територіальної структури рефугіумів, яка покривала собою ці та прилеглі до них рівнини Центральної та Східної Європи. Ця рефугіальна структура являла собою мережу, яку складали ділянки, у межах яких популяція організмів певного виду зберігалась під час похолодань плейстоцену. За розміром такі ділянки відповідали геохорам локального масштабного рівня (мікро- та мезогеохорам) і їм добре пасує термін *мікрорефугіум* (Rull, 2009). Принциповим питанням для обґрунтованості припущення щодо мережевого характеру розселення термофілів у післяльодовикові часи є можливість їх виживання в кліматичних умовах холодних етапів плейстоцену.

Чи був клімат лімітуючим фактором виживання термофілів під час зледеніння?

За палеокліматичними реконструкціями для північної частини території України пересічні січні температури повітря перебували в інтервалі від -24°C для дніпровського етапу плейстоцену до -12°C для причорноморського етапу, а пересічні температури липня – від 5°C для дніпровського етапу до 10°C для тилігульського етапу (Сиренко, Турло, 1986). Для пізнього плейстоцену наводяться навіть і нижчі оцінки, зокрема для максимуму валдайського (=віслянського) зледеніння пересічна температура січня на прильодовикових рівнинах України була нижчою від сучасної на 30°C , хоча за пересічною липневою температурою ця різниця становила від 1 до 5°C (Безусько та ін., 2010). За наведених зимових температур виживання навіть помірно теплолюбних широколистих видів рослин було мало ймовірним.

Слід, однак, мати на увазі, що існуючі методи оцінки кліматичних показників плейстоцену ґрунтуються на їх визначенні за флористичними даними, отриманими з відповідних пилкових спектрів. В. П. Гричук (1985)

похибку таких оцінок для середніх температур вважає рівною ± 1 °C, а для суми річних опадів – ± 50 мм. Це – дуже високі оцінки точності кліматичних показників. Але вони безпосередньо стосуються певного пилкового спектра чи кількох спектрів із близько розташованих точок відбору палиноматеріалу. Знахідки в новіших розрізах пилку видів рослин (зокрема, термофільних), які раніше не були виявлені, здатні дуже сильно вплинути на обчислені оцінки й змістити їх на кілька градусів. Проте прикладів знаходження пилку широколистих порід у відкладах холодних етапів плейстоцену (зокрема, навіть і LGM) у межах Східноєвропейської рівнини є чимало (Еволюція екосистем, 2008; Mitka e.a., 2014 та ін.). Це ставить під сумнів точність указаних вище оцінок палеотемператур і змушує розглядати їх як орієнтовні, які, вірогідно, занижені.

Інша особливість існуючих оцінок показників палеокліматів стосується їх територіального масштабу. За самою природою свого отримання ці показники характеризують мезоклімат – осереднені значення клімату деякого регіону, з якого пилок заносився до місця його поховання. Однак для регіонів зі значним вертикальним розчленуванням рельєфу земної поверхні відхилення значень кліматичних показників від їх регіонального фону можуть бути дуже істотними. Так, різниця денних температур повітря в діяльному шарі між схилами північної та південної експозицій становить 5–7 °C, а восени – 11–13 °C; різниця в тривалості вегетаційного періоду на схилах різних експозицій становить 30 днів тощо; зі збільшенням стрімкості схилів ці контрасти зростають (Романова и др., 1983).

Порівняння цих даних з наведеними вище оцінками температурних показників холодних етапів плейстоцену свідчить, що за пересічною липневою температурою мікрокліматичні відмінності між окремими елементами рельєфу зівставні з різницею між сучасним кліматом та кліматом плейстоценових зледенінь. Також різниця у зволоженні окремих елементів рельєфу (Романова и др., 1983) є зівставною з відмінностями між рівнями зволоження під час валдайського зледеніння та сучасного (Безусько та ін., 2010-б).

Отже, за рахунок мікрокліматичних ефектів теплої пори року широколисті види дерев цілком могли пережити зледеніння в певних "більш теплих" елементах рельєфу. Водночас зими під час валдайського та дніпровського зледеніння були значно більш суворими, й мікрокліматичні особливості схилів південної експозиції та інших "теплих" елементів рельєфу істотно пом'якшити ці умови, вірогідно, не могли. Ця обставина й дала підстави Л. Г. Безусько з колегами стверджувати, що під час максимуму останнього зледеніння

дуб на рівнинній частині території України не зростав (Безусько та ін., 2010-б, 2011). Проте відомо, що *Quercus robur* належить до зимо- та морозостійких видів дерев і здатен перенести морози у $-35-40^{\circ}\text{C}$. Небезпечним для нього є не стільки низькі зимові температури, скільки весняні приморозки. За рахунок швидшого та кращого прогрівання навесні схилів південних експозицій, кращої захищеності від приморозків нижніх частин схилів, днищ балок, нешироких терас і заплав річок дуб міг пережити зими холодних етапів плейстоцену у вказаних елементах рельєфу. Тут могли зберегтися й інші широколисті види, що належать до 3-ї і 4-ї зон морозостійкості за шкалою USDA-hardiness zones, тобто види, здатні витримувати температури від -40°C (зона 3) і $-34,5^{\circ}\text{C}$ (зона 4). Такими, зокрема, є клен звичайний *Acer platanoides*, липа дрібнолиста *Tilia cordata*, ясен звичайний *Fraxinus excelsior*, граб звичайний *Carpinus betulus* та ін.

Отже, мікрокліматичні дані, біоекологічні особливості помірно теплолюбних видів рослин, а також існуючі свідчення щодо присутності їх пилку у відкладах холодних етапів плейстоцену Східноєвропейської рівнини (Еволюція екосистем, 2008, Мітка е.а., 2014 та ін.) дають підстави припустити, що під час зледенінь у південній смузі перигляціальних рівнин цього регіону могли існувати локальні рефугіуми широколистих видів дерев. Якби таких рефугіумів тут не існувало, то реколонізація європейських рівнин термофільними видами зайняла б набагато довший час, ніж це насправді відбулось. До прикладу, за реальної й доволі "оптимістичної" оцінки швидкості міграції дуба в 10 м/рік його поширення на відстань у 1000 км (від балканського рефугіуму) мало б зайняти 100 тис. років, у той час як на території України тривалість прилуцького етапу (=останнього міжльодовиків'я) тривало лише близько 30 тис. років. Тривалість часу останньої постгляціальної реколонізації рівнин України від кінця пізнього дріасу до атлантичного періоду голоцену, коли дубові ліси тут досягли найбільшого поширення, становить не більш як 2,5 тис. років. Це – часовий інтервал, який в 40 разів коротший, ніж гіпотетичний (за концепцією "*tabula rasa*") час заселення дуба на простори України з його рефугіальної середземноморської зони!

Надійними доказами виживання термофільних видів рослин у холодні етапи плейстоцену могли б бути дані філогеографії, які б вказували на існування у межах перигляціальних рівнин України рефугіумів цих рослин, а також дані палінології щодо наявності пилку термофілів у відкладах холодних етапів плейстоцену. На сьогодні

філогеографія не може ані підтвердити, ані спростувати поширення мікрорефугіумів чи криптичних рефугіумів на території України. Причина полягає у відсутності філогеографічних даних на цю територію, яка й досі лишається необстеженою білою плямою порівняльної філогеографії. Натомість дані палінологічних досліджень на цю територію є. Згідно з ними у пробах лесових відкладів плейстоцену пилкові зерна термофільних широколистих видів або не зустрічаються, або реєструються в дуже малих кількостях. До спорово-пилкових комплексів холодних етапів плейстоцену ці види не включаються, під час реконструкції рослинного покриву вони ігноруються, пилок термофілів часто оголошується перевідкладеним тощо.

Однак обмаль викопного пилку видів-термофілів у лесах можна пояснити тим, що ділянки з мікрокліматичним умовами, за яких ці види могли вижити, обіймали дуже малу площу. Так, обчислена нами середня площа морфотопів з теплим мікрокліматом (схили південної експозиції стрімкістю понад 15 %, нижні увігнуті частини схилів балок тощо) свідчить, що для Подільської височини вона становить 0,053 км², але здебільшого не перевищує 0,03 км². Лише урочища "стінок" долин лівих допливів Дністра обіймають більші площі. За цими даними, площа ділянок, теоретично придатних для виживання термофілів під час зледенень, могла скласти лише кілька відсотків від території Подільської височини. Відповідно, й участь пилку в пилкових спектрах холодних етапів плейстоцену повинна бути дуже малою або на рівні поодиноких зернин. Саме такою ця участь і є. Вона не стільки заперечує, скільки підтверджує існування серед холодного степу льодовикових періодів ділянок, де існували широколисті види дерев.

***Мережева територіальна
структура біотичних рефугіумів***

Наявність у перигляціальних рівнинах ділянок, де можливе було існування помірно теплолюбних видів рослин у холодні етапи плейстоцену, ще не означає того, що це існування було тривалим – аж до завершення цього етапу. Тобто види-термофіли могли зберігатись у ділянках-сховищах якийсь час, але вони могли й не пережити тут весь льодовиковий етап, чи навіть дочекатися настання його чергового міжстадіалу. На заваді була передусім мала площа таких ділянок. Залишаючись лише в їхніх межах, популяція не досягала в них чисельності мінімальної життєздатної популяції й майже напевно була приречена на вимирання внаслідок втрати генетичного різноманіття, демографічної та середовищної невизначеності, екстремальних умов існування, інших причин.

Отже, вважати рефугіумами малі ділянки з придатними для виживання термофілів мікрокліматичними умовами не вистачає підстав. Адже поняття рефугіуму охоплює два еволюційні ефекти: виживання популяції під час несприятливих для неї умов та розселення популяції, коли ці умови поліпшуються (Kerpel, Wardell-Johnson, 2012). Шанси на реалізацію обох цих ефектів у кожній окремій малій ділянці були мізерно малими. Отож рефугіумами у наведеному строгому розумінні цього поняття вони не були.

Натомість як виживання, так і розселення видів-термофілів з малих ділянок було можливим, якщо між ними існував біотичний зв'язок, тобто було можливим занесення насіння, спор, пилку від однієї ділянки до іншої. Це могло забезпечити перехресне запилення (уникнення інбридингу) та відновлення субпопуляції ділянки в разі її загибелі чи критичного зменшення чисельності (через рознесення насіння та ецезис). Значно підвищувалась імовірність виживання термофілів у малих ділянках, якщо вони були пов'язані між собою у територіальну мережу.

З ландшафтно-екологічної перспективи умовою швидкої реколонізації постгляціальних рівнин Європи термофільними видами рослин є не стільки наявність ділянок зі сприятливими умовами для виживання термофілів, а насамперед біотична зв'язність цих ділянок. Розселення видів-термофілів, зокрема широколистих дерев, на території перигляціальних і гляціальних рівнин могла відбутися завдяки існуванню територіальної структури рефугіумів, поєднаних між собою шляхами міграції (біотичними коридорами). Утворювана мережа складалась з рефугіумів різного розміру та коридорів між ними.

Викладені міркування збігаються з концепцією біоцентрично-мережевої структури ландшафту, розробленої в ландшафтній екології (Forman, 1995). Дотримуючись термінології, введеної у роботі (Гродзинський, 2014), рефугіуми – це біотичні плями, канали міграції – біотичні коридори та інтерактивні елементи, ареали перигляціальних та інших рівнин з несприятливими для термофілів умовами виживання під час холодних етапів плейстоцену – фон ландшафту (його "матриця" за Р. Форманом).

Успішність і швидкість заселення перигляціальних рівнин бореальними та неморальними видами може знайти своє пояснення тим, що в межах цих рівнин існувала біоцентрично-мережева територіальна структура ландшафту, яку склали мікрорефугіуми термофілів, частина яких була поєднана шляхами міграції. Розгалуженість цієї мережі, "глибина" її проникнення на північ не лишалась постійною протягом усього часу зледеніння. Під час міжстадіалів мікрорефугіуми збільшу-

вали свою площу, зливались у коридори й тоді ефективність дії їхньої мережі набагато зростала. Під час холодних стадій рефугіальна мережа спрощувалась: площа її територіальних елементів зменшувалась, окремі мікрорефугіуми і зв'язки між ними (коридори) могли щезати, контрольована мережею територія зміщувалась на південь тощо, але остаточно ця мережа не зникала. Саме завдяки її існуванню термофільні види опановували простори прильодовикових рівнин щоразу зі зміною холодного архетипу ландшафтогенезу на теплий.

Шляхи розселення біоти на території цих рівнин не являли собою коридори, суцільно вкриті термофільною рослинністю. Вони були коридорами дисперсного (англ. – stepping stone) типу, тобто смугами підвищеної концентрації мікрорефугіумів, відстань між якими не перешкождала ефективній дисемінації та перехресному запиленню термофільних рослин. Роль біотичних (точніше – "палеобіотичних") коридорів могли виконувати річкові долини, особливо зі стрімкими схилами, а також витягнуті ареали підвищеного горизонтального та вертикального розчленування земної поверхні. В межах цих ареалів й були поширені геохори із вказаними вище мікрокліматичними особливостями, які допускали можливість існування помірно теплолюбних широколистих видів дерев.

Особливо сприятливими були підвітряні, увігнуті схили південної солярної експозиції, крутизною від 20° до 30°. У цьому діапазоні крутизни чітко проявляється фактор солярної експозиції схилу за збереження достатньої потужності ґрунту. Для обміну між біотичними плямами насінням, спорами і пилком, а отже – для формування зв'язної мережі мікрорефугіумів, придатними були макросхили височин з густою мережею глибоко врізаних річок. Також зручними для формування мікрорефугіумів були глибокі яружно-балкові системи, окремі яри та балки яких врізаються своїми вершинами далеко у вододільні рівнини. Це повинно було мати особливе значення для подолання шляхом міграції вододілів і вихід цих шляхів (біотичних коридорів) за межі лише річкових долин.

Щодо розташування біотичних рефугіумів плейстоцену на території України висловлювались різні думки. Ще 1910 р. Й. К. Пачоський вказував, що таким рефугіумом була Подільська височина. За рефугіум її вважали також Є. М. Лавренко (1930), Б. Ф. Заверуха (1985), Ю. Д. Клеопов (1990), інші ботаніки. Крім Поділля, вказувалось і на інші регіони України, які виконували роль рефугіумів термофілів під час холодних етапів плейстоцену. Такими регіонами називались Передкарпаття (Szafer, 1964), Передкарпаття та Розточчя (Артюшенко и

др., 1982), Придніпров'я, Побужжя, Придністров'я, долини Сіверського Донця, Міусу, Сули (Клепов, 1990), долини річок Ворскли, Псла та інших невеликих річок (Гринь, 1957), Карпати та Крим (Сиренко, Турло, 1986), Придніпровська, Середньоросійська, Приволзька височини, Донецький кряж (Удра, 1988).

Встановлюючи шляхи розселення видів птахів на території Центральної та Східної Європи після останнього максимуму валдайського зледеніння, М. Ю. Нікіфоров (2008) вказує ареали, з яких це розселення почалось. Серед них названі й регіони України: Північно-Західне Причорномор'я, Карпати, Крим.

Чимало дослідників вказують на Карпати як на важливий для Центральної та Східної Європи макрорефугіум термофільних видів (Лавренко, 1930; Мосякін та ін., 2005; Никифоров, 2008; Szafer, 1969 та ін.). Однак найбільш підняті масиви Карпат (в Українських Карпатах – Черногора, Свидовець, Мармароський масив) були охоплені зледенінням, а в середньогір'ї клімат був холодним і відбувалось морозне вивітрювання з формуванням кам'яних розсипів (наприклад, у Горганах). Термофільні види вижити в таких умовах не могли. Отже, карпатський рефугіум складався з двох ареалів: східного (Передкарпаття та прилеглі до нього низькогір'я Українських Карпат, низькогір'я Західних Бескид у Польщі, Молдовське плато у Румунії) та західного (низькогір'я Внутрішніх Карпат Словаччини та Чехії, Трансільванське плато в Румунії, Сербські Карпати). Про наявність двох ареалів Карпатського рефугіуму у вісянське (=валдайське) зледеніння свідчить рис. 2.15.

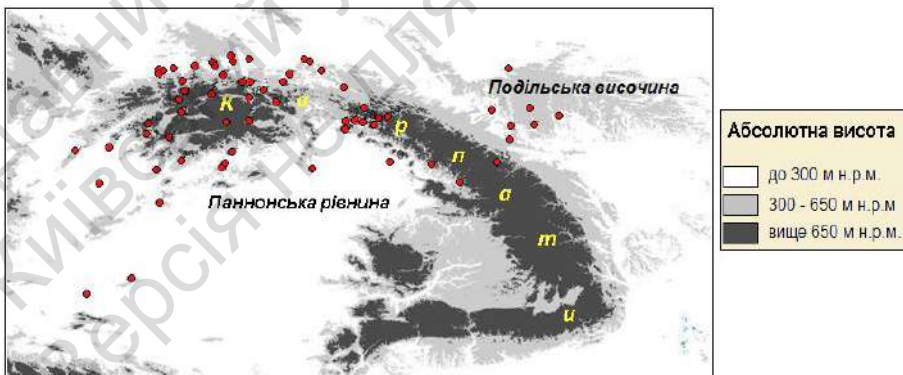


Рис. 2.15. Поширення широколистяних порід (переважно граба *Carpinus betulus*) та їх рефугіуми у зледеніння Вісла (валдайське) в Карпатах і суміжних регіонах; кружечки – місцезнаходження пилку, мікро- та макрозалишків широколистяних порід, досліджених методами філогеографії (за Mitka e.a., 2014 зі змінами)

За даними польських дослідників, які й склали рис. 2.15, під час зледеніння Вісла рефугіуми граба *Carpinus betulus* були поширені не тільки в Карпатах, а й на Подільській височині, причому в діапазоні висот 300–650 м н.р.м. по обидва боки (східного та західного) від осі Карпатської дуги (Mitka e.a., 2014). Крім граба, з Карпат (точніше його низькогірно-передгірських ареалів) відбувалось розселення на територію Центральної та Східної Європи вільхи *Alnus glutinosa*, бука європейського *Fagus sylvatica* та інших широколистих видів.

Якщо Карпатський регіон більшість дослідників визнають за пізньо-плейстоценовий рефугіум, принаймні для помірно термофільних видів, то такої однотайності думок немає з приводу іншого гірського регіону України – Кримського. Визнається, що під час останнього зледеніння у передгірському Криму (особливо, Західному), а також в ущелинах Головного пасма існували рефугіуми широколистолистої флори: *Quercus pubescens*, *Fagus orientalis*, *Acer platanooides* та інші види (Герасименко, 2009; Дідух, 1992; Рідуш, 2013). Але дискусійним лишається питання щодо розселення цих рослин у післяльодовиковий час. Я. П. Дідух (2008) вважає, що подолати широкий степовий бар'єр Причорномор'я не змогли не тільки вказані види дерев, а й супутні їм трав'яні види лісових ценозів. Водночас для лісових птахів, це не становило перешкоди й на території Східноєвропейської рівнини саме з Кримського півострова розселились такі види птахів, як сойка *Garrulus glandarius*, сова сіра *Strix aluco*, тинівка лісова *Prunella modularis*, циглик *Carduelis carduelis*, мухоловка білошия *Ficedula albicollis* та ін. (Никифоров, 2008).

Питання про те, де саме на території України існували ареали з розвиненою мережею мікрорефугіумів, вирішити непросто. І. Х. Удра та А. П. Хохряков (1992) визначили критерії, яким має відповідати регіон, аби він був рефугіумом біоти. За цими критеріями рефугіумами мали б бути більшість височин і долин річок півдня й центральної частини Східноєвропейської рівнини. Чимало дослідників саме так і вважають і мало не всі височини позальодовикових областей цієї рівнини розглядають як рефугіуми термофільної флори. Прикладом може бути погляд О. М. Сімакова та А. Ю. Пузаченка, який ми вище наводили (Еволюція екосистем ..., 2008).

Для визначення ділянок, які в холодні етапи плейстоцену могли бути біотичними рефугіумами, а також коридорів між ними, нами був виконаний аналіз цифрової моделі рельєфу за даними SRTM. Він полягав у виявленні морфохор, мікрокліматичні особливості яких могли сприяти виживанню помірно теплолюбних видів дерев. За такі

морфохори (гіпотетичні мікрорефугіуми) було прийнято схили південної експозиції стрімкістю понад 20°, а також нижні увігнуті частини схилів балок, глибина врізу яких перевищує 50 м (для цього попередньо було складено карта "залишкового рельєфу" – відносних перевищень над місцевими базисами ерозії). Біотичними коридорами уважали ареали, в межах яких відстань між виявленими гіпотетичними мікрорефугіумами не перевищує 1000 м. За існуючими даними вона відповідає відстані рознесення насіння зоохорним шляхом, яке ще можна вважати ефективним (Vittoz, Engler; 2007, Meier e.a., 2012)¹¹.

Отримані для рівнинної частини території України карти свідчать, що ділянки з мікрокліматом, де під валдайського (=віслянського) зледеніння та пізніших похолодань раннього голоцену гіпотетично було можливе виживання широколистих видів (*Carpinus betulus*, *Quercus robur*), обіймають малі площі. Наприклад, для південної частини Поділля і Балтської рівнини параметри площі придатних ділянок такі: $\bar{x} = 0,053 \text{ км}^2$, $x_{\min} = 0,012$, $x_{\max} = 1,308$, $\sigma^2 = 0,076 \text{ км}^2$. Зосереджені такі ділянки майже виключно на схилах річкових долин і яружно-балкових систем. Причому за рахунок лінійного ерозійного розчленування цих схилів вказані "теплі" ділянки поширені на схилах не тільки південної, а й інших експозицій. Більшість із цих ділянок розташовані одна від одної на відстанях, довших, ніж 1 км (відстань прийнята нами як критична для біотичної зв'язності субпопуляцій дуба і граба). Це означає, що ділянки зі сприятливим для вказаних видів кліматом могли існувати під час зледенень, але переважна їх більшість були ізольовані між собою. Для реколонізації польодовикових рівнин такі ділянки мали лиш обмежене значення.

Разом із цим виділяються ареали, в межах яких ділянки, придатні для виживання широколистих видів, розташовувались одна від одної ближче 1 км. Більшість таких ареалів мають видовжену форму, відповідають схилам річкових долин і глибоко врізаних балок. Такі ареали є підстави вважати біотичними коридорами, вздовж яких відбувалось розселення широколистих видів на території України після завершення холодних етапів плейстоцену. Вони властиві південному макросхилу Подільської височини (долини річок Ушиця, Смотрич, Збруч і практично всіх інших лівих допливів Дністра), західному макросхилу цієї височини (схилам Гологоро-Кременецького кряжу), Розточчю (на всьому його протязі), низькогір'ю Карпат (долини річок Сірет, Черемош, Прут та ін.), Балтській

¹¹ За побудову вказаних карт автор висловлює подяку доц. КНУ, канд. геогр. наук Д. В. Свідзінській.

рівнині (долини річок Савранка, Кодима, Кучурган, верхні течії Великого та Середнього Куяльника, Тилігулу та ін.), східному макросхилу Придніпровської височини (правобережним схилам Дніпра від широти Києва до Запоріжжя), Донецькому кряжу, а також прилеглим до території України височинам Молдови – Центральномолдовській (Кодрам), Придністровській, Молдавському плато та ін.

Для багатьох інших регіонів України властива дещо менша щільність мікрорефугіумів. Через це утворювані ними біотичні коридори розпадаються на кілька відтинків, розділених між собою ареалами, в межах яких відстань між мікрорефугіумами перевищує 1 км. При цьому довжини відтинків зі зв'язними мікрорефугіумами (з відстанню між ними менш як 1 км) становлять десятки кілометрів і перевищують довжини відтинків річкової долини, де мікрорефугіуми незв'язні. Такі долини можна вважати за умовно-зв'язні біотичні коридори. Вони мали значно меншу "провідність", але в деяких випадках і за особливо сприятливих кліматичних умов могли слугувати каналами міграцій. До регіонів України, де були поширені такі біотичні коридори, належать центральні частини Подільської і Придніпровської височин, західні відроги Середньоруської височини. Дещо менше поширення умовно-зв'язні коридори мали в південно-східній частині Полтавської рівнини, на Волинській височині.

Деякі біотичні коридори, які відповідають схилам певних річкових долин, зливаються між собою в привододільних частинах долин річок і балок. Завдяки цьому вони простягаються на сотні кілометрів і набувають міжбасейнового характеру. Зі зв'язних коридорів таким, наприклад, є Розточчя, яке поєднує між собою біотичні мережі басейнів Дністра і Вісли. Можна припустити, що для польодовикової реколонізації Придніпровської височини особливе значення мав коридор, який з невеликими лакунами простягався від долини Дністра до Дніпра (вздовж схилів річок Лядова, Немія, Мурафа – Ров – Десна – Роставиця – Рось – Гнілий Тікич – Вільшанка – праві схили Дніпра в обох напрямках уздовж нього: північному до Києва і південному до Запоріжжя).

Показово, що побудова карт за описаним вище принципом, але прийнявши як критичну відстань між мікрорефугіумами не 1 000, а 500 м, дала загалом ті самі ареали біотичних коридорів. Щоправда, їх частина з категорії зв'язних для 1 000 м перейшла до категорії умовно-зв'язних коридорів за критерію мінімальної ефективної зв'язності у 500 м.

З отриманих схем біотичних коридорів виразно простежується диспропорція між право- та лівобережною частинами України як за

кількістю ділянок, придатних для існування термофілів у холодні етапи плейстоцену, так і за їх організацією у біотичні мережі. У правобережній частині України склались сприятливі умови для збереження помірно теплолюбних видів (більша зволоженість, менша континентальність клімату, більше вертикальне та горизонтальне розчленування рельєфу, ближчі відстані до криптичних рефугіумів Центральної Європи тощо). Через це Передкарпаття, Подільська височина, південна частина Придніпровської височини були охоплені мережею мікрорефугіумів, яка формувалась і діяла у холодні етапи плейстоцену. Під час потеплень ця мережа слугувала провідником розселення широколистих порід дерев (дуба, бука, граба та ін.), які займали не тільки схили, але й значну частину плакорних рівнин Правобережної України. Можна гадати, що така реколонізація повторювалась тут після кожного холодного етапу плейстоцену.

Голоцен, як останнє міжльодовиків'я, не став винятком із цього правила. Після похолодань раннього голоцену широколисті ліси вийшли зі своїх мікрорефугіумів і по їхній мережі, локалізованій переважно на схилах, поширились на межирічні поверхні, сягнувши Волинської височини. Тому виділення О. М. Мариничем та П. Г. Шищенком зони широколистих лісів лише у правобережній частині України (Маринич, Шищенко, 2003) є виправданим не тільки з огляду на домінування у сучасному ґрунтовому покриві "широколистолісових" ґрунтів (сірих, темно-сірих, чорноземів опідзолених), а й з ландшафтно-еволюційного погляду.

На лівобережній частині України поширення широколистих порід дерев і формування широколистолісових ландшафтів відбувалось за іншим сценарієм. Розгалужених мереж мікрорефугіумів тут не було, а, якщо вони й існували, то тільки в міжстадіали й були умовно-зв'язними зі значними відстанями між мікрорефугіумами. Це істотно утруднювало розселення широколистих дерев на рівнинах і пологих схилах Лівобережжя. Широколисті та мішані ліси лишались тут переважно в долинах річок і балок (байрачні діброви) й лише в небагатьох місцях виходили на плакори.

Описану вище схему територіальної мережі рефугіумів помірно теплолюбних видів рослин слід розглядати як гіпотетичну. Її укладено на підставі теоретичних положень ландшафтно-екології про біотичні міграції та їх територіальні структури, біогеографічних відомостей про міграції та розселення біоти у плейстоцені та голоцені, встановлених філогеографією шляхів поширення окремих видів на території Центральної та Східної Європи, а також наявних емпіричних даних щодо поширення рослин у холодні етапи плейстоцену і раннього голоцену.

Попри свій гіпотетичний характер, описана схема мереж мікрорефугіумів дає змогу пояснити декілька проблемних питань плейстоценової еволюції ландшафтів Центральної та Східної Європи. Насамперед вона пояснює швидке поширення широколистяних лісів на постперигляціальних рівнинах: цьому сприяли не міфічні наддалекі перенесення насіння рослин (гіпотеза LDD) і не необґрунтовано високі темпи їх міграції, а наявність мікрорефугіумів термофілів і їх організованість у територіальні мережі.

2.4. Голоценова історія ландшафтів України: зміст і хронологічні рамки

Голоценова історія ландшафтів – останній і в цьому розумінні сучасний етап їхньої еволюції. З огляду на його особливе значення для формування сучасних ландшафтів, цьому етапу присвячено окремий розділ 3 книги. У цьому підрозділі зупинимось лише на визначенні хронологічних рамок етапу голоценової історії ландшафтів України.

Голоцен як геохронологічний підрозділ і голоцен, як етап еволюції ландшафтів – поняття не тотожні. Як зазначалось вище, етапність розвитку ландшафтів визначається характерним напрямком і комбінацією процесів, які його зумовлюють. Хронологічні ж рамки палеогеографічних і хроностратиграфічних етапів виділяються за іншими критеріями (Веклич и др., 1984; Герасименко, 2020; Стратиграфічний кодекс, 2012). Ці відмінності й визначають потребу обговорення часу початку й кінця голоцену як етапу сучасного ландшафтогенезу. Вище цей етап був названий етапом голоценової історії ландшафтів України.

Верхньою межею голоценової історії ландшафтів України як етапу їх макроеволюції є сьогоднішня. Це не виключає можливості виділення в межах цього етапу його окремого сучасного часу з вужчими хронологічними рамками. Розгляд цього питання (періодизації голоценового ландшафтогенезу) відкладемо до підрозд. 7.2.4.

Положення нижньої межі голоценової історії ландшафтів України вимагає уточнення. Згідно з міжнародною хроностратиграфічною шкалою початок голоцену віднесено до $11\,700 \pm 99$ календарних (каліброваних) років (The ICS International Chronostratigraphic Chart). Вітчизняні палеогеографи початок голоцену відносять до 13,3 тис. р. т. й включають до нього похолодання середнього DR-2 та пізнього дріасу DR-3 – відповідно від 13 590 до 13 400 р. і від 12 730 до 11 700 р. т.

(Матвіїшина та ін. 2010). Під час цих похолодань на території України панував ландшафтогенез холодного архетипу з усіма його ознаками (перигляціальна рослинність, багаторічна мерзлота тощо). Навіть під час потепління аллерьоду (13 400–12 730 р. т.) промерзлі ґрунти на території рівнинної частини України, хоча й скоротили свою площу, але ще тут залишались. Участь широколистих порід у складі лісової рослинності у цей час була неістотною, а перигляціальна рослинність зберігала свою присутність (Безусько та ін., 2010-а).

Якщо розуміти голоценову історію ландшафтогенезу як останню (сучасну) реалізацію його теплого архетипу, то її початок слід відносити до часу зникнення багаторічної та сезонної мерзлоти й переходу панівної ролі від кріотичних елементів флори до ксеротичних. У дріасі й навіть аллерьоді цих змін ще не було. На більшій частині території України, крім Причорномор'я, вони відбулись протягом пребореалу (10,3–9,0 тис. р. т.). Отже, для ландшафтів зон мішаних, широколистих лісів, лісостепу, а також ареалу сучасної підзони північного степу України саме цей час голоцену й слід вважати перехідним від етапу плейстоценових трансформацій ландшафтів до етапу голоценової історії ландшафтогенезу.

На вказаній території багаторічна мерзлота до початку бореалу зникла остаточно. Тодішні мішані ліси обіймали ареал обох сучасних лісових зон України (мішаних і широколистих лісів), а також правобережну частину сучасної лісостепової зони. В лісах зростає участь широколистих порід: дуба, в'яза, липи, клена та ін. Невеликий вміст пилку трав'яних рослин у спорово-пилкових спектрах пребореалу цього регіону свідчить, що луки та степи займали тоді невеликі площі. Серед степів переважали дернинно-злакові, нагромадження лесів поступилось ґрунотворним процесам, причому в лісостепу та північній смузі сучасної степової зони України значного поширення набули дерново-карбонатні ґрунти (Артюшенко и др., 1982; Безусько та ін., 2011; Герасименко, 2004).

Протягом усього пребореалу, поряд із тенденцією до зростання ролі теплого архетипу ландшафтогенезу, зберігались і риси холодного ландшафтогенезу. Під час більш прохолодної другої половини РВ-2 вони навіть посилились. Зокрема, у цей час з лісів України практично зникли широколисті породи, натомість зростає участь пізньольодовикових та інших холододлюбних видів. У східних регіонах України сформувались прошарки лесоподібних суглинків. Сукупність цих ознак другої половини пребореалу дали підстави Н. П. Герасименко (2004) віднести його ландшафти до субперигляціальних, де, однак, мерзлоти

вже не було. Як було вказано вище, Л. Г. Безусько з колегами (2011) також вважають пребореал перехідним періодом між останнім зледенінням (валдайським чи Вісла) та міжльодовиків'ям. Водночас вони вважають, що й у бореалі тривав процес витіснення елементів рослинності перигляціального типу.

Хоча у бореальний період голоцену на півночі України та в її серединній макросмузі ще зберігались елементи рослинності, властивої перигляціальним умовам, але жодної зонотворної ролі вони вже не відігравали. У бореалі остаточно зникли сліди мамонтового комплексу (шерстистий носоріг, бізон, північний олень та ін.). На території України цей комплекс щезнув ще в палеоліті, але властиві йому екосистеми пасовищного типу (трав'янисті та розріджені ліси) були у пребореалі-бореалі остаточно заміщені на детритні екосистеми (у них переважають деревні рослини та тварини-фітофаги середніх розмірів, такі як лось, косуля, кабан та ін.). Після завершення пребореалу похолодання середнього та пізнього голоцену вже не призводили до появи мерзлоти та поширення перигляціальної рослинності.

Наведені факти дають підстави вважати бореальний період початком голоценової історії ландшафтів для більшої частини території України, а саме: зон мішаних і широколистих лісів, лісостепу, а також північної смуги степової зони України. Пребореал для цього регіону слід розглядати як межу (перехід) від етапу плейстоценових трансформацій ландшафтів до етапу їх голоценової історії.

Північне Причорномор'я відрізнялось від зон лісів та лісостепу України як за характером, так і за строками переходу від холодного перигляціального до теплого солярного архетипу ландшафтогенезу. Будучи більш віддаленими від льодовикових щитів плейстоцену та маючи кращу теплозабезпеченість, ніж північний та серединний макрорегіони України, ландшафти Причорномор'я зазнавали меншої кріоморфізації. Під час плейстоценових зледенінь, навіть найбільш "кріоморфного" з них – валдайського, вони являли собою скоріше субперигляціальні, ніж типово перигляціальні ландшафти. Тому перехід від холодного до теплого архетипу ландшафтогенезу тут відбувався раніше, ніж у більш північних регіонах України. Так, палінологічні дослідження Г. А. Пашкевич (1981) мезолітичних стоянок в Одеській області засвідчили, що на межі пізнього дріасу – пребореалу тут були поширені дернинно-злакові степи. Водночас значна участь у спектрі пилку лободових і ефедри вказують на те, що ґрунтовий покрив на той час ще не був добре сформованим. Судячи з цитованої праці, а також

роботи О. Т. Артюшенко (1970), у пребореалі участь у степових ценозах лободових, полинів, галофітів помітно зменшилась на користь злаків і різнотрав'я. Це може свідчити про те, що в межах Причорномор'я та Рівнинного Криму перехід від етапу плейстоценових трансформацій ландшафтів до етапу їх голоценової історії стався на межі між пізнім дріасом і пребореалом.

Отже, вважатимемо, що етап голоценової історії ландшафтів України обмежується часом від бореалу (почався 9,0 тис. р. т.) до сьогоднішнього – для мішанолісової, широколисто-лісової, лісостепової зон і північного степу, і часом від середини пребореалу (приблизно від 9,5 тис. р. т.) до сьогоднішнього – для Причорноморської низовини.

Розділ 3

ЗМІНИ ЛАНДШАФТІВ УКРАЇНИ В ГОЛОЦЕНІ

Про зміни природи України та суміжних із нею територій у голоцені свідчать численні публікації ландшафтознавчого чи близького до нього змісту: О. Л. Александровського (1983, 2015-а, 2015-б), О. Т. Артюшенко (1970, 1972), Л. Г. Безусько з колегами (Безусько та ін., 1988, 2000, 2010-а, 2011), М. Ф. Веклича (1999), Н. П. Герасименко (2004, 2015, 2020), М. Д. Гродзинського (2020), Ю. М. Дмитрука (2015), В. П. Золотуна (1974), Ю. Д. Клеопова (1990), К. В. Кременецького (1991), Є. М. Лавренка (1930), Ф. М. Лисецького (2000), Ж. М. Матвіїшиної та ін. (2010), Ф. М. Мількова (1950), Г. А. Пашкевич (1972), С. П. Романчука (1998, 2007), О. В. Смірнкової та ін. (2004), М. О. Хотинського, С. С. Савіної (1985).

Близькість до сучасності голоцену (а у багатьох аспектах він і є сучасністю), краща збереженість його природних артефактів дають можливість розглянути голоценову історію ландшафтів України у розрізі (в масштабі) її окремих регіонів. Однак, за задумом цієї книги, у ній розглядаються питання еволюції ландшафтів, які мають "загальноукраїнський" масштаб. Серед питань такого масштабу для голоценової історії ландшафтів території України особливий інтерес становлять і в цій книзі розглядаються такі: 1 – чи зміни клімату впродовж цього етапу були достатніми, щоби істотно змінити ландшафтну зональність?; 2 – у чому полягала інерційність ландшафтів на кліматичні зміни голоцену?; 3 – коли й яким чином антропогенний чинник сучасного ландшафтогенезу набув регіонального масштабу свого впливу?

3.1. Кліматичні чинники змін ландшафтної зональності

У межах території України горотворних процесів протягом етапу голоценової історії ландшафтогенезу не було, але кліматичні умови не лишались постійними. На їх зміни мали реагувати ґрунти, рослинність, водний режим і режим трофності ландшафтів. Це – саме ті складові та режими ландшафтів, які відповідають за формування й підтримання зональності та секторності рівнинних регіонів. Через це протягом голоценової історії ландшафтогенезу зміни ландшафтів рівнинної частини

території України торкались насамперед її зонально-секторного устрою. Зміни рельєфу у голоцені мали локальний масштаб свого прояву.

На зміни зонального устрою ландшафтів упродовж голоцену існують два погляди: 1 – ці зміни були неістотними (Зеров, 1952; Мильков, 1950; Разумовський 1981; Удра, 1988 та ін.); 2 – природна зональність за цей час зазнала суттєвих перебудов (Берг, 1947; Веклич, 1999; Смирнова и др., 2004 та ін.). Здавалося б, у вирішенні цієї дилеми не повинно бути складнощів: досить звернутись до наявних емпіричних даних палеогеографії, щоби з'ясувати, який із поглядів є вірним. Здебільшого ці дані стосуються складу пилку і спор у пробі ґрунту, відібраної в певному розрізі (палінологічний метод), або рис ґрунту, похованого під курганом або іншими насипом (педоархеологічний метод). Ці дані є точковими, отже відновлення за ними положення ландшафтних чи інших природних меж на різні часові зрізи голоцену є прийом доволі суб'єктивним.

Спробуємо знайти об'єктивну відповідь на питання щодо принципової можливості змін ландшафтно-зональності території України впродовж етапу голоценової історії її ландшафтів. Рушійним фактором цих змін були кліматичні коливання. Питання полягає в тому, чи їх амплітуда за час від бореалу до сьогодення була достатньою для того, аби спричинити зміни ґрунтово-рослинного покриву в регіональному масштабі. З ландшафтознавчо-географічного погляду особливо важливо з'ясувати, чи варіації клімату впродовж голоцену могли зумовити такі ефекти, як зміни положення меж ландшафтних зон на сотні кілометрів, як, наприклад, вважав Л.С. Берг (1947), або заміни однієї зони іншою на просторах у тисячі кв. кілометрів.

Кліматичні осциляції голоцену

На відміну від часів Л. Берга, нині є значно більш надійні дані щодо температурних коливань протягом голоцену. На рис. 3.1 наведено графік середньорічних температур, осереднених для смуги широт 30–90° пн. ш. усієї північної півкулі.

Як свідчить рис. 3.1, амплітуда середньорічних температур північної півкулі в смузі широт 30–90° пн.ш. за весь етап голоценової історії ландшафтів становить близько 2,0 °С: від її мінімального значення -0,8 °С під час "Малого льодовикового періоду" до максимального значення 1,2 °С в атлантичний період (сучасне потепління ми не враховуємо). При цьому найбільш різкі зміни температур були в першій половині бореалу ВО-1 (амплітуда 0,6 °С, швидкість зміни 0,05 °С за 100 років) та протягом субатлантичного періоду голоцену (амплітуда 1,0 °С, швидкість зміни 0,2°С/100 років). Зауважимо, що навіть без урахування похолодання

пізнього дріасу (на рис. 3.1 цей часовий проміжок не показано), аналогічні значні зміни температури (на амплітуду $1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ за швидкості $0,1^{\circ}\text{C}/100$ років) відбувались і у пребореалі.

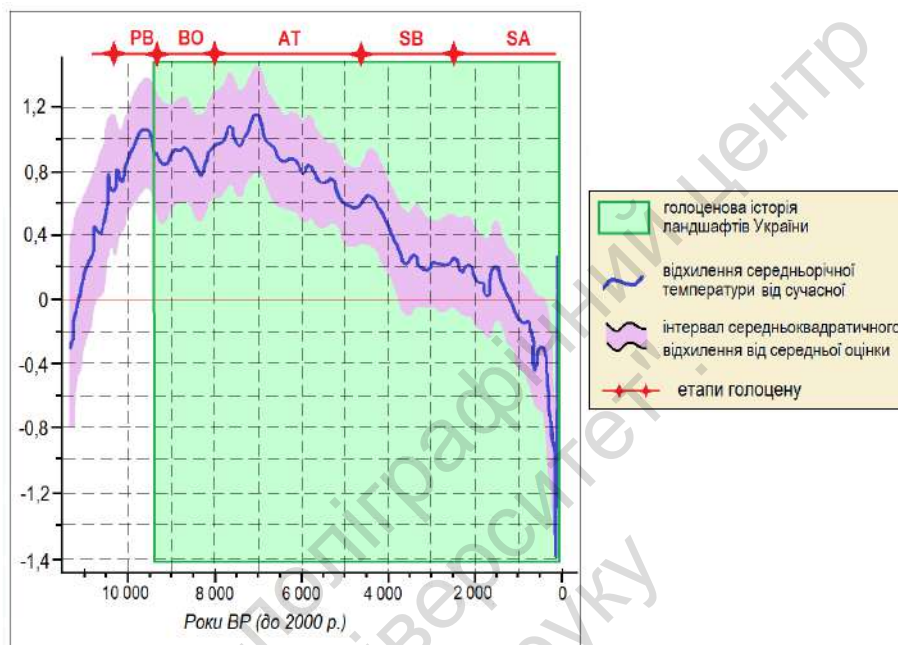


Рис. 3.1. Відхилення середньорічної температури повітря, пересічної для смуги широт $30\text{--}90^{\circ}$ пн.ш. від сучасної температури (середньої для періоду 1961–1990 років): PB – пребореальний, BO – бореальний, AT – атлантичний, SB – суббореальний, SA – субатлантичний періоди голоцену (за Marcott e.a., 2013 зі змінами)

Для України та суміжних територій реконструкції клімату голоцену було отримано за палінологічними даними. Їх узагальнено в табл. 3.1.

Оцінки амплітуди температурних показників за етап голоценової історії ландшафтів України, що наведені в табл. 3.1, виявляються близькими до відповідних "глобальних" оцінок для північної півкулі, наведених на рис. 3.1. Їх більшість лежить в інтервалі від $1,5$ до $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

На флуктуацію опадів упродовж голоцену існують суперечливі погляди. Зустрічаються доволі "сміливі" оцінки змін зволоження – аж до різниці річної суми опадів у $200\text{--}3000$ мм за цей час. Але більшість дослідників схильні вважати, що амплітуда річної суми опадів за голоцен не перевищувала $25\text{--}50$ мм (Палеокліматы..., 2009; Хотинский, Савина, 1985; Безусько и др., 1988), що цілком узгоджується з оцінками в табл. 3.1.

Таблиця 3.1

**Амплітуди середніх температур
та суми опадів за етап голоценової історії ландшафтів України**
(розраховано за даними, узагальненими в роботі [Безусько та ін., 2011]),
для Передкарпаття – за даними у роботі (Чумак, 2014)

РЕГІОН	Амплітуди середньої температури, °С			Амплітуда річної суми опадів, мм
	за рік	січня	липня	
Лісова зона	2–2,5	2,5–3,0	1,5–2,0	50
Лісостепова зона, правобережжя	1–2,5	1,5–3,0	1,5–2,0	50–75
Лісостепова зона, лівобережжя	1,5–2,0	1,5–2,5	0,5–2,0	50–75
Степова зона	1,5–2,0	1,5–2,0	0,5–1,0	50
Передкарпаття	2,0–4,0	1,5–3,5	1,0–1,5	100–200

Постає питання, чи вказані в табл. 3.1 коливання кліматичних показників були достатніми для зміни територіальної структури ландшафтної зональності півдня Східноєвропейської рівнини?

Кліматичні амплітуди та ніші ландшафтів України

Відповідь на питання ландшафтної значущості кліматичних осциляцій голоцену потребує певного "мірила" цієї значущості. На його роль добре пасують розміри факторних амплітуд і ніш зональних типів ландшафтів. Факторна амплітуда ландшафту певного типу – це діапазон значень показника фактору (суми опадів, температури тощо), в межах якого даний тип ландшафту може існувати. Ніша ландшафту – це об'єм у просторі декількох факторів, у межах якого даний тип ландшафту може формуватися й існувати за будь-якої комбінації їх сумісної дії (Гродзинський, 2014).

Якщо факторна амплітуда ландшафту за певним показником клімату набагато ширша, ніж амплітуда коливань цього показника за голоцен, то цей ландшафт до таких коливань виявляється малочутливим. Це означає, що ймовірність його заміни протягом голоцену на ландшафт іншого типу є малою. Неістотними повинні бути й зміщення меж ландшафтів цього типу. Якщо ж факторна амплітуда типу ландшафту вужча, ніж амплітуда коливань значень кліматичного показника за

голоцен, то такий тип ландшафту до цих коливань виявляється нестійким і може поступитися місцем ландшафту іншого типу, який краще відповідає новим кліматичним умовам.

Оцінки ширини кліматичних амплітуд і ніш ландшафтів України наведено в книзі (Гродзинський, Свідзінська, 2008). Типи зональних ландшафтів, які в межах відповідних зон є домінуючими за площею (тобто визначають "обличчя" ландшафтної зональності України), мають факторні амплітуди за річною сумою опадів, ширина яких у декілька разів більша, ніж амплітуда змін цього показника за всю голоценову історію ландшафтів (як зазначалось, її можна оцінити в 50–70 мм). Рисунок 3.2 дає уявлення про ці відмінності.

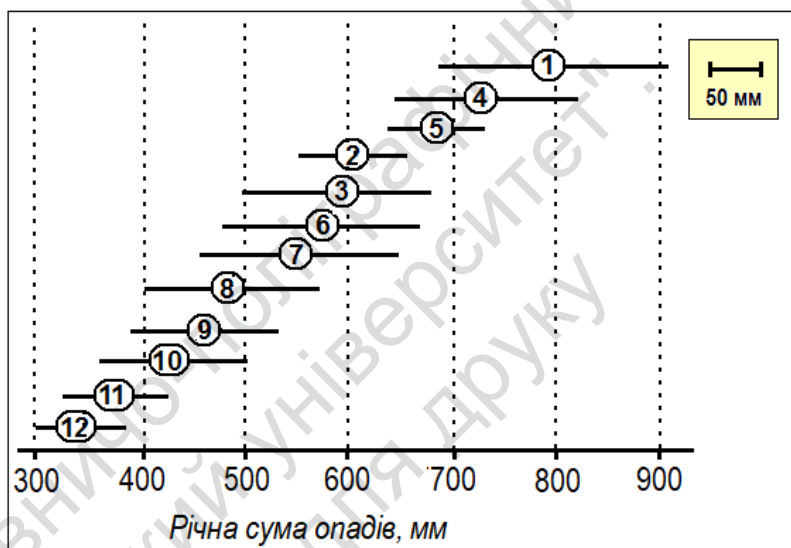


Рис. 3.2. Амплітуди зональних типів ландшафтів України за фактором річної суми опадів (Гродзинський, 2014): цифри 1–12 – типи ландшафтів, що домінують за площею в межах ландшафтних зон України: 1 – мішанолісові піщані і супіщані з дерново-підзолистими поверхнево-оглеєними ґрунтами; 2 – мішанолісові піщано-супіщані з дерново-підзолистими ґрунтами; 3 – широколистісові рівнинно-схилісові із сірими опідзоленими ґрунтами; 4 – те ж – із сірими опідзоленими оглеєними ґрунтами; 5 – широколистісові рівнинні лісові з чорноземами опідзоленими оглеєними; 6 – широколистісові рівнинно-схилісові лісові з чорноземами опідзоленими; 7 – лучно-степові рівнинно-пологосхилісові лісові з чорноземами типовими; 8 – північностепові рівнинні лісові з чорноземами звичайними середньогумусними; 9 – середньостепові рівнинні лісові з чорноземами звичайними малогумусними; 10 – південностепові рівнинні лісові з чорноземами південними; 11 – те ж – з темно-каштановими ґрунтами; 12 – сухостепові з каштановими солонцюватими ґрунтами

Рисунок 3.2 свідчить про те, що домінантні за площею зональні типи ландшафтів України мають "адаптивний потенціал", цілком достатній для того, щоби протистояти змінам зволоження протягом голоцену. Отже, лише флуктуації суми опадів не могли призвести до зникнення цих типів ландшафтів з теренів України. Міг бути лиш певний перерозподіл площ між близькими типами ландшафтів з відповідними зміщеннями меж між ними. На ці можливості вказує перетин факторних амплітуд ландшафтів зональних типів, області якого показано на рис. 3.3.

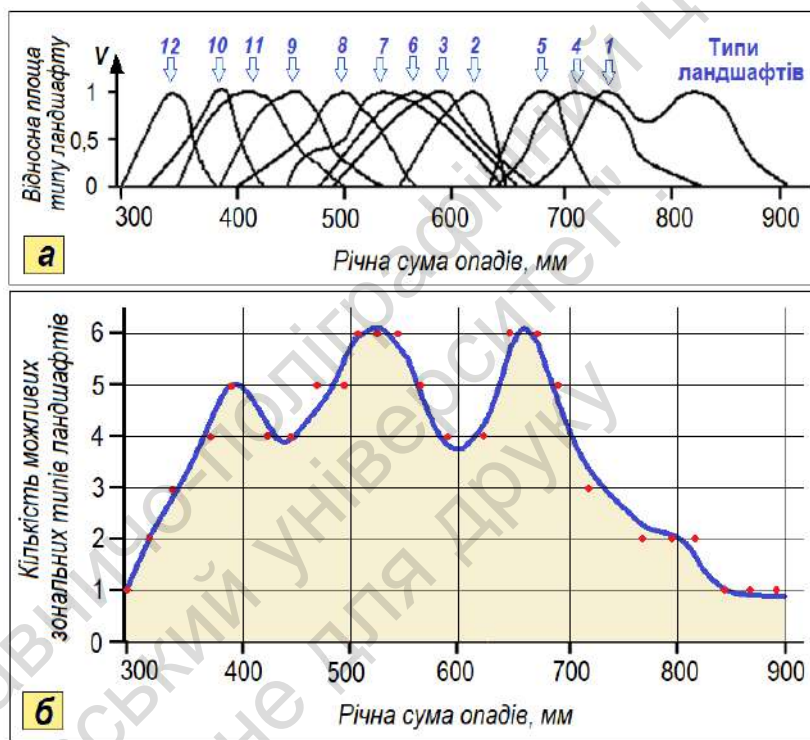


Рис. 3.3. Перетин факторних амплітуд зональних типів ландшафтів України на осі річної суми опадів (а) і кількість зональних типів ландшафтів, які можуть формуватися й існувати за відповідної суми опадів (б): V – відносна площа ландшафтів у місцях з даною сумою опадів (нормована на його максимальне значення); 1–12 – типи ландшафтів (див. підпис до рис. 3.2).

Перетин факторних амплітуд ландшафтів свідчить про те, що в певному діапазоні зволоження можуть формуватись і одночасно існувати ландшафти декількох типів. Ці типи трапляються сумісно й найчастіше межують між собою в ареалах зі спільним для них діапазоном суми опадів

(див. рис. 3.3, а). В одному й тому самому діапазоні зволоження можуть існувати декілька типів ландшафтів. На рис. 3.3, б показано кількість зональних типів ландшафтів України, які за відповідної суми річних опадів можуть існувати разом (і, відповідно, "конкурувати" за площу).

Отже, хоча коливання суми опадів за голоцен було меншим, ніж відповідна факторна амплітуда ландшафтів, але певні зміни їхньої площі, конфігурації, положення меж та кількості контурів могли бути. При цьому кількість зональних типів ландшафтів, між якими були можливі зміщення меж і перерозподіл площі, залежить від рівня атмосферного зволоження. Як видно з рис. 3.3, б, найнапруженіші територіальні відношення між зональними типами ландшафтів України складаються за річної суми опадів 500–550 мм і 650–670 мм.

Інший характер має співвідношення розмірів факторних амплітуд ландшафтів і амплітуди їх змін за голоцен для температури повітря (середньорічної, липня і серпня). Для більшості типів рівнинних ландшафтів України факторна амплітуда цих показників не перевищує 1 °С. Натомість, як свідчить табл. 3.1, амплітуди відповідних температурних коливань протягом етапу голоценової історії ландшафтів України були у кілька разів більшими. Це свідчить про те, що впродовж етапу голоценової історії ландшафтів України коливання температури могли спричинити заміщення одного типу зонального ландшафту іншим, у тому числі – й ландшафтом, який належить до іншого зонального типу.

І справді, виконані нами розрахунки за кліматичними картами України (Агрокліматический атлас, 1964, Клімат України, 2003) свідчать, що для території нашої держави зміна січневої температури на 1 °С відповідає зміні тривалості безморозного періоду від 10 до 14 днів (залежно від регіону), зміна на 1 °С середньолипневої температури означає зміну суми ефективної (вище 5 °С) температури повітря на 100–150 °С, зміна середньорічної температури на 1 °С призводить до зміни вегетаційного періоду від 10 до 15 днів. Тобто зміна середньої температури повітря на 1 °С означає доволі істотні зміни термінів і тривалості вегетації рослин, їх теплозабезпечення та інших показників терморегіму ландшафту. Ґрунтово-рослинний покрив має реагувати на такі зміни. Але масштаб цих змін вимагає з'ясування. Зокрема, важливо знати (у тому числі щодо сучасного потепління), чи температурні коливання голоцену могли призвести до заміни однієї ландшафтної зони іншою на значних просторах півдня Східноєвропейської рівнини. Це питання – тема наступного підрозділу книги.

3.2. Перебудови зонально-секторної структури України в голоцені

В літературі наведено чимало свідчень зміни за голоцен одного зонального типу ландшафту іншим. Найпоказовішими є результати порівняння ґрунтів під курганами, оборонними валами мезоліту, неоліту чи бронзового віку із сучасними ґрунтами, розташованими поруч чи на цих археологічних пам'ятках. Якщо обмежитись узагальненням співвідношення похованих ґрунтів певного віку (наприклад, бронзового = суббореал) з пізнішими й сучасними ґрунтами, то важливий висновок полягає у такому: для території України та суміжних із нею регіонів загальної тенденції у змінах зон не простежується. В одних ареалах лучно-степові ландшафти змінились на лісові, тоді як в інших ареалах таких змін не було. Так, О. Л. Александровський (1988), досліджуючи Поділля й Передкарпаття, діагностує ґрунти, що поховані під курганами бронзового віку, як чорноземи типові з потужним гумусовим горизонтом. У цьому ж регіоні під курганами залізного віку та насипами середньовіччя (субатлантика) поховані сірі опідзолені й навіть дерново-підзолисті ґрунти. Такими ж є й фонові сучасні ґрунти поблизу цих археологічних пам'яток. З цього Александровський робить висновок, що з початком субатлантичного періоду голоцену (2,5 тис. р. т.) лучно-степові ландшафти Центральної та Східної Європи змінились на лісові.

З викладеним твердженням не можна погодитись хоча б тому, що на Подільській височині та Передкарпатті впродовж усієї голоценової історії ландшафтогенезу були й лишаються поширеними геохори з чорноземами типовими під лучно-степовою рослинністю. Тобто еволюції від степу до лісу вони не зазнали. Про це свідчать палінологічні та палеопедологічні дані практично всіх дослідників цього регіону, які вказують лише на локальне поширення степової рослинності на Поділлі та Передкарпатті в голоцені (Артюшенко, 1970, 1982; Безусько та ін., 2011; Дорошкевич, 2018 та ін.). На Середньоруській височині у Стрілецькій ділянці Центрально-Чорноземного заповідника Росії під сторожевими валами бронзового віку поховані чорноземи типові й такі самі ґрунти формують тут сучасний ґрунтовий покрив (Марголина, Ильичев, 1985). Тобто ландшафт тут від суббореалу й дотепер лишився лучностеповим.

Отже, з наявних педоархеологічних даних можна висунути припущення, що трансформації зонального устрою території України контролювались не безпосередньо загальнокліматичними макрорегіональними змінами голоцену, а залежали чи, принаймні, опосередковувались, місцевими

умовами. Серед них глибина та історія антропогенного перетворення ландшафту відігравали не останню роль.

На те, що впродовж голоценової історії ландшафтогенезу на території України склад ландшафтних зон і підзони лишався тим самим, вказує порівняння амплітуд кліматичних коливань за голоцен (див. табл. 3.1) з факторними амплітудами ландшафтних зон і підзон на території України (табл. 3.2).

Таблиця 3.2

**Оцінки факторних амплітуд ландшафтних зон і підзон України
(Гродзинський, Свідзінська, 2004)**

<i>Зони і підзони</i>	<i>Факторні амплітуди за пересічною температурою повітря і річною сумою опадів; у дужках – межі амплітуд</i>		
	<i>Липень, t °C</i>	<i>Січень, t °C</i>	<i>Річні опади, мм</i>
Мішанолісова	1,5° (17,6–19,1°)	4,1° (-8,2– -4,1°)	114 (589–703)
Широколистолісова	1,9° (17,4–20,3°)	3,8° (-7,8– -4,0°)	174 (542–716)
Лісостепова	2,3° (17,8–21,0°)	3,9° (-8,1– -4,2°)	203 (515–718)
Степова	2,9° (19,9–22,8°)	8,5° (-7,1– 1,4°)	183 (387–570)
північностепова	2,2° (19,9–22,1°)	3,1° (-7,1– -4,0°)	116 (454–570)
південностепова	1,8° (21,0– 2,8°)	1,7° (-4,8– -3,1°)	129 (417–546)
сухостепова	1,0° (21,8–22,8°)	2,4° (-3,8– -1,4°)	76 (400–476)
Рівнинного Криму	2,6° (20,1–22,7°)	3,7° (-2,3– 1,4°)	73 (387–460)

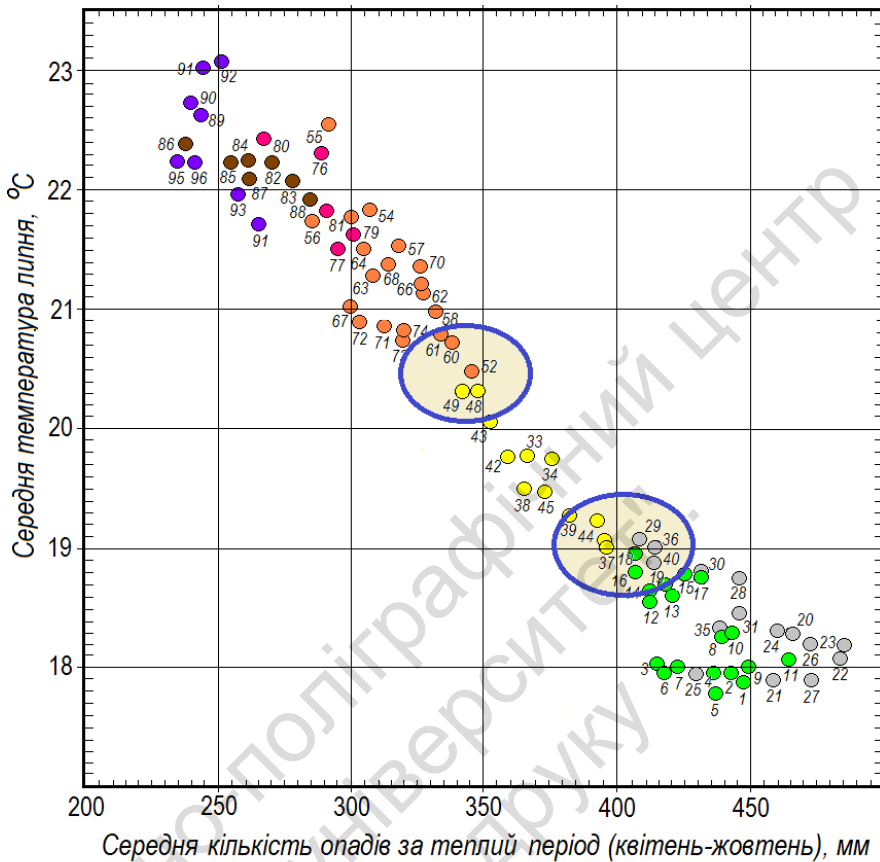
Як видно з порівняння даних, наведених у табл. 3.2, амплітуди кліматичних факторів усіх ландшафтних зон України виявляються ширшими, ніж амплітуди кліматичних коливань цих факторів за голоценову історію ландшафтогенезу. Отже, впродовж цієї історії ландшафтні зони, що вже сформувались на початку бореального періоду голоцену, не зникали з території України навіть і в найнесприятливіші для деяких із них часи. Зокрема, лісостеп і степ як зони простягались на рівнинній Україні й під час т. зв. малого льодовикового періоду. Не виникало на теренах України й ландшафтних зон і підзон, яких тут немає й нині. Зокрема, геохори напівпустельного типу поширені в Україні й тепер. У найбільш ксератичний (сухий і теплий) період голоцену, яким вважається SB-2 (4,1–3,3 тис. р. т.) вони, дуже ймовірно, обіймали більші

площі. Але й на той час напівпустельні геохори лише входили до мозаїки геохор сухостепової підзони, відігравали у ній другорядну за площею роль і в територіально цілісну підзону не зливались.

Хоча склад ландшафтних зон упродовж голоценової історії ландшафтогенезу лишився на території України незмінним, межі між цими зонами могли змінювати своє місцезоположення. Оскільки південна межа зони мішаних лісів в Україні визначається не кліматом, а ареалом поширення флювіогляціальних піщано-супіщаних відкладів, то йдеться про межу між лісостепом і степом, а також про межу між широколистолистою зоною та лісостепом. Спробуємо визначити, в яких ареалах і наскільки далеким могло бути переміщення в голоцені цих двох зональних меж.

Положення ландшафтних зон і конфігурація їхніх меж контролюється сумісною дією зволоження та теплозабезпечення. Отже, характер їх потенційних змін за голоцен можна простежити на площині, осями якої є показники двох цих факторів. Приклад такої площини наведено на рис. 3.4.

На рис. 3.4 показано точки оптимумів двовимірних ніш зональних типів ландшафтів України у площині двох кліматичних показників: суми опадів теплого періоду року й середньої температури повітря за липень. Аналогічні схеми ординації можна побудувати й для інших пар факторів тепло- та вологозабезпечення ландшафтів (Гродзинський, Свідзінська, 2008). Для з'ясування можливого зміщення меж між ландшафтними зонами особливий інтерес становлять ті області площини кліматичних факторів, в яких перетинаються ніші ландшафтів суміжних зон. На рис. 3.4 ці області показано відповідними еліпсами. Вони окреслені з урахуванням розмірів факторних амплітуд типів ландшафтів за опадами теплого періоду (у середньому становить 20–35 мм) і липневою температурою (у середньому 0,6–0,8 °С). Як можна бачити з рис. 3.4, кліматичні умови, за яких можливе існування і зони широколистяних лісів і зони лісостепу, а отже – і переміщення межі між ними, одночасно відповідають двом умовам: температура липня лежить в інтервалі 18,2–19,8 °С, а сума опадів за теплий період – в інтервалі 365–435 мм. Для переміщення межі між лісостепом і степом сприятливі умови складаються за середньої липневої температури від 19,5 до 21 °С, коли сума опадів теплого періоду сягає від 320 до 380 мм. З урахуванням можливих за голоценову історію ландшафтогенезу коливань цих метеоелементів (див. табл. 3.1), виявлено ареали, де спостерігаються саме такі кліматичні умови (див. рис. 3.5 і рис. 3.6).



Зональні типи ландшафтів:

- мішанолісові (№№ 1-19)
 - широколистісові (№№ 20-23; 36-40)
 - лучно-степові (№№ 31-34; 42, 43, 47-49)
 - північностепові (№№ 52-57)
 - середньостепові (№№ 77-81)
 - сухостепові (№№ 82-87)
 - кримські варіанти степових ландшафтів (№№ 89-96)
- Кліматичні умови, сприятливі для існування ландшафтів суміжних зон

Рис. 3.4. Ординація ландшафтів України у площині факторів "сума опадів за теплий період року – середня температура липня" (Гродзинський, Свідзінська, 2008); кружечками позначено точки оптимумів (центри ніш) зональних типів ландшафтів; цифри 1–96 – ландшафти за легендою ландшафтної карти України (Ландшафти: карта 2007)

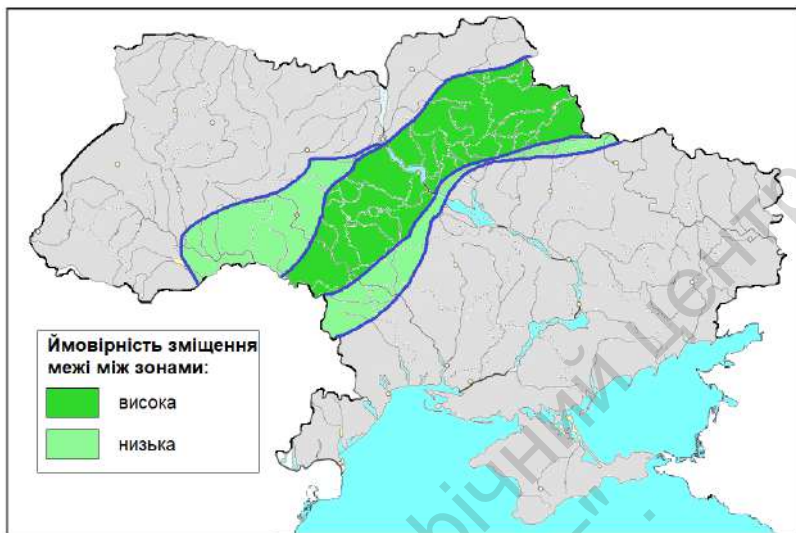


Рис. 3.5. Кліматичний ареал можливого зміщення межі між зоною широколистяних лісів і зоною лісостепу за етап голоценової історії ландшафтогенезу України

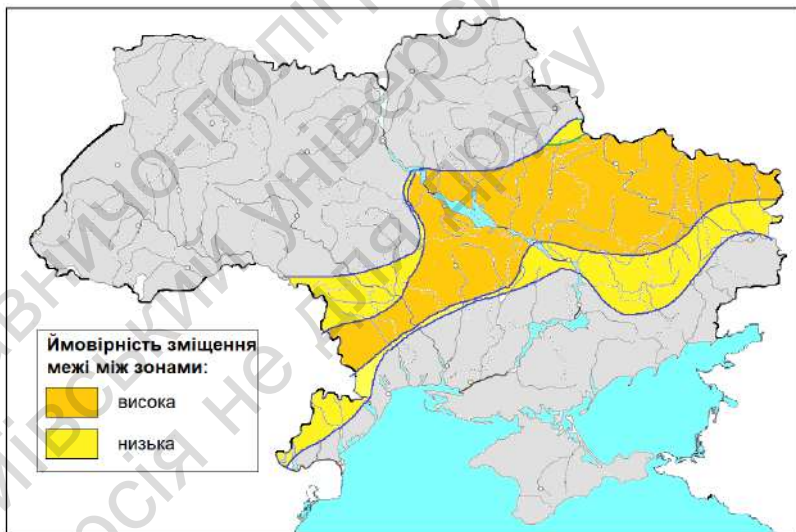


Рис. 3.6. Кліматичний ареал можливого зміщення межі між зоною лісостепу і степу за етап голоценової історії ландшафтогенезу України

На рис. 3.5 і 3.6 зображено ареали, в межах яких варіації клімату впродовж голоценової історії ландшафтів України могли спричинити зміщення меж між відповідними суміжними ландшафтними зонами.

Поперечник цього ареалу для межі між зонами широколистих лісів і лісостепу (див. рис. 3.5) коливається від 50 до 120 км, а поперечник ареалу зміщень межі між степовою та лісостеповою зонами ширший і на лівобережжі України перевищує 200 км (див. рис. 3.6). Це – значно менші оцінки, ніж припущення Л. С. Берга (1947) та деяких інших дослідників щодо переміщення зональних меж за голоцен на багато сотень кілометрів. Більше того, ареали коливання місцеположення зональних меж, що зображені на рис. 3.5 і 3.6, слід розглядати як теоретично максимально великі, оскільки їхні розміри не обмежуються іншими, ніж кліматичні, чинниками. Насправді, крім клімату, обриси ареалів зміщення зональних меж обмежувались і багатьма іншими факторами, серед яких: дефіцит насінневого матеріалу, повільні темпи розселення рослин, вплив висотного місцеположення та морфології поверхні на формування ґрунтово-рослинного покриву, особливості субстрату, історія освоєння простору людиною та ін. Отже, в дійсності ареали зміщення міжзональних ландшафтних меж у голоцені мають бути істотно вузкими, ніж їх потенційні кліматичні ареали на рис. 3.5 і 3.6.

Особливо це стосується межі зони широколистих лісів на лівобережній частині території України. Вона тут у голоцені якщо й була, то обіймала нешироку смугу, яка оторочує з півдня Чернігівське Полісся й розширюється з виходом на відроги Середньоруської височини (Гродзинський, 2011). Головними причинами редукованості зони широколистих лісів на лівобережній частині України та її заміщення тут лісостепом слід вважати дещо більшу континентальність клімату, віддаленість цього регіону від головних рефугіумів термофільних видів дерев, наявність розлогих просторів із плоским рельєфом, що заважало утворенню в льодовикові періоди плейстоцену мікрорефугіумів і їхню організацію в територіальні мережі. Хоча кліматичні умови голоцену загалом сприяли поширенню на лівобережжі широколистолисових ландшафтів, але через вказані обмеження вони тут територіально цілісної зони не утворили. Як окремі мезогеохори вони лише входять до складу зони лісостепу.

Загалом щодо зміщення зональних меж у голоцені та витіснення одних зональних геохор іншими, право- та лівобережна частини території України відрізняються між собою. Правобережна Україна – це арена "боротьби" за площу між зоною широколистих лісів і зоною лісостепу, а її лівобережна частина – арена боротьби між зонами лісостепу і степу.

Як свідчать палінологічні дані, протягом етапу голоценової історії ландшафтів перебудови територіальної структури ландшафтно-зональ-

ності на території України відбувались неодноразово. Особливо сприятливими для них були відтинки часу з різкими змінами температур. Як вказано вище, ними були перша половина бореалу та початок субатлантичного періоду (див. рис. 3.1). Всього за голоцен виділяють 6 періодів швидких змін клімату, т. зв. RCC (англ. – rapid climate change): 9000–8000, 6000–5000, 4200–3800, 3500–2500, 1200–1000 та 600–150 календарних (каліброваних) років BP (Mayewski e.a., 2004). У ці часові відтинки й могли статися найпомітніші перебудови структури ландшафтно-зональності, зумовлені кліматичними причинами.

Звичайно, викладені вище припущення мають доволі гіпотетичний характер, оскільки базуються тільки на кліматичних даних. Точність факторних амплітуд ландшафтів, установлених за розрідженою мережею метеоданих, а також точність значень показників клімату голоцену, реконструйованих за флористичними даними, бажають бути кращими. Так, за розрахунками авторів методу визначення температур і суми опадів за флористичними даними (метод В. П. Гричука), отримані оцінки річних сум опадів мають похибку в ± 50 мм, а середніх температур – в ± 1 °C (Гричук, 1985). Й хоча наявні для голоцену України педоархеологічні та палінологічні дані не суперечать отриманим на рис. 3.5 і 3.6 схемам, існують обставини, врахування яких дало б можливість уточнити їх. Одна з них – інерційність змін ландшафтів на кліматичні коливання голоцену.

3.3. Інерційність ландшафтогенезу в голоцeni

У контексті змін ландшафтів протягом голоцену їхня інерційність полягає в часовій затримці реакції на зміни клімату, через що величина цієї реакції з часом згладжується або й взагалі нівелюється. Отже, поняття інерційності охоплює два ефекти: відтермінування (часову затримку) змін ландшафтів і демпфування (гасіння, зменшення величини) цих змін. Якби цих ефектів не було, то структура ландшафтно-зональності за кожної різкої зміни клімату типу RCC (за Mayewski e.a., 2004) зазнавала б мало не кардинальних перебудов. Цього за голоценову історію ландшафтів України не було. Їхні зміни є своєрідним балансом між ландшафтоформувальним потенціалом кліматичних флуктуацій голоцену (про його величину дають уявлення рис. 3.5, 3.6) та інерційністю ландшафтів до кліматичних змін.

Для формування і змін ландшафтно-зональності голоцену найбільше значення мають інерційні реакції ґрунтів і рослинності. Для обох цих

складових ландшафту можна виділити два типи інерційних реакцій, які назвемо онтогенетичними та алоеволуційними. Інерційні реакції онтогенетичного типу відповідають часу, який знадобився для того, щоби на вихідних поверхнях післяльодовиків'я і пребореалу сформувався ґрунтово-рослинний покрив, відповідний теплим кліматичним умовам голоцену. Часові затримки алоеволуційного типу означають запізнення й демпфування змін вже існуючих ґрунтів і рослинності під впливом варіації кліматичних та інших чинників.

3.3.1. Онтогенетична інерційність ландшафтів

Кліматичні умови початку етапу голоценової історії ландшафтів були доволі подібними до сучасних, ба й навіть на 1 °С теплішими (див. рис. 2.3). За таких умов на території України цілком могли існувати розвинені (повнопрофільні) текстурно-диференційовані ґрунти, у лісах – широколисті види дерев, а у степах – асоціації з домінуванням ковили. Але таких ґрунтів і такого рослинного покриву на той час тут не було. Знадобився час, щоби вони виникли, тобто – пройшли свій онтогенез від нуль-моменту до стану динамічної рівноваги з умовами клімату (стан кліматичного клімаксу чи близького до нього).

Отже, часова затримка онтогенетичного типу фактично відповідає часу утворення ґрунтів з вихідного субстрату їх формування (у ґрунтознавстві – аутоеволуції, онтогенезу ґрунтів). Для рослинності ця затримка відповідає часу формування рослинного покриву, пов'язаного із заселенням території рослинами, їх приживанням на новому місці (ецеzisом), налагодженням зв'язків між видами через конкуренцію, симбіоз тощо (в екології – первинні сукцесії, сингенез за В. М. Сукачовим).

Дані щодо швидкості та часу формування ґрунтів і рослинного покриву суперечливі. З оглядових робіт з цього питання можна бачити, що оцінки часу формування зрілих ґрунтів у голоцені дуже різняться – від кількох сотень до 7 000 років. (Александровский, Александровская, 2005). Таке саме різноманіття думок існує й щодо часу формування рослинного покриву у післяльодовиковий час – від сотень до декількох тисяч років (Webb, 1986). Слід також брати до уваги похибку датувань за радіовуглецевим методом, яка для раннього голоцену становить від 700 до 1000 років. Це означає, що наявні палінологічні та палеопедологічні дані дають змогу висувати лише гіпотетичні припущення щодо змін рослинності й ґрунтів у першій половині голоцену за часові проміжки, коротші 700 років. З урахуванням цих обставин, оцінки часу формування ґрунтів і рослинного покриву, які наводяться нижче, слід розглядати як доволі

орієнтовні. Натомість про послідовність подій цього формування (без їхньої часової прив'язки) можна робити висновки з більшою впевненістю.

На початок голоценової історії ландшафтогенезу на рівнинній частині території України було три великі регіони, які відрізнялись між собою за глибиною змін ландшафтів валдайським зледенінням, похолоданнями дріасу та пребореалу РВ-2, а також вихідними поверхнями ландшафтогенезу. Цими регіонами були Полісся, серединна макросмуга (ареал сучасної широколистолисової, лісостепової зон і північностепової підзони), південна макросмуга (Причорномор'я).

Поліські ландшафти

На кінець пребореалу – початок бореалу ландшафти Полісся являли собою піщано-супіщані арени, вкриті сосновими, березово-сосновими та березовими лісами з дуже незначним домішком широколистих порід, наявністю видів-мікротермів, властивих пізньольодовиковому флористичному комплексу (Артюшенко та ін., 1982; Безусько та ін., 2011; Герасименко, 2015; Пашкевич, 1972). Поодинокі пилкові зернини широколистих порід (дуб, липа, в'яз, ліщина) у спорово-пилкових спектрах Полісся пізнього пребореалу можуть свідчити не стільки про їх входження до складу соснових лісів, скільки про їх локальне поширення в мікрорефугіумах прилеглих перигляціальних рівнин. Ці мікрорефугіуми мали не кліматичну, а едафічну природу й, імовірно, відповідали мікрогеохорам широколисто-соснових лісів на багатших субстратах (супіщаного або двочленного складу).

Хоча даних про ранньоголоценові ґрунти Полісся України обмаль, є підстави вважати, що на кінець похолодання пребореалу вони були представлені гумусовими горизонтами і гумусовими клиноподібними структурами, різного ступеня перевідкладеними соліфлюкційними процесами. Ознак текстурної диференціації такі ґрунти не мали. Навпаки, їм була властива оглиненість, зумовлена високим заляганням мерзлоти, яка перешкоджала низхідній міграції мулу (Александровский, 1983).

Водночас кліматичним умовам початку голоценової історії ландшафтів і покривним відкладам Полісся мали б відповідати дерново-підзолисті ґрунти й мішані ліси. На багатших ґрунтах (супіщаних) у цих лісах домінуючу роль повинен був відігравати дуб, а на бідніших піщаних – сосна та береза. Власне, формування ґрунтів і рослинного покриву такого типу й мало місце в Поліссі у бореалі. Дослідники рослинності голоцену України солідарні в тому, що її зміни впродовж бореального часу полягали в поступовому зростанні участі широколистих порід у складі лісів і трансформації чистих соснових і березово-соснових лісів у мішані (складні суборі), мезофітизації

трав'яних угруповань (Артюшенко и др., 1982; Безусько та ін., 2011; Герасименко, 2004; Пашкевич, 1972; Смирнова и др., 2004 та ін.).

Ознакою досягнення рослинністю Полісся квазірівноважного стану в кліматичних умовах голоцену можна вважати набуття дубом субдомінантної ролі в мішаних лісах на значній їх площі. Виходячи з оцінок Н. П. Герасименко (2004), цю подію можна віднести до початку атлантичного часу голоцену, орієнтовно – до інтервалу 8,0–7,8 тис. р. т. Через деякий час (вірогідно, у другу фазу потепління першої половини атлантики, 6,9–6,3 тис. р. т.) у поліських лісах Правобережжя значно поширився також граб. Врешті рослинний покрив Полісся набув близького до сучасного характеру й був представлений дубово-сосновими, грабово-дубово-сосновими, на бідніших піщаних ґрунтах – сосновими та сосново-березовими лісами. Отже, онтогенез голоценового мішаного лісу Полісся (едафікатори – сосна *Pinus sylvestris*, граб *Carpinus betulus*, дуб *Quercus robur*) як їх формування від бідних сосняків кінця пребореалу (9,0 тис. р. т.) до вказаного квазірівноважного стану (6,9–6,3 тис. р. т.), розтягнувся на 2100–2700 років.

Показово, що існуючі оцінки часу формування дерново-підзолистих ґрунтів загалом збігаються із вказаним часом онтогенезу мішаних (дубово-соснових) лісів. Згідно з узагальненням цього питання, виконаного О. Л. Александровським (2005), формування зрілого профілю суглинкових дерново-підзолистих ґрунтів обіймає часовий проміжок від 2,5 до 3,0 тис. років. Провідними чинниками цього процесу є лесиваж і кислотний гідроліз (руйнування мулистої фракції в елювіальних горизонтах). Обидва ці процеси на піщаному субстраті проходять швидше, тому час формування піщаних і супіщаних дерново-підзолистих ґрунтів має бути меншим. Це підтверджують наявні оцінки часу формування цих ґрунтів на пісках і супісках: він вкладається в інтервал 1,5–2,0 тис. років (Геннадієв, 1990). Водночас на карбонатних породах текстурна диференціація ґрунтів уповільнюється. З урахуванням цієї обставини час формування рендзин (дерново-карбонатних ґрунтів) на супіщаному елювії крейди Волинського Полісся міг становити 1,7–2,1 тис. років. Попри орієнтовний характер наведених оцінок, вони вказують на те, що формування ґрунтового покриву Полісся від примітивних "квазіґрунтових" утворень пребореалу до зрілих повнопрофільних дерново-підзолистих ґрунтів розтягнувся, ймовірно, на 1,5–2,1 тис. років.

Отже, у Поліссі часова затримка формування повнопрофільних ґрунтів була дещо меншою, ніж затримка формування клімаксової рослинності (2,1–2,7 тис. р.). Інакше кажучи, ґрунтовий покрив Полісся досяг свого

рівноважного стану в голоцені раніше, ніж рослинність. Цей факт узгоджується з концепцією "синхронно-періодичної еволюції ґрунтів", згідно з якою дерново-підзолисті ґрунти Східноєвропейської рівнини, що сформувались в атлантичний час, подальшого розвитку вже не зазнали (Таргульян, Александровский). Натомість рослинності знадобилось ще декілька сотень років (але не більше ніж 1000), аби відповідати клімату та ґрунтам Полісся. Попри цю часову невідповідність (затримку формування клімаксової рослинності щодо формування клімаксових ґрунтів) і ґрунти, і рослинність досягли в Українському Поліссі свого врівноваженого стану в один і той самий часовий проміжок голоцену, а саме – у фазах АТ-1 і АТ-2 атлантичного часу.

Ландшафти серединної макросмуги України

Для ландшафтів серединної макросмуги України (зони широколистих лісів, лісостепу та північна підзона степової зони) початок формування квазірівноважного ґрунтово-рослинного покриву також належить до кінця пребореалу – початку бореалу. У загальних рисах це формування нагадувало становлення ґрунтово-рослинного покриву мішаних лісів Полісся: для рослинності воно полягало у зростанні участі широколистих порід, для ґрунтів – у їхній текстурній диференціації, яка у серединній макросмузі супроводжувалась і деякими іншими ґрунтоутворними процесами. Однак щодо онтогенетичної інерційності ландшафти Полісся і серединної макросмуги відрізняються між собою як за вихідними поверхнями голоценової історії ландшафтогенезу, так і за станом рівноваги, до якої ландшафти цих регіонів повинні були прийти.

Для зональних ландшафтів серединної макросмуги України субстратом формування їхніх ґрунтів були лесові суглинки. На початок голоценової історії ландшафтогенезу (кінець пребореалу) вони були вкриті дерновими і дерново-карбонатними суглинковими ґрунтами (Герасименко, 2004). Кліматичним умовам раннього й, тим більше, середнього голоцену ці ґрунти не відповідали й поступово еволюціонували у бік своїх квазірівноважних станів. Залежно від місцеположення такими станами слід вважати сірі опідзолені, бурі опідзолені ґрунти й чорноземи типові. Вважається, що виніс глини в суспензіях і розвиток лесивованих (текстурно-диференційованих) ґрунтів на суглинках є процесом, повільнішим, ніж підзолотворення на пісках, і наводяться оцінки формування таких ґрунтів (сірих і бурих опідзолених, брүнфікованих рендзин) у 4,0–5,0 тис. років (Александровский, Александровская, 2005; Геннадиев, 1990; Дюшофур, 1970). Н. П. Герасименко (2015) вважає, що

вік гумусових горизонтів сірих і ясно-сірих опідзолених ґрунтів лівобережної частини України становить 5,0–5,1 тис. років. Виходячи з наведених даних, на формування цих ґрунтів від початку голоценової історії ландшафтів знадобилось 4,2–4,3 тис. років. Цю оцінку й приймемо за орієнтир для онтогенетичної часової затримки формування зрілого профілю ґрунтів серединної макросмуги України в голоцені: вона орієнтовно становила 4,0–4,5 тис. років. Звернімо увагу на те, що цей інтервал більший, ніж інерційність ґрунтів Полісся (1,5–2,1 тис. р.).

У серединній макросмузі України формування рослинності, врівноваженої з кліматичними умовами (клімаксової чи наближеної до неї), почалось від стадій березово-соснових лісів кінця пребореалу, а на півдні цієї макросмуги – від дернинно-злакових степів, насичених мікро-термними елементами. Для кліматичних умов раннього-середнього голоцену клімаксовою ця рослинність не була, й такими слід вважати угруповання з домінуванням широколистих видів дерев, насамперед дуба. Сосна та береза в цих угрупованнях, якщо й були присутні, то лише під час похолодань бореалу та атлантики. Але навіть і тоді ці та інші дрібнолисті види не відгравали у лісах едифікаторної ролі.

За сприятливих кліматичних умов (для дібров серединної макросмуги України, а саме такими ці умови в середньому голоцені загалом й були) формування лісів вказаного складу має обіймати часовий проміжок порядку 1000 років – такою є середня тривалість первинної сукцесії від її початкових стадій до клімаксової діброви (Исаков и др., 1986). Але цей процес блокувався повільними темпами розселення широколистих видів дерев з їх рефугіумів кінця плейстоцену. Як було розглянуто в підрозд. 2.3.3, наявність таких рефугіумів та їхня організація у мережі значно сприяє реколонізації рослинами просторів, покинутих ними у холодні етапи плейстоцену. Та, незважаючи на це, темпи цієї реколонізації були набагато повільнішими, ніж швидкість первинних сукцесій. Особливо повільно освоює нові простори едифікатор східноєвропейських дуб *Quercus robur*.

Дуб розселюється барохорним шляхом (жолуді переносяться від материнського дерева силою тяжіння), а також зоохорним (птахами, ссавцями зокрема, кабанамі). Дальність рознесення жолудів дубу цим шляхом може сягати 400 м (Евстигнеев и др., 2013; Vittoz, Engler, 2007). Але через те що дуб починає плодоносити у віці 50–60 років і робить це раз на 6–8 років, то швидкість його розселення не перевищує 10 м на рік. Крім цього, пилок дуба швидко опадає й руйнується на поверхні ґрунту, що негативно позначається на перехресному опиленні дерев авангардного розселення з рефугіумів чи інших лісових масивів, де щільність і чисельність популяції

дуба не є високою. А без перехресного опилення тривале розселення популяції та її життєздатність вкрай ускладнені. Занурення жолудів дуба в ґрунт на глибину, необхідну для їх проростання, також потребує сприятливих обставин. Вони складаються далеко не в кожному місці, куди потрапляють жолуді дуба, й далеко не кожного року.

Перелічені особливості дуба не виключають його розселення на значні відстані в голоцені, але вони вказують на те, що для цього був потрібен доволі тривалий час. Прийmemo оцінки швидкості розселення дуба за І. Х. Удрою (1988), тобто 5–10 м/рік. Припустимо також, що ареали серединної макросмуги України, в яких дуб знайшов свій прихисток у холодному пребореалі, розташовувались на відстанях у декілька десятків кілометрів між собою. Це – доволі оптимістичне припущення й воно справедливе хіба що для правобережної частини серединної макросмуги в її південній частині. За цих двох припущень час, за який дуб міг би розселитися з рефугіумів на території й набути роль домінанта широколистих лісів, має сягати декілька тисяч років.

Кліматичні умови бореалу та атлантики були відносно мінливими, з чергуванням сприятливих і не надто сприятливих для дуба та інших широколистих порід періодами. Через це формування клімаксових дібров мало пульсаційний характер і затягнулось на часовий проміжок до 5,0 тис. р., а для деяких геохор – навіть довший. Більше того, оскільки рефугіуми макротермних видів дерев зосереджувались переважно на схилах глибоко врізаних річкових долин серединної макросмуги України (див. підрозд. 2.3.3), то віддалені від них геохори вирівняних вододільних рівнин взагалі лишались незалісненими впродовж усього голоцену. Такими, зокрема, були Тернопільське плато на правобережній та Полтавська рівнина на лівобережній частинах території України. За кліматичними умовами середнього та пізнього голоцену ландшафти цих регіонів мали б бути широколистолисовими. Але через свою високу інерційність до кліматичних змін вони такими не стали. Цьому, щоправда, завадили й інші причини. Серед них – висока частота степових пожеж на слабо посічених рівнинах, значна чисельність стадних копитних у ранньому й навіть середньому голоцені та інші чинники, які підтримували тут лучні степи й заважали поширенню лісів.

За Л. Г. Безусько (2011), дубові ліси набули свого максимального поширення в середньому голоцені (АТ-3 атлантичного часу, 4,6–6,2 тис. р. т.). Загалом таким самим є й результат Н. П. Герасименко (2004), яка на території Донбасу максимум поширення широколистих лісів з помітною участю дуба і граба відносить до 5,5 тис. р. т. Від початку голоценової історії ландшафтогенезу (початок бореалу, 9,0 тис. р. т.) ці події віддаляє

3,1–4,8 тис. років. Цей інтервал часу й приймемо за орієнтир для оцінки онтогенетичної інерційності рослинності ландшафтів у серединній макросмузі України: врівноваження рослинності з кліматичними умовами тут запізнилось на 3–5 тис. років. Як бачимо, це – дещо менший час, ніж затримка формування зрілих ґрунтів цієї макросмуги. Тобто досягнення її рослинністю клімаксового стану відбулось тут в один і той самий час або дещо раніше, ніж досягнення клімаксового стану ґрунтами.

Порівняння двох розглянутих вище "лісових" регіонів України – Полісся та серединної макросмуги – свідчить, що зональні поліські ландшафти набагато менш інерційні, ніж ландшафти широколистих лісів і лучних степів. Важлива причина цієї відмінності полягає в особливостях утворення та еволюції ґрунтів на піщаних субстратах. Ці ґрунти швидко приходять до рівноваги з факторами клімату й, досягнувши її, дуже слабо реагують на флуктуації клімату та рослинності, лишаючись в рамках одного й того самого генетичного (дерново-підзолистого) типу впродовж усього голоцену.

Швидке досягнення рослинністю Українського Полісся стану рівноваги завдячує видовому складу фітоценозів, які для цього регіону слід вважати клімаксовими. Залежно від варіацій зволоження та механічного складу ґрунтів ними можуть бути сосна, береза, дуб і граб. Перші два види – дерева швидкого піонерного розселення й опановують піщані простори впродовж декількох десятків років. Фактично на момент початку голоценової історії ландшафтів Полісся (початок бореалу) вони тут вже були присутні. Дуб і граб, як зазначалось вище, є видами, які в голоцені розселювались на території Східноєвропейської рівнини дуже повільно. Якщо в серединній макросмузі України ці види в клімаксових фітоценозах мали досягти домінантної ролі, то ознакою клімаксу мішаних лісів Полісся є лише присутність (а не домінування) в них дуба і граба. Закріплення дуба і граба у ролі соединіфікаторів мішаних лісів Полісся вимагало значно менше часу, ніж набуття цими видами ролі домінантів широколистих лісів.

Отже, маємо цікаву контраверсію. Рельєф і субстрат його формування у Поліссі мають загалом пізньоплейстоценовий вік, а у серединній макросмузі України вік рельєфу та його субстрату – переважно пліоценовий, або й давніший. Через те ландшафти Полісся за своїми абіотичними рисами молодші, ніж ландшафти серединної макросмуги України. Однак за ґрунтово-біотичними зональними рисами маємо обернене співвідношення: мішані ліси Полісся більш давні, ніж ландшафти зони широколистих лісів, лісостепу й північної (лучно-степової) підзони степової зони України.

Ландшафти південної макросмуги України

Розвиток у голоцені Причорномор'я та Приазов'я України мав свої особливості, які позначились на онтогенетичній інерційності їх степових ландшафтів. Як було зазначено в підрозд. 2.4, час, від якого слід відлічувати етап голоценової історії ландшафтогенезу цього регіону, давніший, ніж для двох північніших макросмуг України, й належить до початку пребореалу (10,3 тис. р. т.). На той момент у Причорномор'ї був сформований суцільний ґрунтовий покрив. На це вказує те, що у спорово-пилкових спектрах пребореалу порівняно з пізнім дріасом спостерігається значно менша участь лободових, полинів, ефедри, які є видами-індикаторами порушених, сильноеродованих, слабкозакріплених рослинністю земель (Артюшенко, 1970, Пашкевич, 1981). Ґрунтовий покрив був представлений дерновими і дерново-карбонатними ґрунтами. Їх врівноваження з кліматичними умовами пребореального й, особливо, бореального часу полягало в інтенсифікації гумусоаккумулятивних процесів, вилуговуванні карбонатів і виносі солей, елювіюванні глинистих часток, структуроутворенні. Це – процеси формування степових чорноземів, які й слід вважати клімаксовими ґрунтами зональних ландшафтів південної макросмуги України. Чорноземи, звісно, виникли тут не одразу з потеплінням початку пребореалу. Часовий проміжок, який зайняла трансформація примітивних дернових ґрунтів у повнопрофільні чорноземи, є підстави розглядати як час онтогенетичної затримки розвитку зональних ґрунтів степу України.

Серед ґрунтознавців, які досліджували часові аспекти утворення чорноземів, укорінилась думка, згідно з якою, час формування повного морфологічного профілю цих ґрунтів становить 2,5–3,0 тис. років (Александровский, 2005; Геннадиев, 1990 та ін.). Якщо погодитись з цією оцінкою, то зональні ґрунти південної макросмуги України свого клімаксового стану досягли в 7,8–7,3 тис. р. т., тобто в АТ-1 часі.

Слід, однак, взяти до уваги, що розвиток чорноземів у голоцені мав нелінійний характер і проходив декілька стадій. Це питання на емпіричному та модельному матеріалі ретельно розглянуто в роботі (Голеусов, Лисецкий 2005). З її результатів випливає, що від пребореалу до часу досягнення квазірівноважного стану чорнозем проходить три основні стадії. Перша стадія триває близько 2,5 тис. років. Для неї характерні високі темпи утворення гумусу в перші сотні років (утворюється 0,6–1,0 т/га гумусу за рік; 1 мм гумусового горизонту за рік) й дещо менші темпи у наступну її фазу (0,05 т/га гумусу і 0,12 мм гумусового горизонту за рік). Ця стадія завершується формуванням

морфологічного профілю чорнозему з повним складом генетичних горизонтів, властивих і його зрілому стану. Власне, це й дає підстави О. Л. Александровському, О. М. Геннадієву та іншим ґрунтознавцям оцінювати час формування чорноземів у 2,5–3,0 тис. років.

Натомість, за даними П. В. Голеусова та Ф. М. Лисецького (2005), чорноземи у такому віці ще не досягають свого квазірівноважного стану й характеризуються лише "фізіологічною зрілістю", а їхній морфофункціональний розвиток триває ще щонайменше 3 тис. років. Впродовж цієї стадії (від 2,5 до 6,0–7,0 тис. р.) триває утворення гумусу зі швидкістю 0,05 т/га-рік, потужність гумусових горизонтів зростає зі швидкістю 0,1 мм/рік, відношення потужностей гумусового й перехідного в породу горизонтів звужується. Зрілого, клімаксового стану чорноземні ґрунти досягають не через 2,5–3,5 тис. р. свого розвитку, а пізніше: чорноземі типові і звичайні потужні це здатні зробити через 5,0–6, тис. р., інші види чорноземів звичайних – через 7,0–8,0 тис. р., чорноземи південні – через 6,0–7,0 тис. років. Остання стадія розвитку чорноземів триває після досягнення ними квазіклімаксового стану й дотепер. Вона характеризується значно повільнішими темпами утворення гумусу (0,02 т/га-рік) та збільшенням потужності горизонтів його акумуляції (0,06 мм/рік).

Якщо прийняти наведені вище часові оцінки, то час онтогенетичної затримки чорноземних ґрунтів степу (чорноземів звичайних, крім їх потужних видів, і чорноземів південних) сягає 6,0–8,0 тис. років. Відповідно, свого рівноважного з кліматом стану ці ґрунти досягли в суббореальній або й в субатлантичній час голоцену. В контексті онтогенетичної інерційності степових чорноземів це твердження вимагає обговорення.

Цілком можливо, що, починаючи з суббореалу й навіть субатлантики, природне ґрунтоутворення й справді стабілізувалось і чорноземи досягли своєї рівноваги з кліматом. Постає, однак, питання: з яким саме кліматом вони врівноважились після 7–8 тис. р. свого розвитку? Як вказано вище, стадія швидкого формування чорноземів триває 2,5–3,0 тис. р. і приводить до оформлення їх повнопрофільних варіантів. Цей момент у Причорномор'ї України припадає на початок атлантичного часу голоцену. Але саме в атлантичній час склались оптимальні умови для росту біомаси й, відповідно, акумуляції органіки в ґрунтах. Отже, зростання потужності гумусових горизонтів і запасів гумусу в чорноземах після того, як в них вже сформувався повний зрілий профіль, можна пояснити не онтогенетичними причинами, а сукцесійними (за ґрунтознавчою термінологією – алоеволуційними). Тобто в атлантичній час зміни гумусового стану чорноземів були зумовлені не продовженням їхнього саморозвитку, а

реакцією на кліматичні зміни атлантики (т. зв. термічного оптимуму голоцену) й більшої біологічної продуктивності степової рослинності, яка на той час ці ґрунти вкривала. Отже, досягши свого рівноважного стану на початку атлантики, чорноземи степу України мало не одразу ж опинились у кліматичних умовах, які були більш сприятливими для біопродуцційного процесу. Їхній гумусовий стан (профіль і запаси гумусу) вимушений був адаптуватись до цих умов, і ця адаптація розтягнулась на 3,0–4,0 тис. р. – аж до початку субатлантичного часу. Тому час онтогенетичної затримки розвитку степових чорноземів приймемо у 2,5–3,0 тис. р. (завершився в АТ-1 часі). Зміни профілю чорноземів після цього моменту вважатимемо їх суцесійними (алоєволюційними) реакціями на кліматичні та біотичні зміни атлантичного й наступних після нього часів голоцену.

Розглянемо тепер часову затримку досягнення степовою рослинністю свого квазірівноважного (клімаксового) стану. Для південної макросмуги України зональною для всієї голоценової історії ландшафтогенезу слід вважати степову рослинність. Ліси та рідколісся в найсприятливіші для себе часи голоцену поширювались тут мало не до узбережжя Чорного та Азовського морів. Такими часовими проміжками Л. Г. і А. Г. Безусько вважають другу половину атлантичного часу, пізній суббореал SB-3 і середню субатлантику SA-2 (Безусько, Безусько, 2000). Але шляхи цього поширення обмежувались долинами річок та схилами розлогих балок, а на вододільні рівнини ліси не виходили. Тут упродовж усієї голоценової історії ландшафтогенезу існувала трав'яна рослинність. За своїм складом вона варіювала як у просторі, так і в часі від лучних до опустелених степів. В окремі найбільш ксеротичні часи голоцену й у фізіологічно сухих місцеположеннях ландшафтів південної макросмуги могли бути поширені й рослинні угруповання напівпустельного типу. Але за всіх цих змін зональні рослинні угруповання на рівнинах Причорномор'я не виходили за межі трав'яного типу.

Особливості спорово-пилкового аналізу не дають змоги ідентифікувати склад степової рослинності з належною повнотою. Зокрема, пилки ковили *Stipa*, житняка *Agropyron*, кипцю *Koeleria*, типчаку *Festuca valesiaca* та інших ценотично важливих злакових рослин степових угруповань зберігається дуже погано й визначити його у пробах неможливо. Через це немає змоги встановити, злакові рослини яких родів (про види мова взагалі не йде) складали степову рослинність не тільки в пребореалі, але й у пізніші часи голоцену. Я. П. Дідух (2008) припускає, що степовий комплекс півдня України на початку голоцену складався з різних за походженням елементів: середземноморських (пірчасті види ковили *Stipa*, чебрець *Thymus*, громовик *Onosma* та ін.) і континентально-

азійських (ковила волосиста *Stipa capillata*, житняк *Agropyron*, кермек *Limonium*, гострокільник *Oxytropis*, солодушка *Hedysarum* та ін.). Але за даними спорово-пилкового аналізу можливо лише діагностувати присутність і роль дернинних злаків серед інших рослин – полинів, лободових, різнотрав'я.

Кліматичним умовам Причорномор'я початку голоценової історії ландшафтогенезу (пребореал) мали б відповідати дернинно-злакові степи з певною участю різнотрав'я. Дернинні злаки повинні були витіснити більш ксеротермні, галофільні й менш вибагливі до гумусності, щільності та структурності ґрунту рослини (полини, лободові, ефедра). Саме ці рослини були властиві природним умовам пізнього дріасу. Згідно з Г. О. Пашкевич (1981), значне зменшення їх участі у спорово-пилкових спектрах і зростання частки злаків і різнотрав'я сталося на початку пребореалу.

Часовий проміжок, який знадобився для встановлення цієї рівноваги, оцінити складно, оскільки бракує відомостей щодо видового складу степових угруповань пребореалу. Можна лише припустити, що цей проміжок, тобто онтогенетична затримка рослинності степів початку голоцену, був не надто тривалим. В основі цього припущення лежить те, що видовий склад трав'яних угруповань набагато швидше реагує на кліматичні коливання і зміни ґрунту, ніж лісові угруповання. Якщо первинні сукцесії лісів розтягуються на 1 000 і більше років, то для трав'яної рослинності вони тривають 100–150 років (Исаков и др., 1986).

З урахуванням того, що кліматичні умови пребореалу, особливо його другої половини, були прохолодними, вважатимемо, що сукцесія степової рослинності у напрямку клімаксу (угруповань з домінуванням ковили) була сповільненою. Сповільнювати сукцесію повинен був і дефіцит банку насіння ковили, типчака та інших термофільних степових видів, які в пребореалі мали обмежене поширення. З настанням сприятливіших для різнотравно-злакових степів кліматичних умов бореалу вони опанували простори Причорномор'я (Герасименко, 2004). Тож вважатимемо, що рівноважного з кліматом стану степова рослинність Причорномор'я України досягла на початку бореального періоду голоцену (9,0 тис. р. т.). Відповідно, час її онтогенетичної затримки становив 1,3 тис. років. Отже, за час, поки чорноземи формували врівноважений з кліматом зрілий профіль (2,5–3,0 тис. р.), степова рослинність декілька разів могла пройти шлях від своїх ініціальних стадій до клімаксового чи хоча б близького до нього стану.

Аби уникнути непорозумінь, зауважимо, що ці часові оцінки стосуються лише онтогенетичної затримки розвитку рослинності. Цю

затримку приймаємо як час досягнення зональною рослинністю її *першого* в голоценовій історії ландшафтогенезу клімаксового стану. Це й сталося на початку бореалу. Подальші зміни рослинного покриву та формування більш пізніх клімаксів (зокрема, в атлантичному часі та субатлантиці) належать до сукцесійних змін та інерційності алоеволюційного типу.

На рис. 3.7 показано величини онтогенетичних затримок і час досягнення рівноваги рослинності та ґрунтів рівнинної частини території України в голоцені.

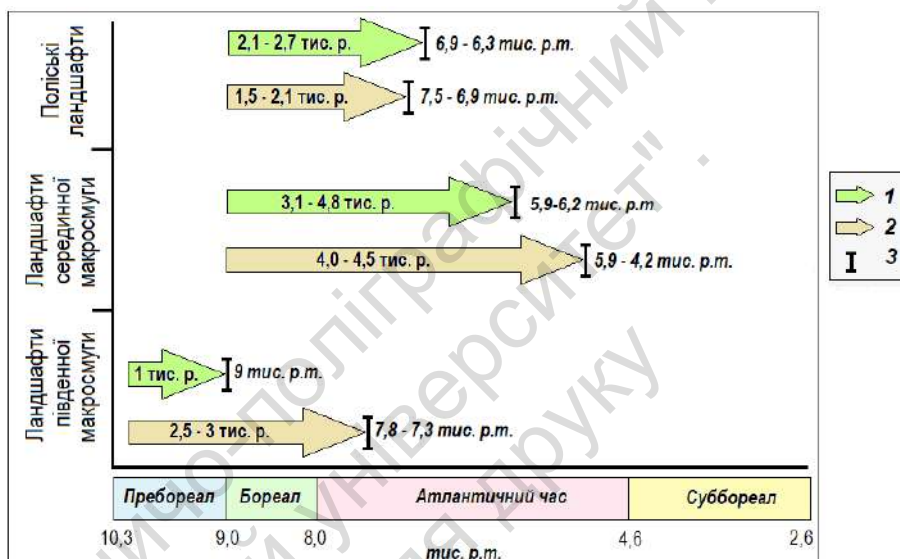


Рис. 3.7. Онтогенетичні затримки рослинності і ґрунтів та час досягнення ними рівноваги з кліматом голоцену: 1 – онтогенетична затримка ґрунтів; 2 – онтогенетична затримка рослинності; 3 – час досягнення рівноваги (клімаксового стану) з кліматом

Як можна бачити з рис. 3.7, величини онтогенетичної затримки різних компонентів ландшафту й у різних регіонах доволі істотно відрізняються між собою. Це є своєрідним проявом гетерохронності ландшафту.

3.3.2. Алоеволюційна інерційність ландшафтів

Вище під алоеволюційною інерційністю ми домовились вважати часові затримки та демпфування (зменшення амплітуди) змін ландшафтів, які в голоцені вже досягли рівноважного стану із зовнішнім середовищем, але внаслідок його подальших змін були вимушені знову

врівноважувати свій стан в умовах, що змінилися. До інерційності такого типу можна взяти термін "алоеволюція".

Якщо наявні дані про розвиток ґрунтів і рослинності в голоцені дають можливість висунути певні припущення щодо онтогенетичної інерційності ландшафтів, то у випадку алоеволюційної інерційності ситуація набагато складніша. На сьогодні існують лише розрізнені емпіричні дані стосовно часових затримок і демпфування реакцій ландшафтів на кліматичні та інші зовнішні впливи, їх циклічні коливання та збурення в голоцені. Цих даних замало, аби уявити картину, в якій бодай у загальних рисах були б узгоджені часові затримки різних складових і процесів ландшафту, їх накладання, можливі синергетичні та інші ефекти. Одним із наслідків такого незнання є труднощі у передбаченні того, яким чином і коли ландшапти відгукнуться на кліматичні зміни, які іменують "глобальним потеплінням".

О. Л. Александровський (2005) вважає, що для того, щоби сформувались діагностичні горизонти ґрунтів, які відображають вплив кліматичних імпульсів, необхідно не менш як 100–700 років. Тобто під впливом змін клімату (не вказано яких саме) ґрунтовий профіль змінюється із затримкою у 100–700 років. Найбільш інерційними цитований автор вважає сірі опідзолені ґрунти. Їх горизонти, які діагностують кліматичні зміни, виникають через 500–700 років після них. У чорноземів, каштанових ґрунтах і солонцях ця часова затримка становить 100–200 років, а в піщаних підзолах – 50–100 років. Для чорноземів півдня України В. П. Золотун (1974) дає майже вдвічі більші оцінки інерційності реакції гумусового профілю на зміни клімату. За його даними, максимальна зволоженість і теплозабезпеченість у степовій зоні України припадає на часовий проміжок 3,2–3,7 тис. р. т., а максимальна швидкість зростання потужності гумусового горизонту чорноземів фіксується у проміжку 2,5–3,0 тис. р. т. Тобто чорноземи на півдні України реагують на настання оптимальних умов гумусоутворення із запізненням на 200–700 років. Ще більші оцінки інерційності ґрунтів дає Ф. М. Лисецький (2000). На його думку, ґрунт реагує на стійкі зміни біокліматичних умов із затримкою в 900–950 років.

Алоеволюційна інерційність рослинності знаходить прояв у декількох процесах, найважливішим з яких з погляду ландшафтогенезу є вторинні сукцесії. Під ними розуміють відновлення клімаксового стану рослинності після її порушення, але при збереженні ґрунту. В літературі можна знайти різні оцінки тривалості вторинних сукцесій: від 20–40 років для трав'яних екосистем до 180–200 й більше років для дубових лісів (Исаков и др., 1986). Однак у дійсності ця тривалість залежить від багатьох

чинників, серед них – види-едафікатори клімаксових і близьких до них станів, строки досягнення ними періоду плодоносіння, дефіцит насіння рослин певних сукцесійних стадій, ступінь біогеографічної ізоляції (інсуляції) та ін. Внаслідок несприятливої комбінації цих чинників вторинні сукцесії можуть затягнутись на час до 2,5–3,0 тис. р., або й взагалі бути заблокованими на певній серійній стадії.

Крім вторинної сукцесії, є й інші прояви алоеволуційної інерційності рослинності щодо кліматичних коливань. Зокрема, максимум відкладання пилку широколистих порід фіксується не під час найбільшої теплозабезпеченості, а із затримкою від 10 до 700 років відносно неї (Остроумов, 1988). Ефект "відкладеного" вимирання видів, коли вид щезає (локально чи глобально) не одразу за зміни кліматичних умов, фрагментації ландшафту чи антропогенного впливу на нього, а через певний час, також є проявом інерційності рослинності. За існуючими оцінками, часова затримка вимирання видів унаслідок фрагментації ландшафту сягає 50–100 років для трав і 200 й більше років – для дерев (Kuussaari e.a., 2009).

Отже, хоча в основі інерційності реакцій зональних рис ландшафтів на кліматичні коливання лежать різні процеси (виникнення діагностичних горизонтів ґрунту, вторинні сукцесії, відкладене вимирання видів та ін.), ґрунти та рослинність реагують на ці коливання із запізненням, час якого вимірюється сотнями й тисячами років.

Крім інерційності ландшафтів щодо кліматичних коливань, цей ефект проявляється також у часових затримках їхньої реакції на зміни рослинного покриву. Для ландшафтів України найбільший інтерес становить розвиток чорноземів під лісовою рослинністю (дібровами), яка в пізньому голоцені змінила собою лучний степ. Дослідження, виконані в сусідньому з Україною Центрально-Чорноземному заповіднику (Курська область), де чорноземи існують під дібровами впродовж 2,5–3,0 тис. років, дали їх авторам підстави дійти такого висновку: "змінюються лише найбільш мобільні властивості ґрунту; основні його ознаки й під дібровами, й під лучним степом зберігають цілковиту подібність: чорнозем і під лісом і під степом лишається чорноземом, властивості його (видові, родові) повторюються й жодного переходу від одного таксономічного виділу до іншого не спостерігається" (Марголина, Ильичев, 1985). Цитовані автори, посилаючись на Ф. Дюшофура, наводять приклад чорноземів Саксонії, які з атлантичного періоду голоцену (8 тис. р. т.) опинились під широколистим лісом, і тільки в наш час у цих ґрунтах почали проявлятися процеси текстурної диференціації. Отже, час затримки реакції цих ґрунтів на зміну рослинного покриву становить

8 тис. років. Дослідження чорноземів байрачних лісів України також свідчать про те, що цим ґрунтам властива значна інерційність і помітних відмінностей між ними та чорноземами під степовою рослинністю не виявлено (Травлев и др., 2008).

Поряд із фактами, які вказують на значну інерційність чорноземів щодо змін рослинного покриву, висловлюється й інша думка. О.Л. Александровський (1988), дослідивши ґрунти Передкарпаття та Поділля, вважає, що за зміни трав'яної рослинності на деревну за 2–3 тис. років під покривом лісу можливе повне руйнування гумусового горизонту чорнозему.

Отже, як і у випадку алоеволюційної інерційності ландшафтів на зміни клімату, часові затримки в реакції будови генетичного профілю ґрунтів на зміну рослинного покриву (степу на ліс) вимірюються багатьма сотнями і тисячами років.

Наведені факти вказують принаймні на дві обставини. По-перше, часові затримки як ґрунтів, так і рослинності на кліматичні та інші зміни голоцену є значними й переважно вимірюються сотнями і тисячами років. Це означає, що алоеволюційна інерційність ґрунтів і рослинності перешкоджає їхнім реакціям на кліматичні зміни з короткими періодами (принаймні коротшими за 100 років). На цю обставину для ґрунтів Причорномор'я вказує В.П. Золотун (1974). Зміни ґрунтів і рослинності під впливом короткоперіодичних кліматичних осциляцій можуть проявитись лише в мобільних властивостях цих геокомпонентів. Для ґрунтів ними є їх гумусовий стан, оглеєність, кислотний профіль тощо, а для рослинності – проективне покриття видів трав'яних рослин, річна продуктивність рослин, у тому числі деревних, розвиток трав'яних синузій та інші ознаки, динаміка яких стосується не сукцесії, а флуктуації рослинності. Зміни перелічених властивостей не призводять до зміни таксономічної належності ґрунту і рослинних угруповань на рівні таксонів, які визначають їх зональну і підзональну належність. По-друге, інерційність ґрунтів і рослинності не є однаковою, що знаходить свій прояв у різній тривалості їх часових затримок на кліматичні та інші зміни. Це означає, що на рівні окремих компонентів ландшафту періодизація їхнього розвитку в голоцені на рівні короткотермінових етапів, тривалістю менш як 100 років, є, загалом, можливою. Але ці етапи хронологічно не збігаються між собою, накладаються один на одного. Це зумовлює те, що аналогічна деталізована періодизація голоценової історії ландшафтів є дуже проблематичною. Алоеволюційна інерційність зональних рис ландшафту дає можливість простежити синхронність розвитку його компонентів лише у масштабі сотень років.

З двох наведених особливостей алоеволуційної інерційності ландшафтів випливає важливий методологічний висновок: тривалість етапів, протягом яких і за послідовною зміною яких можна простежити розвиток ландшафтів (а не його окремих компонентів), має бути не меншою декількох сотень років. Такий висновок узгоджується з думкою М. Ф. Веклича (1990). Хоча у таксономічній схемі палеогеографічних етапів він виділяв мікроетапи-IV, тривалістю 40–50 років, але вважав, що "найменшими палеогеографічними етапами, тобто такими, кожний з яких характеризується істотно різним розташуванням конкретних зональних ландшафтів, є мікроетапи-I, середня тривалість яких ... приблизно дорівнює 700–500 років" (Веклич, 1999, с. 6). До цього висновку звернемося в розд. 7, присвяченому етапності ландшафтогенезу.

Розділ 4

НУЛЬ-МОМЕНТИ СУЧАСНОГО ЛАНДШАФТОГЕНЕЗУ

4.1. Вступні зауваження: поняття нуль-моменту ландшафтогенезу та його типи

Питання розд. 4 цієї книги звучить, здавалося б, просто: з якого часу почалось формування ландшафтів України, які можна вважати за сучасні? Але однозначної відповіді на нього немає. Пов'язано це з гетерохронністю ландшафту. Він виникає в результаті дії багатьох процесів, кожний з яких почався у свій час і в певний момент часу привів до формування відповідних рис і особливостей ландшафту, які тотожні або близькі до сучасних. Отже, ландшафт як гетерохронна цілісність має не одну точку відліку (нуль-момент) формування свого сучасного стану, а декілька таких нуль-моментів. У підрозд. 1.2 було визначено, що нуль-момент сучасного ландшафтогенезу розуміється як час початку формування певної риси (структури, складової, особливості) ландшафту, яка відповідає його сучасному стану. Відповідно до цих рис можливе виділення різних типів нуль-моментів ландшафтогенезу, які наведено в табл. 4.1.

Абіотичні нуль-моменти сучасних ландшафтів належать до появи наземної поверхні, на якій у подальшому розгортається й безперервно триває ландшафтогенез, у тому числі пов'язаний з біотичними процесами. Ця поверхня характеризується двома атрибутами: субстратом і формою (рельєфом). Їх вік різний і тому розрізнятимемо два типи абіотичних нуль-моментів ландшафтогенезу: субстратний As і геоморфологічний A_{gm} . У свою чергу, в утворенні субстрату ландшафту (його "літогенної основи" за М. Солнцевим, або "інертного начала" за А. Крауклісом), важливо розрізнити два моменти. Одним з них є час вивільнення території з-під моря останньої для даної території трансгресії (початку її розвитку в субаеральних умовах), а другим – час утворення верхньої товщі порід, на яких сформувались сучасні ґрунти. У табл. 4.1 ці субстратні нуль-моменти названі субстратним глибинним $As-d$ і субстратним поверхневим $As-s$. Якщо для більшої частини території України вік нуль-моменту $As-d$ неогеновий і палеогеновий, то нуль-моменти $As-s$ переважно плейстоце-

нового віку. Отже, субстратний глибинний нуль-момент стосується макроеволюційних (онтогенетичних) рис ландшафтів, а субстратний поверхневий нуль-момент – еволюції сучасних ландшафтів.

Таблиця 4.1

Типи нуль-моментів сучасного ландшафтогенезу

<i>Типи нуль-моментів</i>		<i>Індекс</i>	<i>Зміст нуль-моменту</i>
Абіотичні	Субстратний глибинний	As-d	момент вивільнення території з-під моря останньої для цієї території трансгресії
	Субстратний поверхневий	As-s	час утворення верхньої ґрунтової товщі порід, субстрату формування сучасних ґрунтів
	Геоморфологічний	Agm	час утворення сучасного рельєфу
Біотичні	Біосферний	Bbs	хронологічна межа між двома станами біосфери – теплим і холодним
	Біомний типологічний	Bbm-t	час виникнення біому, тип якого аналогічний за своїми ознаками сучасному (кожний тип біому має свій час виникнення)
	Зональний регіональний	Bz-r	час, коли в межах даного регіону сформувалась ландшафтна зона, яка існує в ньому й нині (кожна зона має свій час виникнення)
	Зонально-структурний	Bz-s	час, починаючи з якого в межах певного регіону склався набір (спектр) природних зон, аналогічний сучасному
	Зонально-хорологічний	Bz-ch	час, починаючи з якого в межах певного регіону склалась дуже близька до сучасної територіальна структура природних зон (зокрема, положення їх меж)
	Максимальної інтенсивності ландшафтогенезу	Bi	час найінтенсивнішого перебігу ґрунтово-біотичних процесів, які за рахунок цієї інтенсивності сформували визначальні риси ландшафту й замаскували риси давнішого ландшафтогенезу

Біотичні нуль-моменти сучасних ландшафтів стосуються часу оформлення найважливіших рис їхнього ґрунтово-рослинного покриття.

До таких рис і часу, коли вони сформувались, належать: досягнення біосферою Землі свого сучасного стану (а саме – стану "холодної біосфери", див. підрозд. 2.1), виникнення біому певного типу, виникнення в конкретному регіоні (наприклад, на території України) певного близького до сучасного зонального типу ландшафту, становлення у регіоні сучасного спектра ландшафтно-зональності, набуття зональними межами свого сучасного положення та ін.

Як можна помітити з цих прикладів і табл. 4.1, типи біотичних нуль-моментів мають різні просторово-часові масштаби свого прояву. Так, біосферний нуль-момент Bbs стосується глобальних перебудов кліматичної системи Землі й належить до межі між олігоценом і міоценом (орієнтовно, 27–20 млн р. т.). Біомний нуль-момент $Bbm-t$ має мегарегіональний масштаб і стосується часу виникнення біокліматичних зон певного типу. Для сучасних ландшафтних зон України цей час також датується олігоценом – міоценом. Вказана масштабна "ієрархія" біотичних нуль-моментів ландшафтогенезу визначає змістовий і хронологічний зв'язок між ними. Він полягає у такому.

Спершу виникає біом певного сучасного типу (нуль-момент $Bbm-t$). Через деякий час у межах регіону, який нас цікавить, цей біом набуває свого регіонального виразу у постаті відповідної ландшафтно-зони (нуль-момент $Bz-r$). Ще через якийсь час у цьому регіоні формується спектр ландшафтних зон, тотожний сучасному (нуль-момент $Bz-s$), а згодом межі між цими зонами досягають свого положення, близького до теперішнього (нуль-момент $Bz-ch$).

З наведеного зв'язку між типами біотичних нуль-моментів можна помітити, що теза генетичного ландшафтознавства про те, що літогенна основа ландшафту давніша, ніж його біотичні складові, не є абсолютною. Співвідношення між віком утворення абіотичних і біотичних рис ландшафтів більш складне. Зокрема, біотичні нуль-моменти Bbs і $Bbm-t$ (див. табл. 4.1), які належить не до конкретної території, а до часу формування певних типів ландшафтів, могли настати раніше, ніж абіотичні нуль-моменти ландшафтогенезу Agm , $As-s$, а в деяких випадках й $As-d$. Інакше кажучи, рослинність, яка вже давно була сформована, могла поширюватись на поверхні, які виникли пізніше. Наприклад, рослинність галофільних лук і піщаних літоралей, яка вкриває собою приморські низини пізньоплейстоценового і голоценового віку, утворилась значно раніше – в пліоцені або й ще раніше.

4.2. Абіотичні нуль-моменти

4.2.1. Час абіотичних нуль-моментів ландшафтогенезу

Абіотичні нуль-моменти ландшафтогенезу фіксують час, коли постала поверхня, на якій сформувались сучасні ландшафти. Виникнення цієї поверхні – складний і здебільшого тривалий процес, який можна вивчати в багатьох різних аспектах (традиційної та "террейнової" тектоніки, стратиграфії, структурної геоморфології та ін.). Але для пізнання еволюції ландшафтів найбільше значення має з'ясування трьох питань: з якого часу ця територія вже не покривалась водами морів?; коли тут виникли породи, на яких сформувались сучасні ґрунти?; коли сучасний рельєф земної поверхні набув своєї сучасної морфології? Відповідно, маємо три згадані вище типи абіотичних нуль-моментів: субстратний глибинний As-d, субстратний поверхневий As-s, геоморфологічний Agm (див. табл. 4.1).

Субстратний глибинний нуль-момент

Субстратний глибинний нуль-момент As-d відповідає часу появи (експонування) твердого наземного субстрату, який з того моменту не охоплювався морськими трансгресіями. Інакше кажучи, це момент вивільнення території з під моря останньої трансгресії. Від цього моменту й дотепер ландшафти на цій території розвивались лише в субаеральних (континентальних) умовах, тобто тут змінювали один одного тільки наземні ландшафти, які морськими водами вже не покривались.

Встановлений для певного регіону час глибинно-субстратного нуль-моменту зовсім не означає того, що раніше у попередні геологічні епохи цей регіон не існував як суходіл. Нуль-момент As-d фіксує не час, коли цей суходіл з'явився (після цього він міг неодноразово опинитися під морськими водами), а час, коли він вивільнився з-під морських вод востаннє. Наприклад, Північно-Західне Причорномор'я вважається молодим регіоном, бо як суходіл бере свій початок з кінця міоцену – початку пліоцену. До цього моменту від крейди до раннього неогену він був вкритий морем. Але суходіл тут існував в давніші часи, наприклад у карбоні (300 млн р. т.).

Підставою вважати час останнього вивільнення території з-під моря за нуль-момент онтогенезу сучасних ландшафтів є те, що морські трансгресії разом із накопиченням на дні морів матеріалу, знищували

існуючі до наступу моря ландшафти. Формування ландшафтів на вивільнених з-під морів поверхнях відбувалося на новому субстраті й в нових кліматичних умовах, а рельєф утвореної поверхні здебільшого істотно відрізнявся від того, який свого часу опустився під морські води. Схему розподілу на території України глибинно-субстратних нуль-моментів As-d ландшафтогенезу наведено на рис. 4.1.

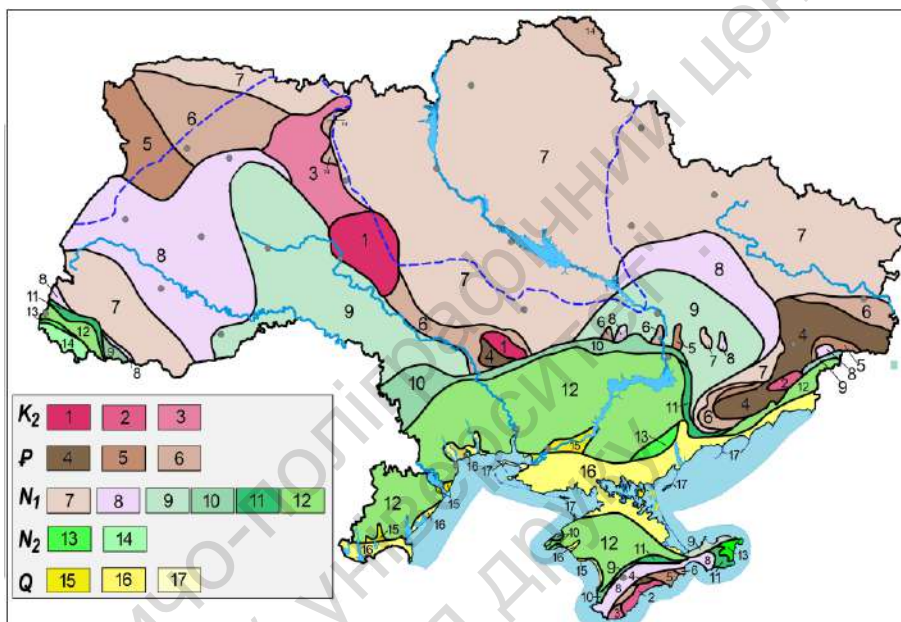


Рис. 4.1. Глибинно-субстратні нуль-моменти ландшафтів України (час початку безперервного субаерального розвитку території):

K_2 – пізня крейда, P – палеоген, N_1 – міоцен, N_2 – пліоцен, Q – плейстоцен і голоцен.
Цифри (1–17) – вік глибинно-субстратного нуль-моменту (в порядку зменшення):
1 – сенманський (млн р. т.); 2 – кампанський, сантонський, туронський і коньякський віки (94–72 млн р. т.); 3 – маастріхський вік (72–66 млн р. т.); 4 – палеоценовий (66–56 млн р. т.); 5 – еоценовий (56–34 млн р. т.); 6 – олігоценний (34–23 млн р. т.); 7 – ранньоміоценовий (23–26 млн р. т.); 8 – середньоміоценовий (16–11,8 млн р. т.); 9 – пізньоміоценовий середнього сармату (11,8–10,5 млн р. т.); 10 – пізньоміоценовий пізнього сармату (10,5–9,8 млн р. т.); 11 – пізньоміоценовий меотису (9,8–7,8 млн р. т.); 12 – пізньоміоценовий понтичного віку (7,8–6,5 млн р. т.); 13 – ранньопліоценовий віку (6,5–3,6 млн р. т.); 14 – пізньопліоценовий (3,6–1,8 млн р. т.); 15 – ранньоплейстоценова (1,8–0,85 млн р. т.); 16 – середньоплейстоценова (0,85–0,13 млн р. т.); 17 – пізньоплейстоценова і голоценова (від 0,13 млн р. т.)

Схему на рис. 4.1 побудовано шляхом оверлейного аналізу (накладання) серії палеогеографічних карт, на яких показано розташування суходолу й акваторій на різні геологічні епохи; використані карти з твору (Атлас палеогеографічних карт..., 1960)¹².

Зі схеми територіального розподілу часу глибинно-субстратного нуля-моменту As-d видно, що на території України представлені поверхні, які останній раз вивільнились з-під моря у дуже різний час: від сеноманського віку пізньої крейди (100 млн р. т.) до пізнього плейстоцену та голоцену (130 тис. р. т. і менше). Поверхні, які мають найдавнішу історію безперервного субаерального розвитку (від пізньої крейди), розташовані в рівнинній Україні в двох ареалах – вздовж східної межі Українського кристалічного щита (в геоморфологічному розумінні це – своєрідний екотон між Придніпровською й Подільською височинами) та на Приазовській височині. Цікаво, що обидва ці регіони складені дуже давніми породами (архейсько-протерозойськими, найдавнішими на території України, див. рис. 2.1). З того часу розвиток цих регіонів ішов своїми шляхами й, зокрема, від протерозою вони неодноразово й несинхронно перекривались морями. Але в стадію свого останнього (сучасного) субаерального розвитку вони вступили в один і той самий час – після вивільнення з-під вод мілководних морських басейнів на початку пізньої крейди.

Тривалий субаеральний розвиток східної окраїни Українського кристалічного щита та Приазовської височини означає й їхню тривалу денудацію. Завдяки ній нашарування палеозою та мезозою на кристалічних породах архею виявились зденудованими. Як наслідок – у сучасних геохорах схилів річкових долин Придніпровської височини, а на Приазовській височині – й у вододільно-рівнинних геохорах, архейсько-протерозойські породи виходять на поверхню або прикриті малопотужним шаром плейстоценових відкладів.

Отже, обидва найдавніші регіони рівнинної частини території України – східної окраїни Українського кристалічного щита та Приазовський є найдавнішими одночасно за двома "геолого-еволюційними" вимірами часу: за віком структурно-геологічної основи рельєфу (він – архейсько-протерозойський, див. рис. 2.1) і за часом глибинно-субстратного нуля-моменту ландшафтогенезу (пізньокрейдний, див. рис. 4.1). З'ясування питання, чи позначився збіг цих обставин на сучасних ландшафтах указаних регіонів, може бути цікавою темою досліджень з ландшафтної географії України.

¹² Автор вдячний доц. КНУ, канд. геогр. наук Н. П. Корогоді за допомогу під час технічного опрацювання цієї карти.

Більша частина території України представлена поверхнями, які остаточно вивільнились з-під морів у міоцені (закінчився 5,33 млн р. т.). При цьому поверхні, на яких це сталося пізніше у пліоцені та плейстоцені, займають в Україні невелику площу (південна частина Причорноморської низовини і Закарпатська низовина). Так само відносно незначну площу мають і поверхні, які вступили у свою сучасну фазу континентального розвитку в палеогені (це – Волинська та Донецька височини). Отже, за своїми глибинно-субстратними нуль-моментами сучасні ландшафти України переважно ранньонеогенового (міоценового) віку. Показово, що саме з цього часу починається відлік формування рис ландшафтів, які стали близькими до сучасних. Як було показано в підрозд. 2.2, цей час відповідає початку етапу неогенової передісторії сучасних ландшафтів України.

Початок неогену – це час, коли не тільки ландшафти України почали поступово набувати свого все більш сучасного вигляду, а й час, коли вони фізично виникли – постали з вод палеогенових морів і мілководь як земна твердь (див. рис. 2.2). Отже, для еволюції ландшафтів України етап палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу має не тільки змістову сутність (її розглянуто в підрозд. 2.1 книги), а й суто територіальну – на цьому рубежі й постала територія, на якій почався неперервний розвиток наземних ландшафтів.

Широкий діапазон часів глибинно-субстратних нуль-моментів ландшафтів України (від сеноманського віку крейди до голоцену, тобто близько 100 млн років!), як і "статус" подій, які ці часи визначили (трансгресії, горотворення та ін.) вказують на те, що нуль-момент типу As-d стосується передусім макроеволюції та онтогенетичного становлення сучасних ландшафтів. За дуже тривалий час, починаючи від глибинно-субстратного нуль-моменту у неогені, а тим більше – в палеогені та крейді, абіотичні риси ландшафтів могли змінюватись кардинально й кілька разів. Серед цих абіотичних змін особливо важливе значення мало формування відкладів, які стали основою розвитку сучасних ґрунтів. Глибинно-субстратний нуль-момент As-d цього аспекту еволюції ландшафтів не стосується. Натомість поверхнево-субстратний нуль-момент As-s визначається саме ним.

Субстратний поверхневий уль-момент

Субстратний поверхневий нуль-момент As-s – це час, коли утворився верхній шар порід, які стали субстратом формування сучасних ґрунтів. У ґрунтознавстві цей момент вважається нуль-моментом формування

ґрунтів (Александровский, 1983; Лисецкий, 2000). На більшій частині рівнинної території України верхній шар порід представлений відкладами плейстоценового віку (рис. 4.2).

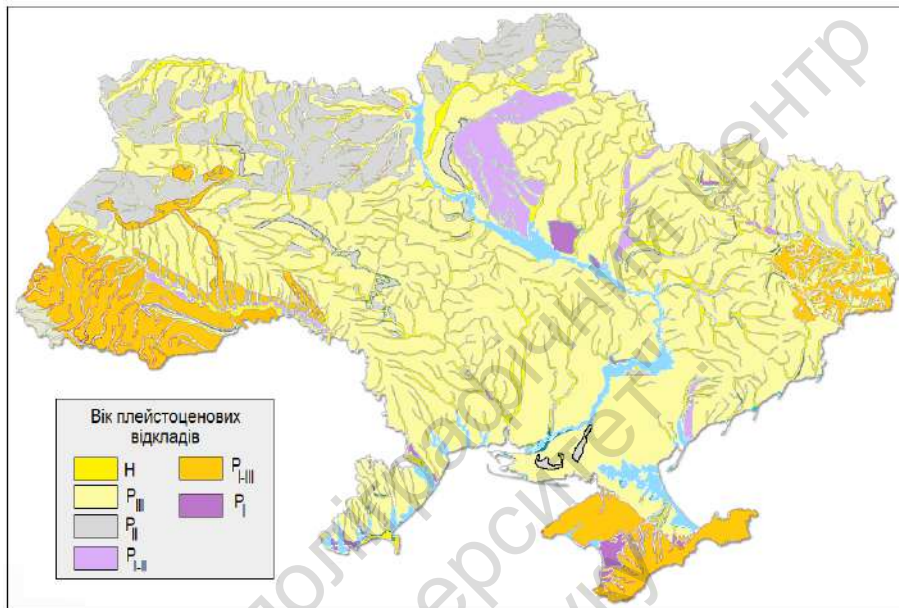


Рис. 4.2. Поверхнево-субстратні нуль-моменти ландшафтів України (вік утворення субстрату формування сучасних ґрунтів); складено на основі карти четвертинних відкладів України (складено за: Четвертинні відклади: карта, 2007)

Схема на рис. 4.2 свідчить, що за своїм генезисом, гранулометричним складом та іншими властивостями верхні ґрунтоутворюючі шари порід є дуже різними, але за віком свого утворення всі вони належать до плейстоцену. Це стосується всіх виділених на рис. 4.2 ареалів: за ґрунтоутворюючими породами кожний з них одновіковий, але полігенетичний та гетерогенний, тобто верхні шари порід у цих ареалах утворились в один і той самий час (однакові за нуль-моментом As-s), але дуже відрізняються за походженням та іншими властивостями (гранулометричним і мінералогічним складом, засоленістю, потужністю тощо). Наприклад, ареали з пізньоплейстоценовим P_{III} поверхнево-субстратним нуль-моментом As-s складені рівнинами, верхній шар порід яких представлений такими різними відкладами, як леси і лесові суглинки, флювіогляціальні піски і супіски, піщаний алювій річкових терас тощо. Така гетерогенність виділених на рис. 4.2 ареалів, як і

простий рисунок, які вони утворюють, зумовлена тим, що поверхнево-субстратний нуль-момент ландшафтогенезу стосується тільки часу утворення верхньої товщі порід, а не їхнього генезису та інших рис.

Слід при цьому звернути увагу на таку обставину. У регіонах, де верхній шар плейстоценових порід має малу потужність (Волинська, Донецька, Приазовська, Тарханкутська височини, Товтри, південь Подільської височини та ін.), в окремих мікрогеохорах схилів, вершинних поверхонь вузьких вододільних рівнин та інших місцеположень, ґрунти утворюються не на лесових суглинках чи водно-льодовикових відкладах, а на породах неогену, палеогену, крейди й давніших. Вважати на цій підставі вік цих порід часом нуль-моменту As-s немає підстав. Адже головна сутність нуль-моменту цього типу полягає не у віці породи верхнього шару, а у часі, з якого на ній почав формуватися сучасний ґрунт. Здебільшого цей час відповідає моменту експонування давньої породи на денній поверхні, тобто – часу, коли молодші осадові відклади, які його покривали, були еродовані (змиті або розвіяні). Це також сталося у плейстоцені, й з того часу на оголених давніх породах почався процес формування сучасних ґрунтів. Так виникли рендзини Волинської височини та Малого Полісся (на мергелях крейди), чорноземи карбонатні Подільської, Тарханкутської та інших височин (на вапняках неогену), чорноземи щебенюваті південно-західного Рівнинного Криму (на гравійно-галечникових червоноколірних глинах пліоцену) та інші ґрунти, які можна назвати дерново-літогенними. За номенклатурою ґрунтів WRBO-2015 вони переважно належать до таксону Leptosols (World Reference Base, 2015). Усі ці ґрунти виникли в голоцені. З огляду на слабкий розвиток ґрунтового профілю, їх навіть можна вважати ініціальними або молодими.

Схема на рис. 4.2 являє собою доволі узагальнену картину розподілу часу поверхнево-субстратного нуль-моменту As-s на території України. Внаслідок обмеження масштабу на ній не показані всі заплавні геохори, нуль-момент As-s яких голоценового віку, надзаплавні тераси з віком As-s пізнього плейстоцену, а також інші геохори, які ускладнюють загалом простий у регіональному масштабі територіальний рисунок ареалів з різними часами нуль-моменту As-s.

Зауваження щодо дещо надмірної генералізації територіального розподілу поверхнево-субстратних нуль-моментів стосується також і їх часових оцінок. З легенди схеми на рис. 4.2 можна бачити, що ці оцінки узагальнено за стадіями плейстоцену. Зокрема, час утворення всіх порід лесової формації України визначено як пізньоплейстоценовий P_{III},

тобто – для діапазону часу в 126–11,7 тис. р. т. Однак за цей час на позальодовикових рівнинах України сформувалось чотири лесових горизонти, останній за часом з яких – причорноморський. Він був відкладений протягом однойменного палеогеографічного етапу пізнього плейстоцену, який завершився 10 тис. р. т., тобто в пізньому дріасі (Герасименко, 2004). Цю часову оцінку й можна прийняти за час поверхнево-субстратного нуль-моменту As-s ландшафтів лесових рівнин України.

Геоморфологічний нуль-момент

Геоморфологічний нуль-момент A-gm відповідає часу утворення сучасного рельєфу,

коли він набув рис, в основному аналогічних до його сучасних обрисів. За цим критерієм і встановлюється вік різних форм і типів рельєфу. На рис. 4.3 наведено схему віку рельєфу.

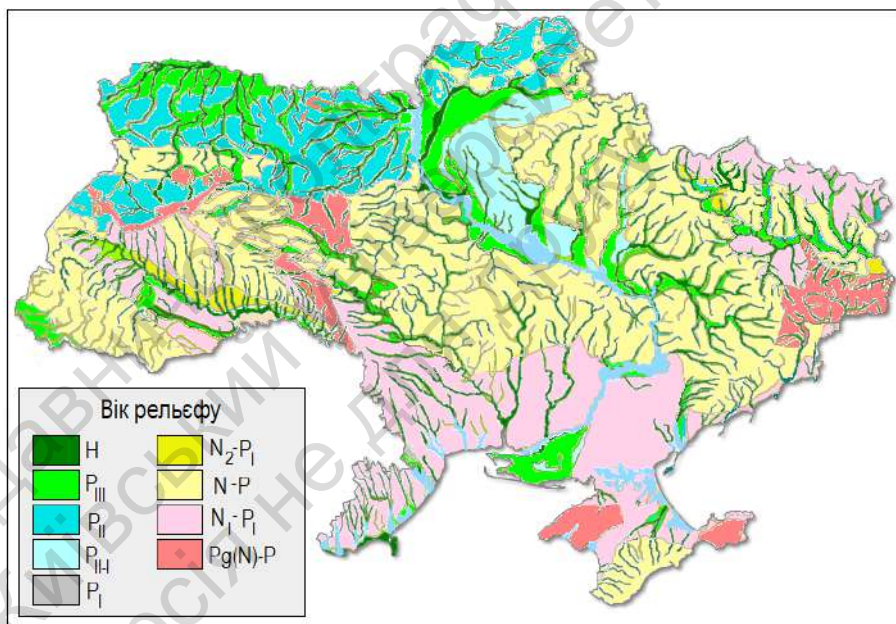


Рис. 4.3. Геоморфологічні нуль-моменти сучасних ландшафтів України; складено на основі геоморфологічної карти України (Геоморфологічна будова: карта, 2007)

Схема на рис. 4.3 відображає вік рельєфу поверхонь, які відповідають його певним морфогенетичним типам. У межах цих типів зазвичай

поширені форми рельєфу молодшого віку. Наприклад, для підвищених лесових рівнин неоген-плейстоценового віку типовими є форми яружно-балкового рельєфу, що були утворені в голоцені. Пізньоплейстоценові та голоценові дюни урізноманітнюють зандрові рівнини Полісся середньо-плейстоценового віку. Таких прикладів є багато. Тому в більшому масштабі розгляду рельєфу (на рівні його форм) поверхні, зображені на рис. 4.3, є поліхромними і полігенетичними, тобто створеними формами та елементами рельєфу різного віку і різного походження.

Можна простежити загальну тенденцію до зменшення віку геоморфологічних нуль-моментів сучасних ландшафтів України (омолодження їх рельєфу) у північному напрямку. Головна причина цього пов'язана з рельєфотворною діяльністю плейстоценових покривних льодовиків, яка торкнулась ландшафтів північної частини України й лишила поза своїм безпосереднім впливом ландшафти її півдня. Так, рельєф Причорноморської низовини, хоча й почав формуватися лише в міоцені, але на початку плейстоцену вже був сформований і в подальшому істотних змін вже не зазнав. На той час морфологія рівнин середньої макросмуги України (Придніпровська, Волино-Подільська, Донецька височини, відроги Середньоруської височини, Придніпровська низовина) доволі істотно відрізнялась від сучасної й тут впродовж середнього та пізнього плейстоцену відбувалося становлення сучасної річкової мережі, утворення постльодовикових озер та їх відмирання, інтенсифікація та затухання ерозійних процесів тощо (Пазинич, 2007; Палиенко, 1992; Цись, 1962).

4.2.2. Вихідні поверхні сучасного ландшафтогенезу

Поняття вихідної поверхні ландшафтогенезу

У змістовому, а не суто часовому аспекті з'ясування абіотичних нуль-моментів ландшафтогенезу означає визначення рис фізичної поверхні, на якій почав формуватися сучасний ґрунтово-рослинний покрив ландшафтів, їх водний і геохімічний режим. Такі поверхні можна назвати вихідними поверхнями сучасного ландшафтогенезу. Вони вкриті відкладами, на яких почалось формування сучасного ґрунтово-рослинного покриву, яке з того часу й дотепер не переривалось морськими трансгресіями, льодовиками, еоловою, алювіальною та іншою акумуляцією матеріалу. Дещо спрощуючи це поняття, можна вважати, що вихідна поверхня сучасного ландшафтогенезу – це субстрат, з якого сформувався сучасний ґрунт і який визначив морфоскульптурні особливості сучасного рельєфу.

Отже, вихідна поверхня сучасного ландшафтогенезу відповідає території, яка складена відкладами, водно-фізичні, хімічні та інші властивості яких, разом з морфологією її денної поверхні (рельєфом) визначили умови розвитку сучасного ґрунтово-рослинного покриву ландшафту, його водний і геохімічний режими, склад та інтенсивність сучасних екзогенних процесів. Якщо звернутися до концепції трьох складових геосистеми А. Краукліса (1979) – інертної, мобільної та біотично-активної, то вихідну поверхню ландшафтогенезу можна визначити як територію, в межах якої інертна складова ландшафту (його твердий мінеральний субстрат і рельєф) лишається відносно гомогенною і немов задає умови та певні рамки для прояву його мобільної складової (напрямку та інтенсивності потоків води, геохімічної міграції, інших процесів та ін.) та реалізації біотично-активної складової (формування ґрунтів і сукцесії рослинності).

Найважливішими характеристиками вихідних поверхонь ландшафтогенезу є їхній субстрат і морфологія (рельєф). Земні поверхні, які мають одну морфологію і вік рельєфу (нуль-момент A_{gm}) і складені однорідним та одновіковим субстратом (нуль-момент A_{s-s}), здебільшого мають й один генезис рельєфу (у розумінні цього поняття геоморфологією).

Для більшої частини рівнинної території України вік вихідних поверхонь ландшафтогенезу слід вважати плейстоценовим. Хоча визначальні риси морфології (рельєфу) цієї поверхні могли бути створені в давніші часи (див. рис. 4.3), але у плейстоцені вона була перекрита відкладами, які не тільки послугували субстратом формування сучасних ґрунтів, а й стали саме тією товщею, від якої залежать і яка змінюється сучасними екзогенними рельєфотвірними процесами.

Крім торфово-болотних (органо-мінеральних) поверхонь, усі інші їх типи являють собою суто абіотичний субстрат з характерною морфологією його денної поверхні. У цьому аспекті поняття вихідної поверхні ландшафтогенезу має спільні риси з поняттям літогенної основи ландшафту генетичного ландшафтознавства. Але за своїм обсягом і "спрямованістю" ці поняття різні. Поняття літогенної основи покликане розкрити генезис ландшафту (власне, мало не ототожнюється з ним) і охоплює тектонічну структуру та тектонічні рухи (від давніх до сучасних), літологічний склад і потужність гірських порід, морфологію та генезис сучасного рельєфу, рельєф похованих поверхонь, гідрогеологічні особливості території тощо (Галицький, Зарудня, 1983; Михно, 2000). Поняття вихідної поверхні сучасного ландшафтогенезу вужче й визначається морфологією сучасного рельєфу та властивістю відкладів,

які його складають. Це поняття орієнтоване не на розкриття генезису та історії становлення (макроеволюції) ландшафту, а на з'ясування заключного етапу цього становлення – формування його сучасного стану.

У рівнинній частині території України найбільші площі обіймають такі вихідні поверхні сучасного ландшафтогенезу:

- піщано-супіщані знижено-рівнинні;
- піщані річкових терас;
- піщані еолові додатних мезоформ (дюни);
- супіщані та суглинкові з включенням валунів, гальки, гравію льодовикові рівнинні та додатних мезоформ (моренні гряди та горби);
- суглинкові лесові підвищених рівнин і височин;
- глинисті схилі та (зрідка) рівнинні;
- глинисто-суглинкові з включенням гравію, гальки, уламків схилі та (зрідка) височинно-рівнинні;
- глинисто-суглинкові елювію карбонатних порід (вапняків, мергелю, крейди) з їхніми уламками схилі та височинно-рівнинні;
- заплавні піщані, гравійно-галечникові;
- органо-мінеральні (болотні, торфовищ);
- засолених субстратів приморських та солончакових низин, днищ западин і подів;
- літоральні піщані, галечникові.

Стисло розглянемо найпоширеніші з перелічених поверхонь. Вестимемо цей розгляд у контексті впливу фізичних рис вихідних поверхонь ландшафтогенезу на напрямки формування сучасних ґрунтів і рослинності.

Піщано-супіщані знижено-рівнинні поверхні

Рівнинні поверхні, складені піщано-супіщаними відкладами, які стали субстратом формування сучасного ґрунтово-рослинного покриву ландшафтів, поширені головно в Українському Поліссі. Щодо їхнього походження існують два погляди. Більшість дослідників вважають піщані поверхні Полісся водно-льодовиковими (зандровими) та озерно-льодовиковим, і така позиція, зокрема, затверджена в Національному атласі України (Геоморфологічна будова: карта, 2007, Четвертинні відклади: карта, 2007). Однак в останні десятиліття поширення набуває гіпотеза еолового (аккумулятивно-дефляційного) походження піщаних рівнин Полісся. Згідно з нею, якщо не всі ці рівнини, то значна частина їх площі виникли внаслідок перевиювання приповерхневого матеріалу повітряними масами (Веклич Ю., 2018).

Крім Полісся, поширені піщані поверхні також і на терасах річок, які з поверхні не перекриті лесовими суглинками (здебільшого це – перші надзаплавні тераси). Найбільші площі такі поверхні займають у пониззі Дніпра ("Олешківські піски"), а також у долинах багатьох річок переважно на лівобережжі України (Ворскла, Хорол, Самара, Сіверський Донець та ін.) і деяких річок на її правобережжі (Прип'ять, Західний Буг, Південний Буг у районі Вінниці, Рось та ін.). У походженні цих поверхонь, крім алювіальних, також брали участь процеси еолової акумуляції (Веклич Ю., 2018).

Дискусія щодо водно-льодовикового або еолового походження піщаних поверхонь Полісся, "борових" терас, Олешківських пісків важлива для геоморфології та четвертинної геології, але для ландшафтної географії має менше значення. Пояснюється це тим, що піщані субстрати, незалежно від свого генезису та мінералогічного складу, володіють особливостями, які істотно позначаються на напрямку та швидкості ландшафтогенезу й на рисах ландшафтів, які ним створюються. Серед цих особливостей: висока водопроникність і слабка водоутримувальна здатність пісків, знижене фізичне випаровування з піщаних поверхонь, дуже мала зона капілярного підняття в пісках. В умовах надмірного зволоження (зокрема, в Поліссі) ці водно-фізичні особливості піщаних субстратів визначають відносну сухість ґрунтів і ксерофітність рослинних угруповань. Натомість в умовах недостатнього зволоження (в аридних регіонах) ці ж особливості пісків зумовлюють кращу зволоженість піщаних ґрунтів і більшу мезофільність рослинності. Завдяки цьому різноспрямованому впливу на водний режим ландшафтів у різних умовах зволоження піщаний субстрат нівелює вплив кліматичних умов на формування ґрунтово-рослинного покриву ландшафту.

Піщані субстрати відзначаються малою чутливістю не тільки щодо варіації кліматичних умов, а й до свого генезису. Між піщаними відкладами водно-льодовикового, озерно-льодовикового, давньоалювіального, акумулятивно-дефляційного походження існують певні відмінності, але ґрунти і рослинність, які на них формуються, немов не помічають цих нюансів. Ландшафтогенез на піщаних субстратах різного генезису проходить загалом однаково й спрямований у бік спільної кліматичної стадії – сосново-дубового лісу на чорноземі слабогумусованому супіщаному. Щоправда, цієї стадії ґрунтово-рослинний покрив піщаних поверхонь досягає лише в окремих геохорах, тоді як на більшій площі зандрових, озерно-льодовикових і давньоалювіальних піщаних рівнин Полісся голоценовий ландшафтогенез надовго затримується на

іншій довготривалій стадії – сосново-дубових лісів на дерново-підзолистих супіщаних або глинисто-піщаних ґрунтах.

Крім водно-фізичних особливостей пісків, які спрямовують ландшафтогенез у напрямку, який не надто залежить від клімату і генезису піщаних субстратів, таку саме "уніфікуючу" роль відіграє й їх бідність на поживні елементи. Так, кількість двох головних поживних елементів (фосфору та калію) в пісках у більш як у 10 разів менша, ніж у лесових, моренних та інших суглинках. Бідність піщаного субстрату (його оліготрофність) обмежує можливості ландшафтогенезу, залишаючи для нього досить вузький "коридор" (креод за К. Уоддінгтоном, 1970), в якому відбувались еволюційні й відбуваються сучасні сукцесійні зміни ландшафтів.

На цю особливість пісків вказував ще Г. М. Висоцький, який писав, що ґрунтоутворення на піщаних породах проходить практично однаково в різних термічних зонах, де від лісостепу до напівпустелі формуються дуже подібні за своєю морфологією ґрунти, тоді як на суглинках і глинах постають підзолисті, сірі опідзолені ґрунти, чорноземи та каштанові ґрунти (Висоцький, 1911). Цю ж думку висловлює й О. В. Хабаров (1979), який вважає, що піщаний субстрат послаблює риси зональності й на ньому не поширені яскраво виражені підзоли, чорноземи, каштанові та інші зональні типи ґрунтів. Дійсно, на території України зустрічаються сірі опідзолені ґрунти і чорноземи, материнською породою яких є піщані відклади, причому різного генезису: водно-льодовикового (зандрові рівнини Полісся), алювіального (піщані тераси Дніпра, Самари, Росі та інших річок). Але ці ґрунти відрізняються від своїх модальних видів, що розвинені на суглинках, меншою потужністю, меншою гумусністю (чорноземи – тільки слабкогумусовані), більшою вираженістю підзолистого процесу тощо. На таких ґрунтах можуть формуватися сосново-дубові ліси.

Серед піщаних вихідних поверхонь сучасного ландшафтогенезу найбільші площі обіймають зандрові та озерно-льодовикові знижені рівнини. Поверхні дюн та піщаних річкових терас, хоча й мають незначну загальну площу, але їхні контури численні й становлять характерну рису сучасного ландшафтного покриву Полісся та зони лісостепу України.

Вихідні водно-льодовикові піщано-супіщані поверхні мають в Українському Поліссі значне поширення. Нуль-моментом їхнього утворення є кінець дніпровського часу ($fP_{II}dn_2$). Згідно з водно-льодовиковою гіпотезою походження піщаних фацій Полісся на регресивній стадії дніпровського льодовика в його прильодовиковій зоні

водно-льодовикові піски сформували ози та ками, а в перигляціальной зоні льодовика – плоскі зандрові рівнини¹³.

Після нуль-моменту свого утворення водно-льодовиковий піщаний субстрат зазнав певних змін унаслідок переробки його верхнього шару елювіально-делювіальними та еоловими процесами. Однак за своїми властивостями цей шар, також піщаного та супіщаного складу, неістотно відрізняється від нижчерозташованої товщі та має незначну потужність. Наприклад, на Волинському Поліссі вона становить лише 0,5–0,7 м (Шацьке поозер'я, 2014).

Гранулометричний склад піщаних відкладів водно-льодовикових поверхонь Полісся змінюється від різнозернистих фракцій з уламковим матеріалом (поодинокі включення уламків гранітів, кременю) в прильодовиковій зоні до дрібнозернистих пісків, що формують зандрові рівнини. Потужність покривних водно-льодовикових пісків може сягати 30 м, але на значних площах вона не перевищує 1,5–2 м, нижче яких залягають моренні чи інші суглинки, елювій крейди та мергелю (Волинське Полісся), кристалічні породи та їх елювій (Житомирське Полісся), інші породи.

Потужність піщаного субстрату вихідних поверхонь ландшафтогенезу має особливе значення для формування на них лісової рослинності. Якщо для сосни потужність пісків не є лімітуючим фактором її розвитку та поширення, то успішне зростання дуба черешчатого *Quercus robur* можливе в геотопах, де піски з глибини 1,5–2 м підстеляються суглинками чи іншими багатшими породами (Мигунова, 2000).

Вихідні озерно-льодовикові поверхні відповідають днищам польодовикових озер, на яких сформувались відповідні відклади. Такі поверхні займали на території Правобережного Українського (Прип'ятського) Полісся значні площі. Існує думка, її вперше висловив П. А. Тутковський, що сучасний басейн Прип'яті у валдайський і післявалдайський час являв собою море-озеро ("Поліське море"), яке згодом розпалося на мережу озер (Мандер, 1973; Пазинич, 2007 та ін.). Значно поширені такі польодовикові озера були й у Чернігівському Поліссі, де вони також обіймали великі площі.

Як на право-, так і на лівобережному Українському Поліссі більшість цих озер мали проточний режим. Принаймні таким він був наприкінці існування цих водойм та їх трансформації у сучасну річкову мережу. За

¹³ Гіпотеза водно-льодовикового походження піщаних поверхонь Полісся має суперечності; вони розглядаються в монографії Ю. М. Веклича (2018).

проточного режиму глинисті частки постійно виносились з озерних відкладів і, отже, на дні озер відкладались не стрічкові глини ("класика" для озерно-льодовикових відкладів), а піски та супіски. Через це за своїм механічним складом поліські піщані озерно-льодовикові відклади практично не відрізняються від водно-льодовикових (зандрових) пісків і супісків. Потужність озерно-льодовикових відкладів в Українському Поліссі здебільшого не перевищує 5 м.

Будучи подібними за субстратом, поверхні озерно-льодовикового та водно-льодовикового походження дещо відрізняються між собою за рисами їхнього рельєфу. Озерно-льодовикові поверхні більш вирівняні, ніж водно-льодовикові, вони займають дещо нижче гіпсометричне положення й розташовані здебільшого поблизу терас і заплав сучасних річок. Ці риси озерно-льодовикових поверхонь зумовили їх гіршу дренажність, ніж поверхонь зандрових рівнин. Через це ландшафтогенез на озерно-льодовикових поверхнях позначався сильним гідроморфізмом (заболочування, оглеювання ґрунтів тощо). Від нього геохори на цих вихідних поверхнях ландшафтогенезу не позбулись й донині. Тому, якщо на водно-льодовикових супісках зустрічаються сосново-дубові ліси, то сукцесія на озерно-льодовикових пісках і супісках до такої сукцесійної стадії не доходила й блокувалась на рівні стадій дрібнолистих лісів. Як побачимо в підрозд. 8.2.1, генетико-еволюційні ряди ландшафтів на піщаних озерно-льодовикових вихідних поверхнях порівняно з рядами на водно-льодовикових поверхнях вкорочені й до клімаксових стадій не доходять.

Вихідні поверхні еолових форм. Дюни та інші форми еолової акумуляції поширені в декількох регіонах України, серед яких особливо багато їх у Поліссі та на лівобережних терасах середньої течії Дніпра (в районі м. Золотоноша), пониззя Дніпра ("Олешківські піски"), лівобережній терасі р. Сіверський Донець та в інших місцях. Поліський ареал поширення дюн є частиною т. зв. піщаного поясу Європи (Zeeberg, 1998) – зони поширення дюн на континенті (рис. 4.4).

Слід зазначити, що ареал поширення піщаних дюн в Україні більший, ніж показаний на рис. 4.4. Він охоплює також південну частину Волинського Полісся та Мале Полісся. Дюни накладені на водно-льодовикові, льодовикові та пізньоплейстоценові алювіальні відклади. У Поліссі більшість дюн утворились наприкінці пізнього плейстоцену в інтервалі від $27,8 \pm 4,1$ до $10,8 \pm 1,6$ тис. р., коли тут переважали вітри зі швидкістю 6,2–8,3 м/с (Дубіс, 2013).

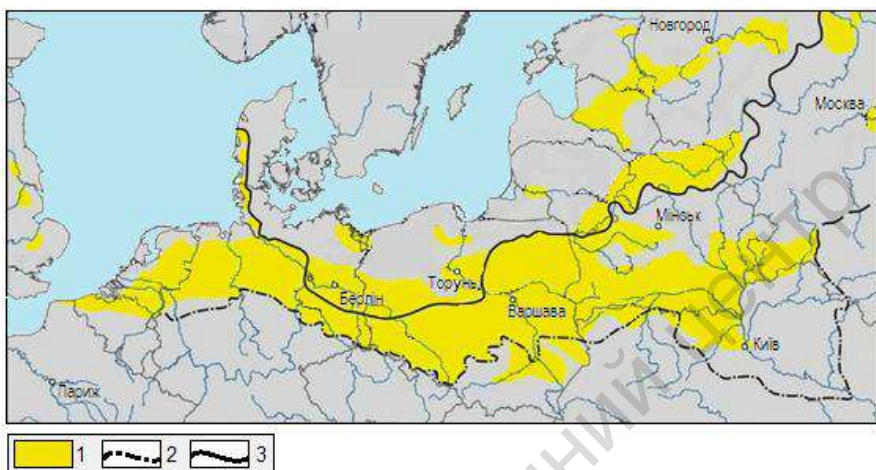


Рис. 4.4. Європейський піщаний пояс (за Zeeberg, 1998 зі спрощеннями):
 1 – піщаний пояс, 2 – межі максимального (дніпровського) зледеніння;
 3 – межі останнього (валдайського) зледеніння

Крім дюн, на території Полісся та піщаних арен великих річок України поширені й інші піщані поверхні. До них, зокрема, належать "горбисті піски" – горбисто-пасмові поверхні зі складним комплексом мікро- та наноформ рельєфу, субстратом яких стали розвіяні еолові та перевіяні піски еолового, водно- та озерно-льодовикового, алювіального походження.

Еолові піски мають здебільшого середньозернистий склад, практично не містять пилюватих і глинистих часточок, відзначаються низкою вологоємністю, дуже високою водопроникністю, вільним повітрообміном. За таких умов формування підзолистого горизонту ґрунтів украї утруднене й постають дернові слабкорозвинені та дерново-приховано-підзолисті ґрунти. Бідність піщаного субстрату та сформованих на ньому примітивних ґрунтів на органічні речовини та фізичну глину перешкоджає закріпленню продуктів ґрунтоутворення. Через це розвиток ґрунтового-рослинного покриву на поверхнях еолових форм уповільнений. Ландшафтогенез на таких поверхнях можливий тільки вздовж псамоморфного генетико-еволюційного ряду.

Суглинкові моренні поверхні

Поверхні, складені суглинковим і супіщаним матеріалом із включенням валунів, гальки, щебню (льодовикові моренні відклади), поширені в Українському Поліссі. Їх утворення припадає на час деградації льодовикового покриву

дніпровського зледеніння. За морфологією вирізняється два різновиди цих поверхонь: рівнинні (в їх основі лежить основна [донна] морена) та окремі пасма й горби (кінцево-моренні утворення).

Рівнинні поверхні, в будові яких беруть участь валунні суглинки основної морени gP_{1dn_1} . Ці рівнини обіймають значну площу в Поліссі, а також у "лесовій льодовиковій зоні" (див. рис. 2.12). Однак на більшій частині цієї площі моренні суглинки перекриті іншим відкладами – водно-льодовиковими пісками (Полісся), та пізньоплейстоценовими лесовими суглинками ("лесова льодовикова зона"). Саме ці відклади й стали вихідним субстратом формування сучасних ґрунтів. Рівнини, де б безпосередньо з поверхні залягали моренні відклади, представлені на території України окремими фрагментами на тлі піщаних рівнин.

На нуль-момент свого виникнення моренні рівнини являли собою немов "острови", які "омивались" водно-льодовиковими потоками. Акумуляція піщаного субстрату, принесена цими потоками, вирівняла рельєф поверхні. Внаслідок цього в сучасному рельєфі поверхні, складені моренними суглинками, а також поверхні, складені водно-льодовиковими пісками, гіпсометрично практично не відрізняються. Але за своїм субстратом це – поверхні істотно різні. Така відмінність істотно позначилась на сучасному ландшафтогенезі й визначила гетерогенний ландшафтний покрив Полісся.

Валунні суглинки – субстрат, який значно багатший на поживні елементи, ніж водно-, озерно-льодовикові, еолові та іншого генезису піски та супіски. Вміст доступного для рослин калію та фосфору в цих суглинках становить 0,06 % і більше для P_2O_5 й понад 0,20 % для K_2O (Мигунова, 2000). За таких кількостей ці головні поживні елементи не відіграють ролі лімітуючого фактору розвитку рослин, як це властиво геохорам піщаних поверхонь. Достатній вміст фізичної глини у валунних суглинках дає можливість затримуватись у їхньому верхньому шарі продуктам ґрунтоутворення, розвиватись гумусоаккумулятивним процесам. Тому баланс між дерновим та підзолистим процесами ґрунтоутворення зміщується на суглинках у бік дернового процесу. Це дає можливість сформуватись на поверхнях валунних суглинок ясно-сірим ґрунтам. Сукцесія рослинності може на таких поверхнях дійти до стадії сосново-дубових лісів, де дуб виходить у перший ярус і явно домінує над сосною або й витісняє її з деревостану. На піщаних поверхнях сукцесія до таких стадій, фактично пре-клімаксових, не доходить.

Поверхні кінцево-моренних утворень (моренні горби та пасма), складені здебільшого валунним суглинками gP_{1dn_2} . Потужність цих

суглинків на окремих горбах і пасмах Полісся може перевищувати 10 м, а розміри валунів сягати кількох метрів у поперечнику. Відносні перевищення моренних горбів і пасом над поверхнею зандрових та моренно-зандрових рівнин може сягати 5–10 м, для деяких пасом і більше. Здебільшого кінцево-моренні та інші крайові льодовикові форми (ками та ози) тяжіють до меж поширення льодовика на різних стадіях його розвитку, а також до меж льодовикових язиків. Рисунок 4.5 ілюструє цю закономірність.

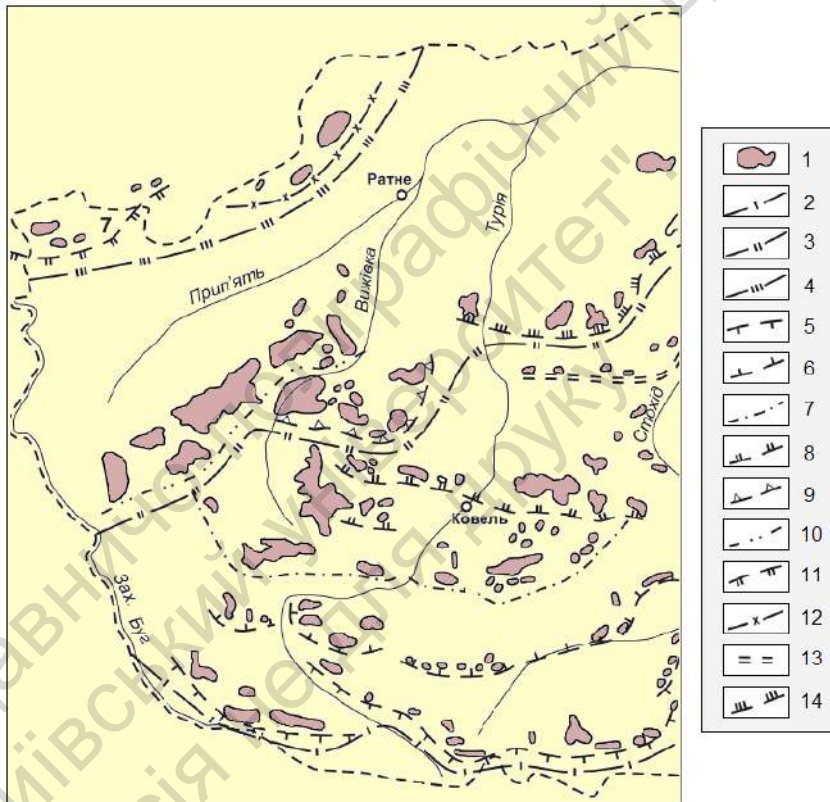


Рис. 4.5. Поширення крайових форм дніпровського льодовика на схемі його дегляціації в західній частині Волинського Полісся (Шацьке поозер'я..., 2014 зі змінами):

- 1 – кінцево-моренні та озово-камові утворення; 2–4 – межі льодовика:
- 2 – максимального поширення, 3 – під час першого постмаксимального стадіалу,
- 4 – під час другого постмаксимального стадіалу; 5–14 – межі льодовикових язиків:
- 5 – Володимир-Волинського, 6 – Туличівського, 7 – Білашівського, 8 – Ковельського,
- 9 – Буцинського, 10 – Головнянського, 11 – Ростанського, 12 – Грниківського,
- 13 – Великобзирського, 13 – Нуйнівського

Поверхні, складені валунними суглинками $gdP_{11}dn$, властиві не тільки формам рельєфу суто льодовикового генезису, а й денудаційним підвищеним рівнинам, пасмам і горбам, складеним породами крейди. Поширені вони у Волинському Поліссі, де їх вершинні та схиліві поверхні перекриті шаром валунних суглинків. Потужність цього шару незначна, здебільшого до 1 м, а на значній частині цих поверхонь він зазнав денудації. Через це вплив карбонатних порід крейди на формування ґрунтів і рослинності поверхонь, складених валунними суглинками на крейді, був дуже помітним. Окарбоначеність субстрату сприяла ґрунтоутворенню процесу й тут сформувались не дерново-підзолисті ґрунти, а рендзини (на елювії щільних карбонатних порід) і парарендзини (на малопотужному покриві валунних суглинків, що залягають на цих породах).

Лесові рівнинні поверхні

Поверхні, складені лесовими і лесоподібними породами, займають на території України 363,77 тис. км², що становить 60,3 % площі держави (Державна служба...). За поширеністю лесових поверхонь Україна – найбільш лесова держава Європи (рис. 4.6). При цьому потужність лесів в Україні сягає 30–40 м, що значно більше, ніж у розрізах Середньої та Західної Європи.

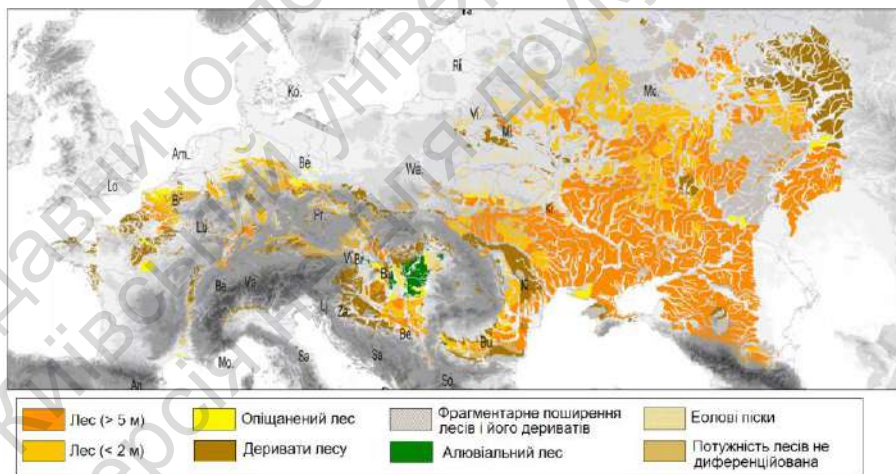


Рис. 4.6. Поширення лесів у Європі (за Naase e.a., 2007)

На території України лесові відклади покривають практично всі межиріччя та плейстоценові тераси в широколистолисовій, лісостеповій і степовій зонах. У Поліссі лесові поверхні мають "острівне" поширення

переважно в Чернігівському Поліссі, а також на Овруцькому кряжі. Лесові поверхні розташовані в діапазоні висот – від 1–2 (Причорноморська низовина) до понад 400 м. н.р.м (вододільні поверхні Подільської височини). Схему поширення лесових поверхонь на території України наведено на рис. 4.7.

Як видно з рис. 4.7, у межах рівнинної території України простежуються закономірні зміни властивостей лесових поверхонь. З півночі на південь змінюються потужність, гранулометричний склад, пористість, засоленість та деякі інші властивості лесів. На лесових островах Полісся та в припольській смузі лісостепу (в "лесово-льодовиковій зоні") лесові породи мають супіщано-суглинковий склад (часточки фракції <math><0,01\text{ мм}</math> становлять 20–30 %), в серединній макросмузі України їх склад суглинковий (часточки <math><0,01\text{ мм}</math> – 30–50 %), в зоні степу він стає глинистим з вмістом фракції <math><0,01\text{ мм}</math> понад 50 %. Засоленість лесів також загалом закономірно змінюється у меридіональному напрямку: чимдалі на південь, тим вміст легкорозчинних солей у лесах стає більшим, у степовій зоні в них з'являється гіпс.

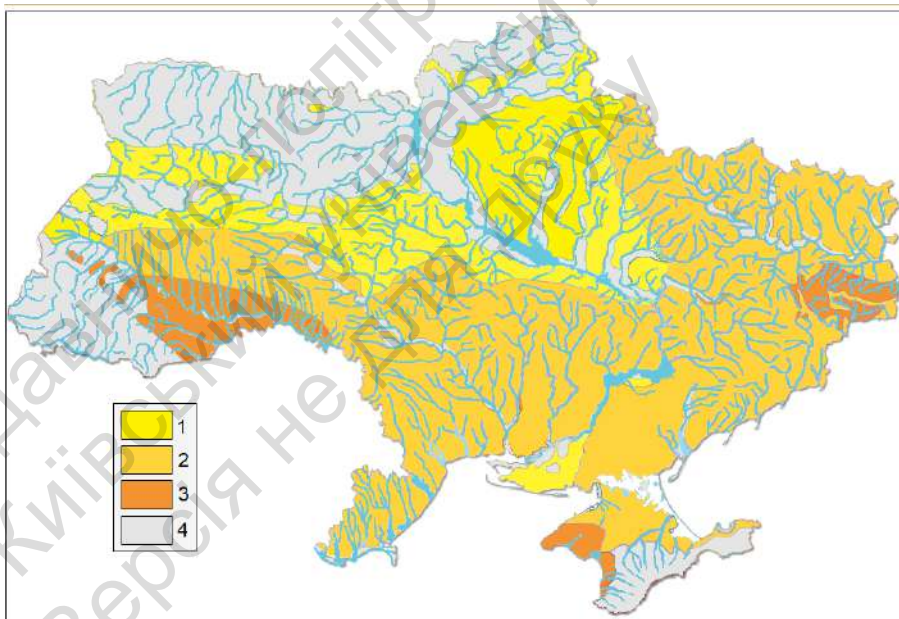


Рис. 4.7. Поширення лесових поверхонь на території України (складено за: Інженерно-геологічні умови: карта, 2007 і картою поширення лесових порід в Україні [Державна служба...]): 1 – леси легко- та середньосуглинкові; 2 – леси середньо- та важкосуглинкові; 3 – лесові суглинки з включенням уламків твердих порід; 4 – лесові поверхні відсутні

Потужність лесів у межах України змінюється від 0,5–1 м до 25–30 м, місцями й більше. Найбільшою вона є на Причорноморській та Придніпровській низовинах. На височинах рівнинної України лесовий покрив меншої потужності. На схилових поверхнях, а також на вершинних поверхнях Донецької, Приазовської, Тарханкутської та інших височин він стає фрагментарним, лесові суглинки тут містять уламки щільних порід.

Вихідні лесові поверхні, що були утворені в плейстоцені, мали різну морфологію, зокрема й схиліві поверхні були перекриті лесами. Однак через їхню малу стійкість до площинного змиву та лінійного розмиву, вихідний лесовий покрив на схилових поверхнях був еродований і перекритий делювіальними відкладами, здебільшого також суглинками. Якщо на рівнинних лесових поверхнях ландшафтогенез був загалом елювіального зонального типу, то на схилових поверхнях він істотно контролювався транселювіальними процесами й був позначений ксероморфізмом.

Лесові та лесоподібні суглинки володіють низкою особливостей, які визначають їх своєрідність і, відповідно, своєрідність ландшафтогенезу, вихідною поверхнею якого є лесові рівнини. Здебільшого лесові породи складені пилуватими суглинками, в яких відсоток пилуватих часточок сягає 50–80 %, глинистих – 3–30 %, дрібнопіщаних – до 15 %, фракцій > 0,25 мм – близько 5 % (Матвіїшина та ін., 2010). Такий гранулометричний склад є найсприятливішим для ґрунтоутворення, швидкість якого на лесових поверхнях набагато більша, ніж на поверхнях, складених іншим субстратом (рис. 4.8).

Рисунок 4.8 свідчить, що найвищим потенціалом утворення ґрунту володіють лесоподібні суглинки, причому їх карбонатність по-різному впливає на швидкість формування гумусового горизонту ґрунтів: під лісовою рослинністю ґрунт швидше формується на карбонатних лесах, а під трав'яною – на безкарбонатних лесових поверхнях.

Суглинковий гранулометричний склад ґрунтоутворних порід, а отже – і ґрунтів, які на них формуються, є важливою передумовою розвитку зональних типів ґрунтів і рослинності. Вважається також, що кліматичного клімаксу рослинність може досягти тільки на суглинковому субстраті (Разумовский, 1981; Сочава, 1978).

Крім сприятливого для ґрунтоутворення гранулометричного складу, високі темпи акумуляції гумусу в ґрунтах на лесових породах зумовлені тим, що фактично лесові товщі являють собою чергування горизонтів власне лесу (лесових кліматолітів) і горизонтів викопних ґрунтів. Якщо у горизонтах лесів вміст гумусу не перевищує 0,5 %, то у горизонтах

викопних ґрунтів він може сягати 2,5 % і більше. Водночас на півдні Причорноморської низовини окремі чи навіть більшість лесових горизонтів випадають із розрізу й кожний наступний викопний ґрунт лежить безпосередньо на попередньому. Частка власне лесових горизонтів у розрізах південно-східного ареалу поширення лесової формації змінюється в межах 10–25 %, місцями зменшуючись до 5 %; відповідно горизонти викопних ґрунтів становлять від 75–90 % до 95 % потужності усього розрізу (Веклич, Сиренко, 1976).

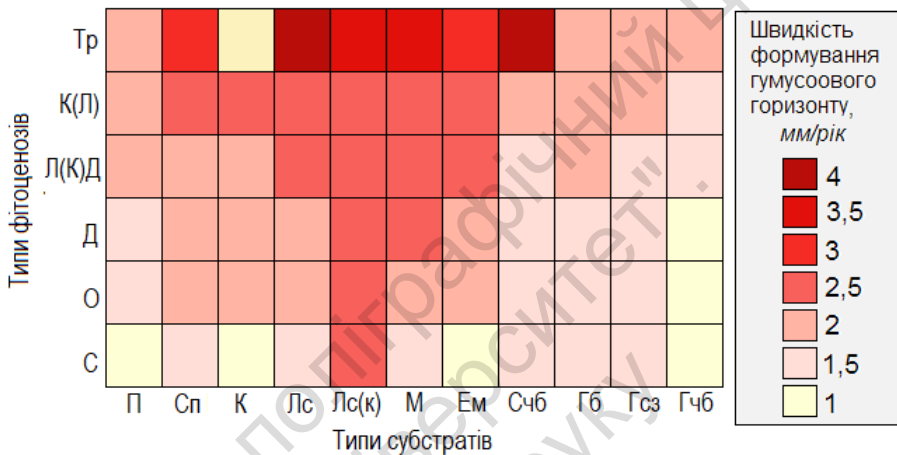


Рис. 4.8. Оцінка потенціалу утворення ґрунту за швидкістю формування гумусового горизонту (мм/рік) основних біологічних комбінацій лісостепової зони (Голеусов, Лисецкий, 2005): *Типи субстратів:* П – пісок, Sp – супісок, К – крейда щільна, Лс – лесоподібний суглинок безкарбонатний, Лс(к) – те саме карбонатний, М – мергель, Ем – елювій мергелю, Счб – червоно-бурий суглинок, Гб – бура глина, Гсз – сіро-зелена глина, Гчб – червоно-бура глина; *типи фітоценозів:* С – сосновий ліс, О – осиковий ліс, Д – дуброва, Л(К)Д – дубовий ліс з домішкою липи (клена), К(Л) – кленовий (липовий) ліс, Т – трав'яна рослинність

Гумусованість лесів, наявність (а часто – переважання) горизонтів викопних ґрунтів у їх товщі дають підстави розглядати леси не як суто мінеральні породи, а як особливі органо-мінеральні утворення, роль сингенетичного (синлітогенного) педогенезу у формуванні якого була вагомим.

У лесах і лесоподібних суглинках високий вміст кальцію, який передається до ґрунтів, які формуються на лесових поверхнях. Це має два наслідки для ґрунтоутворення: по-перше, завдяки високому вмісту кальцію в ґрунтах добре утримується гумус, що сприяє дерновому

процесу, по-друге, карбонатність лесів і ґрунтів стримує підзолистий процес. Тому з появою на лесових поверхнях лісу підзолистий процес виявляється послабленим і в підсумку тут можуть сформуватися лише опідзолені, а не підзолисті ґрунти, як у тих самих кліматичних умовах, але на піщаних субстратах.

Особливий випадок становлять вихідні поверхні ландшафтогенезу, в яких лесова товща засолена. Це може бути наслідком трьох головних причин: близького рівня залягання високомінералізованих ґрунтових вод, залягання шару лесів незначної потужності на засоленіх глинах, засоленості викопних ґрунтів, які у верхній частині лесово-ґрунтової товщі переважають за потужністю шари лесових суглинків. Засоленість лесової товщі внаслідок двох перших причин зумовлює перебіг ландшафтогенезу вздовж галоморфного генетико-еволюційного ряду (див. підрозд. 8.6). Засоленість лесових елювіальних рівнин півдня Причорномор'я внаслідок засоленості похованих ґрунтів, які фактично виступають у ролі ґрунтоутворної породи сучасних ґрунтів, визначає специфічний тип зонального степового ландшафтогенезу, а саме ксеротичного сухостепового (див. підрозд. 8.2.4).

На відміну від піщаних субстратів, леси та лесоподібні суглинки характеризуються високою чутливістю (сенсорністю) до варіації кліматичних умов. Завдяки цьому на вихідних поверхнях лесового ландшафтогенезу в різних кліматичних умовах формуються різні зональні типи ландшафтів із властивими їм сукцесійними рядами та кліматичним клімаксом. У межах України діапазон зональних ландшафтів, що формуються на вихідних лесових поверхнях, охоплює ряд від широколистолисових ландшафтів на сірих лісових опідзолених ґрунтах до сухостепових ландшафтів на темно-каштанових ґрунтах.

4.2.3. Абіотичні макрорегіони сучасного ландшафтогенезу

Як можна помітити з наведених схем територіального розподілу абіотичних нуль-моментів ландшафтогенезу (рис. 4.1–4.3, 4.7), виділяються чотири великі регіони України, своєрідні за часом виникнення субстрату та морфологією поверхні сучасного ландшафтогенезу. Цими регіонами є Поліський польодовиковий, Український лесовий, Карпатський і Кримський гірські. Назвемо їх абіотичними макрорегіонами сучасного ландшафтогенезу. Їхню схему подано на рис. 4.9.

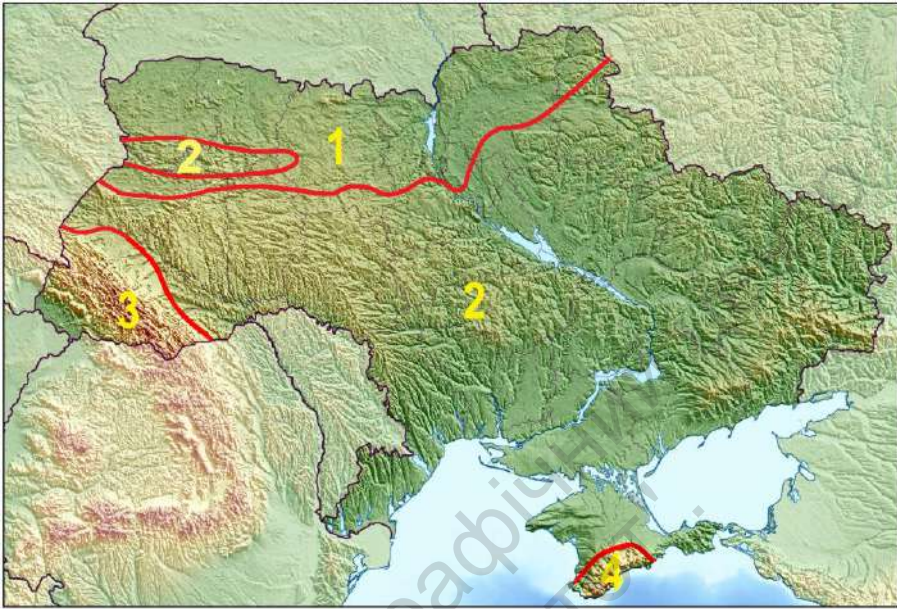


Рис. 4.9. Абіотичні макрорегіони сучасного ландшафтогенезу України:
 1 – Поліський льодовиковий, 2 – Український лесовий,
 3 – Карпатський гірський, 4 – Кримський гірський

Поліський льодовиковий абіотичний макрорегіон сучасного ландшафтогенезу в межах України відповідає Українському Полісся. Початок його сучасним ландшафтам дав льодовик дніпровського часу. Після його регресії та танення був створений піщано-супіщаний субстрат, а також водно-льодовиковий та інші типи рельєфу, пов'язані з дегляціацією. Отже, поверхнево-субстратний і геоморфологічний нуль-моменти сучасного ландшафтогенезу цього регіону збігаються в часі й належать до кінця дніпровського зледеніння. Створена на цей момент поверхня (піщана слабкопогорбована рівнина) стала вихідною для розвитку на ній ґрунтів і рослинності. Сліди давніших подій і структур виражені у цій поверхні нечітко. Лише долина Дніпра та Овруцький кряж є мезоформами рельєфу, успадкованими від доплейстоценових часів.

Український лесовий абіотичний макрорегіон відзначається більшою гетерохронністю і гетерогенністю, ніж Поліський льодовиковий. За глибинно-субстратним нуль-моментом ландшафтогенезу його складають поверхні, які вступили в сучасну стадію субаерального розвитку в різний час – від пізньої крейди до сарматського часу пізнього міоцену (див. рис. 4.1). Натомість за своїм поверхнево-субстратним нуль-моментом ці

поверхні одновікові – в них ґрунтовий покрив почав формуватися з кінця пізнього дріаса й субстратом їхнього формування були лесові породи. Крім сучасних, на них були сформовані й поховані ґрунти усіх міжльодовикових етапів плейстоцену.

До двох указаних рівнинних абіотичних макрорегіонів України тяжіють відповідні типи ґрунтоутворення. Поліському макрорегіону властиві підзолистий та дерновий типи, що приводить до формування тут дерново-підзолистих ґрунтів. В Українському лесовому регіоні переважає гумусоаккумулятивний тип ґрунтоутворення (постають чорноземи), який може також супроводжуватись підзолистим процесом (виникають опідзолені ґрунти: сірі, чорноземи, бурі).

М. Ф. Веклич (1990) звернув увагу на те, що існування цих двох відмінних областей помітив ще 1866 р. Ф. І. Рупрехт й назвав їх "ератичною областю ялини" та "областю чорнозему". Рупрехт вважав, що чорноземні степи є давнішими утвореннями, ніж північні ератичні (тобто польодовикові) області. М. Ф. Веклич також поділяв цей погляд, але вважав, що ґрунтово-рослинний покрив цих "областей" практично одного віку (голоценовий), тоді як "геолого-геоморфологічна основа" різна: в "області чорнозему" вона пліоценового віку, а в "ератичній області" – пізньоплейстоценового (Веклич, 1990).

Однак територіальні відношення віку абіотичної та біотичної складових ландшафтів цих "областей" являють собою складнішу картину. Головна причина ускладнення закономірності, що була виявлена Ф. І. Рупрехтом, пов'язана з різною інерційністю зональних ландшафтів на кліматичні коливання голоцену. Наведені в підрозд. 3.3.1 оцінки часових затримок ландшафтогенезу свідчать, що ґрунтовий покрив "ератичного" Полісся швидше приходиться до рівноважного стану з кліматичними умовами, ніж широколистолисові, лучно-степові та північностепові ландшафти лесових областей. Відповідно, за своїми зональними ґрунтово-біотичними рисами мішанолісові ландшафти Полісся є давнішими утвореннями, ніж ландшафти зони широколистих лісів, лісостепу й північної (екотонної) підзони зони степів України.

Межа між Українським лесовим і Поліським польодовиковим абіотичними макрорегіонами є виразною на більшому протязі її правобережного відтинку й діагностується за межею між піщаними та лесовосуглинковими поверхнями ландшафтогенезу. На лівобережжі свій дискретний характер вказана межа втрачає. Тут перехід від піщаних до лесових поверхонь обіймає доволі широку смугу, в якій ділянки з піщаним субстратом чергуються з ділянками з лесовим покривом

("лесовими островами"). Ширина цього "піщано-лесовосуглинкового" екотону сягає 80–100 км. Подібний характер межа між Українським лесовим і Поліським польодовиковим абіотичними регіонами має на південний захід від Києва, однак її ширина тут не перевищує 40 км. Уявлення про характер межі між зазначеними макрорегіонами можна отримати з карти на рис. 4.10.

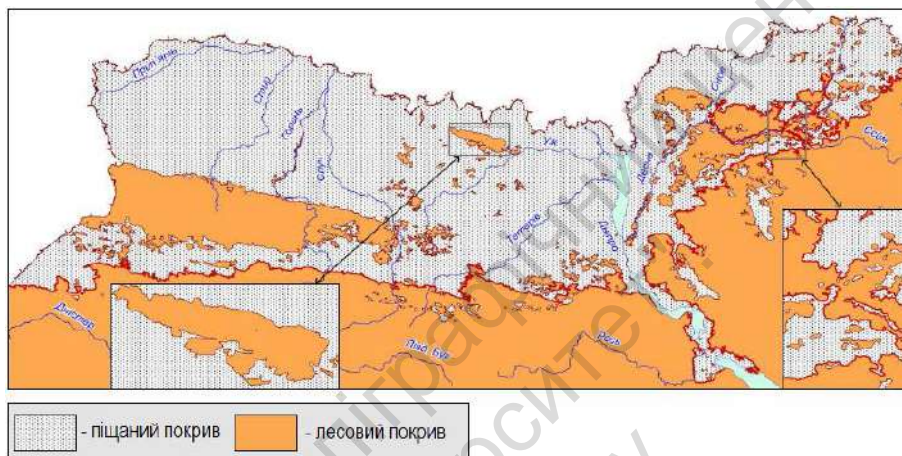


Рис. 4.10. Поширення суглинкового та піщаного підґрунтя на території Українського Полісся та прилеглих ділянок (за Веклич Ю., 2018)

Карпатський абіотичний макрорегіон відповідає Українським Карпатам, Закарпатській низовині та Прикарпатській височині. Згідно з геосинклінальною концепцією горотворення виникнення перших гірських споруд Карпатської дуги на місці глибокого флішового геосинклінального басейну належить до кінця олігоцену – початку міоцену (Цись, 1966). На цей час Внутрішня та Зовнішня морфоструктурні зони Карпат стали суходолом. Отже, межу між олігоценом і міоценом можна вважати глибинно-субстратним нуль-моментом As-d сучасного ландшафтогенезу цих двох регіонів Українських Карпат. Їх рельєф на цей момент гірським ще не був, а Центральна морфоструктурна зона Карпат (Кросненська синкліналь), Передкарпатський та Закарпатський прогини перебували тоді під морями. З-під їх рівня Передкарпатський прогин вивільнився в пізньому міоцені (середньому сарматі, 12–11 млн р. т.). Цей час і слід вважати глибинно-субстратним нуль-моментом для цього регіону.

Вивільнення з-під моря Закарпатського прогину також почалось у пізньому міоцені, але зайняло довший час – аж до кінця пліоцену.

Умовно цей час (2,5–3 млн р. т.) й можна прийняти за глибинно-субстратний нуль-момент сучасного ландшафтогенезу цього регіону регіону (до нього належать Вулканічні Карпати та Закарпатська низовина з її Мукачівською та Солотвинською ділянками).

У світлі концепції актуалістичної геодинаміки (неомобілізму) окреслена вище часова картина появи наземних субстратів Українських Карпат уявляється по-іншому. Згідно з нею Карпатські гори утворились у результаті горизонтального стискування земної кори внаслідок зближення та колізії терейнів АЛКАПА та Тися-Дакія між собою та з плитою Євразія, а також "накочування" флішово-моласової призми Карпат на структури платформи (Гнилко, 2011).

Загальні обриси сучасного рельєфу Українських Карпат зумовлені переривчастими підняттями, що чергувалися з періодами тектонічного спокою. Це призвело до ярусної будови Карпат, а саме – наявності декількох різновікових поверхонь вирівнювання, поділених між собою виступами. Вік цих поверхонь можна вважати геоморфологічними нуль-моментами A-gm для фрагментів відповідних пенепленів. Щоправда, серед дослідників немає визначеності у питаннях ані кількості поверхонь вирівнювання в Українських Карпатах, ані віку їхнього утворення. Розгляд цього питання виходить за рамки цієї праці, присвяченої рівнинній частині території України.

Кримський гірський абіотичний макрорегіон. Дослідники, які ґрунтуються на геосинклінальній концепції існування т. зв. Кримського мегаантиклінорю, початок вивільнення території сучасного Гірського Криму з-під моря відносять до пізньої крейди (М. В. Муратов, М. С. Еріставі та ін.), ранньої крейди (Г. А. Личагін, В. Ф. Пчелінцев) або й до давніших епох мезозою (Я. Д. Козін). Попри відмінності у визначенні часу появи наземного субстрату, згадані та інші вчені солідарні в тому, що формування сучасних обрисів Гірського Криму було зумовлене тектонічними підняттями й відбувалось як розширення площі утвореного у крейді "острівця" в океані Тетіс. Ріст цього острова тривав до кінця міоцену (понтичного часу) або й до раннього пліоцену. Якщо дотримуватись цього, фіксистського, погляду, то час, від якого почався сучасний субаеральний розвиток Кримського гірського регіону, поступово "омолоджується" у бік Рівнинного Криму (рис. 4.11). Цей час і слід вважати за глибинно-субстратний нуль-момент As-d сучасного ландшафтогенезу Кримського еволюційного макрорегіону.

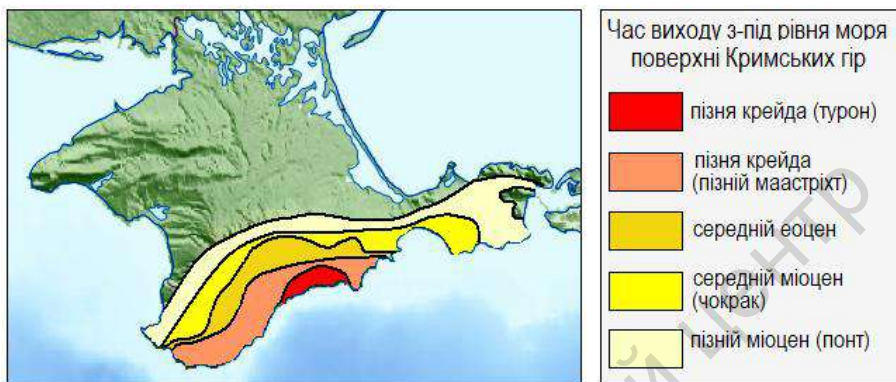


Рис. 4.11. Глибинно-субстратні нуль-моменти сучасного ландшафтогенезу Кримського еволюційного макрорегіону; складено за ресурсом (*Геологическая история Крыма...*)

Як і у випадку Карпат, неомобілістський погляд на виникнення Кримських гір пропонує інше рішення. Згідно з геодинамічною моделлю, розробленою В. В. Юдіним (2011), визначальну роль при формуванні Гірського Криму в мезозой-кайнозої відігравали не вертикальні тектонічні підняття та розломи, а тангенційне стискування, спричинене зіткненням (колізіями) між Євразійською плитою та дрібнішими мікроконтинентами і терейнами (Скіфії, Кримії, Туранії та ін.), а у неоген-четвертинний час – субдукцією (підсуванням) субокеанічної кори Чорного моря під Крим. Ці й інші процеси, пов'язані передусім з горизонтальним переміщенням плит і терейнів, привели до утворення складчасто-насувних структур Гірського Криму. Їх розміри невеликі, тому територіальний розподіл часів глибинно-субстратних нуль-моментів має більш строкату, ніж показану на рис. 4.11, картину. Очі можуть спробувати розібратися в ній за цитованою працею В. В. Юдіна (1990). У цій книзі ми оминемо це питання.

Розглянуті вище події і зміни природи України в неогені та плейстоцені, стосуються рельєфу та його субстрату. Вони визначили вихідні поверхні сучасного ландшафтогенезу, на яких у подальшому сформувались і еволюціонували ґрунти та біота.

4.3. Біотичні нуль-моменти

Як і у випадку абіотичної основи ландшафту, в розвитку його біотичних складових існує кілька типів нуль-моментів сучасного ландшафтогенезу (див. табл. 4.1). Якщо типи абіотичних нуль-моментів характеризують риси ландшафту, просторові масштаби яких одного порядку, а тому жорсткого хронологічного зв'язку між цими нуль-моментами немає, то у випадку біотичних нуль-моментів ландшафтогенезу маємо іншу ситуацію. Змістовий і хронологічний зв'язок між типами біотичних нуль-моментів сучасного ландшафтогенезу простежується чітко й полягає він у тому, що послідовність типів нуль-моментів $Bbs \rightarrow Bbm-t \rightarrow Vz-r \rightarrow Vz-s \rightarrow Vz-ch$ немов задає хронологію найважливіших етапів становлення сучасної ландшафтної зональності регіону.

4.3.1. Біосферний і біомний типологічний нуль-моменти

Біосферний нуль-момент сучасного ландшафтогенезу Bbs стосується перебудов географічної оболонки глобального масштабу. З погляду еволюції ландшафтів за цей нуль-момент доцільно прийняти хронологічну межу між двома станами біосфери: теплим і холодним. Зміна між цими станами сталася у проміжку між кінцем олігоцену і початку міоцену (орієнтовно 27–20 млн р. т.). З цього нуль-моменту клімат став не тільки прохолоднішим, але й сформувалась система природної зональності, близька до тієї, що існувала в північній півкулі під час міжльодовикових періодів плейстоцену й існує тепер. Це питання вже було розглянуто в підрозд. 2.1.

Біомний типологічний нуль-момент $Bbm-t$ відповідає часу виникнення біому, тип якого аналогічний за своїми головними ознаками до сучасного. Тобто нуль-момент $Bbm-t$ – це час появи біому, який з моменту свого виникнення й досі лишається в рамках того самого типу. Важлива особливість цього нуль-моменту полягає в тому, що він належить не до території, а до біому як типологічної категорії. Це, зокрема, означає, що певний тип біому впродовж свого існування міг обіймати на планеті різні місцеположення, але для встановлення часу нуль-моменту $Bbm-t$ це не має значення.

Для ландшафтної географії як науки про конкретні регіони встановлення часу виникнення і шляхів формування сучасних біомів на планеті і материках не належить до пріоритетних питань. Це –

проблематика палеоботаніки та палеоекології. Тому, обмежившись лише мінімальним обговоренням цього питання, визначимо час біомних нуль-моментів V_{bm-t} для зональних типів біомів, які нині поширені на території України. Визначені нижче біомні нуль-моменти встановлено для типів біомів за їхньою типологією, що використовує Всесвітній Фонд дикої природи (Olson e.a., 2001). За цим підходом на території України представлені два типи зональних біомів: широколистих і мішаних лісів помірного поясу (temperate broadleaf and mixed forests) і степи, савани і чагарники помірного поясу (temperate grasslands, savannas, and shrublands).

**Нуль-момент V_{bm-t} біому
широколистих і мішаних лісів**

Ліси, склад яких визначають тільки широколисті дерева (або вони разом із хвойними), виникли одночасно з поширенням покритонасінних деревних рослин, що сталося у середній крейді (близько 100 млн р. т.). В кінці крейдяного періоду (близько 66 млн р. т.) у складі цих лісів вже були присутні дерева сучасних родів – бук, дуб, клен, магнолія, береза та ін., із хвойних – сосна, ялина, кедр, модрина, ялиця, ялівець та ін. Однак, крім зростання рослин сучасних родів у лісах пізньої крейди, ці ліси відрізнялись від сучасних мішаних і листяних лісів тропічним характером.

У ранньому палеогені в північних регіонах Євразії і Північної Америки сформувалась т. зв. гренландська флора, а на південь від цього ареалу, але в теперішніх помірних широтах (тоді вони були тропічними) – гелінденська флора. Якщо гелінденську флору склали вічнозелені елементи (тропічні папороті, пальми, кипарисові хвойні тощо), то гренландська флора складалась переважно з листопадних дерев (бук, дуб, клен та ін.), хвойних, гінгових, а також папоротей помірного клімату. Хоча гренландська флора мала значно більш термофільний характер, ніж сучасна флора лісів помірного поясу, саме вона розглядається як основа формування його сучасних широколистих лісів. В середині-кінці палеогену з неї виникла помірно тепла широколиста листопадна флора тургайського типу. Її типові елементи були представлені родами дуб, бук, клен, каштан, вільха, береза та іншими родами флори сучасних мішаних лісів. Але, поряд із ними, зростали й термофільні види, властиві субтропікам: ліквідамбар, секвойя, тюльпанове дерево, магнолія, кизил, виноград, ніса та ін. Такі ліси також не можна вважати аналогом сучасних широколистих лісів, але й до

сучасного тропічного біому вони теж не належать через значну участь помірно теплих листопадних рослин у складі їхньої флори.

Як вже було зазначено в підрозд. 2.2, впродовж олігоцену та міоцену на просторах України, вільних від морів, відбувався процес бореалізації тургайської флори. Її паратропічні та субтропічні елементи поступались місцем помірно теплим листопадним елементам. У масштабі всієї планети також спостерігався цей процес. На основі аналізу зміни флор багатьох регіонів Євразії в кінці палеогену М. Коллінсон і Дж. Хукер дійшли висновку, що в лісах кінця олігоцену (23 млн р. т.) паратропічних і субтропічних видів рослин зберіглося дуже мало. Вони були заміщені сучасними родинами широколистих листопадних рослин, деревостан став менш зімкненим, ліани практично зникли (Collinson, Hooker, 2003). Ці риси лісів олігоцену та їх значне поширення в Євразії дали підстави цитованим ученим вважати, що до кінця олігоцену склався пояс (біом) широколистих листопадних і мішаних (листопадно-вічнозелених) лісів. Він простягнувся через усю Євразію між палеоширотами 55–40° пн. ш. Ареал цього біому зображено на рис. 4.12.

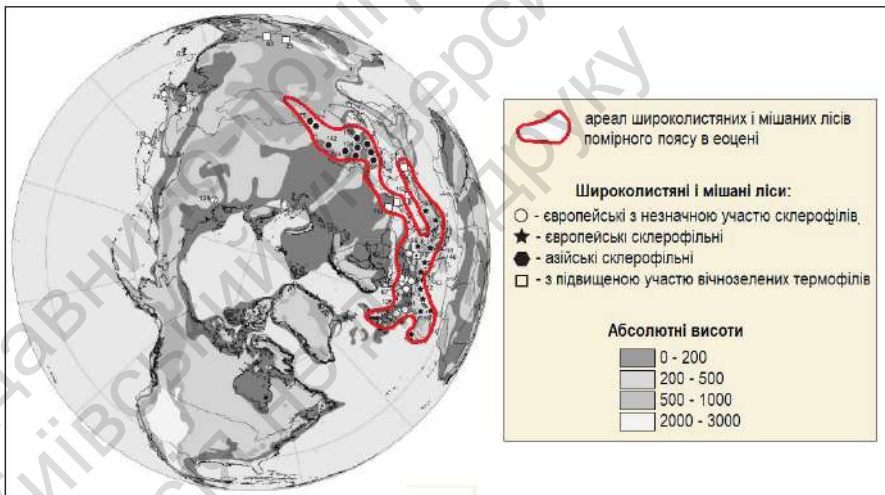


Рис. 4.12. Ареал біому широколистих і мішаних лісів помірного поясу в еоцені (складено за Collinson, Hooker, 2003)

Трансформацію лісів, що складались з елементів палеогенової тургайської флори, у мішані та широколисті ліси, які складались з родів рослин, що формують і сучасні ліси, відносять до кінця олігоцену й інші дослідники рослинності палеогену та неогену Східної Європи:

П. І. Дорофеев, А. Г. Негру, С. В. Сябряй, Н. О. Щекіната ін. (див. огляд їхніх поглядів в підрозд. 2.2). **Отже, кінець олігоцену (23 млн р. т.) розглядаємо як типологічний нуль-момент *Vbm-t* біому мішаних і широколистих лісів помірного поясу.** Цей біом виник унаслідок заміщення родами сучасних рослин паратропічних і субтропічних рослин тургайської флори. Це, зокрема, підтверджують дані щодо участі сучасних таксонів у лісах палеогену: якщо для раннього палеогену від 30 до 50 % таксонів голонасінних і покритонасінних ідентифікуються із сучасними родами, то для олігоцену цей відсоток сягає 80–85 %, причому для багатьох вимерлих видів існують їхні близькородинні сучасні види (Климат в епохи ..., 2004).

Нуль-момент *Vbm-t* біому степів, саван і чагарників

У класифікації біомів Д. Олсона з колегами обсяг типу біому степів, саван і чагарників є дуже широким і охоплює різні зональні типи ландшафтів – від лучно-степових до савани і ксеротичних чагарникових степів (в оригіналі – *schrublands*), до яких, зокрема, належать шибляки (Olson e.a., 2001). Попри відмінності між цими ландшафтами, їм властивий спільний механізм функціонування біотичної складової. Він полягає в коадаптивному зв'язку між автотрофним і гетеротрофним блоками. Проявляється він у тому, що існування трав'яних ценозів і підтримка їхніх сукцесійних змін можлива за рахунок значного (до 50 % і більше) відчуження біомаси травоядними тваринами. Через це без певного пасовищного навантаження трав'яна рослинність зі злаковою основою поступається місцем деревній.

Виходячи з цього архетипного для степового біому зв'язку, слід визнати слушною позицію В. В. Жерихіна (2003), згідно з якою виникнення степів пов'язане не стільки з кліматичними причинами, скільки з чинником, який перешкоджав деревній рослинності витіснити трав'яну. І справді, зростання посушливості клімату зовсім необов'язково має своїм наслідком витіснення травами-ксерофітами дерев-мезофітів (остепенення). Воно також може призводити до заміни більш сухолюбними видами дерев менш сухолюбних дерев (ксерофітизація лісів). Отже, виникнення степів і саван потребує дії двох чинників: ксерофітизації флори і перешкоджання лісовій рослинності відновлюватись і захоплювати площу у трав'яних ценозів. Якщо ксерофітизація своєю головною причиною має зростання посушливості клімату, то для існування степів першочергове значення має фактор перешкоди у

зростанні, відновленні та поширенні деревної рослинності. Цей фактор пов'язаний насамперед із діяльністю рослиноїдних тварин. Певну роль відігравали також і степові пожежі. Тож час, коли рослиноїдні почали контролювати розвиток фітоценозів, стримуючи деревну рослинність і стимулюючи розвиток трав'яної, можна вважати моментом виникнення степових екосистем. А час, коли ділянки цих екосистем зімкнулись між собою, вийшли на плакори й обійняли значні простори (тобто сформували природну зону) будемо вважати нуль-моментом степового біому.

Великі рослиноїдні ссавці з'явилися у другій половині палеогену. В. В. Жерихін (2003) доводить, що вони були не травоїдними, а листоїдними, тобто пов'язаними з парковими лісами та рідколіссями. Ці тварини стримували відновлення дерев і, відповідно, сприяли експансії трав'яних угруповань. Зростання площі, зайнятої цими угрупованнями, а також біомаси трав з одночасним скороченням щільності дерев та чагарників сприяло переключенню фітофагів з листя на траву, а згодом – і на мортмасу. Зрештою виникали трав'яні екосистеми зі збалансованою трофічною мережею й обігом енергії по ній.

На думку цитованого автора, трав'яні біоми могли за такою схемою виникати неодноразово, зокрема були вони навіть у період крейди. Однак основою сучасного трав'яного біому помірного поясу є злакові рослини (для автотрофного блоку) та великі травоїдні ссавці (для гетеротрофного блоку). Найдавніші екосистеми такого типу сформувались у Південній Америці в середньому еоцені. Свого розквіту тут вони досягли в олігоцені й особливо у міоцені, коли злаковий біом з травоїдними на цьому материка (тоді ізольованого від усіх інших) обіймав значні площі. У північній півкулі комплекс "злакові рослини + травоїдні ссавці" з'являється у Північній Америці в олігоцені. У міоцені через Берингію він потрапляє до Азії, а з неї – до Європи, зокрема до Причорномор'я і Приазов'я. Показово, що й ґрунти чорноземного типу, властиві сучасним трав'яним екосистемам помірного поясу, також виникли в міоцені (Макеев, 2015). У пліоцені площа злакового трав'яного біому швидко зростає, про що вже йшлося в підрозд. 2.2.

Опис рослинності та тваринного світу трав'яного біому, який існував у міоцені – початку пліоцену, було подано у підрозд. 2.2. Для з'ясування нуль-моменту біому степів, чагарників і саван важливо звернути увагу на те, що за своїм фізіономічним виглядом, флористичним, фауністичним складом і ґрунтами тодішні ландшафти цього біому суміщали елементи степу і савани (акації серед високотрав'я, страуси, верблюди тощо). У сучасній зональній структурі

Європи таких ландшафтів і тим більше їх зони немає. Вони еволюціонували у степи. Але тип біому, який ми розглядаємо ("степів, саван і чагарників помірного поясу"), має дуже широкий об'єм й охоплює як степи, так і савани. Він сучасний у тому розумінні, що природні зони, які до нього входять, існують і нині, зокрема й на території України, щоправда, у постаті степів, а не савани.

Отже, в загальнопланетарному масштабі біом степів, саван і чагарників виник у середньому еоцені (орієнтовно 45–35 млн р. т.); для північної півкулі типологічним нуль-моментом Bbm-t цього типу біому вважатимемо кінець олігоцену – початок міоцену (орієнтовно 27–20 млн р. т.), коли в Євразії і Північній Америці злакові трав'яні ценози з травоїдними тваринами обійняли значні площі, сформувавши тут зону.

4.3.2. Зональний регіональний нуль-момент

Біомний типологічний нуль-момент Bbm-t, розглянутий у попередньому підрозділі, описує становлення широтної зональності ландшафтів у масштабі всієї планети, її півкуль, материків. При розгляді формування біому в межах територій нижчого масштабного рівня, тобто регіонів, виникає поняття зонального регіонального нуль-моменту Vz-r. Цим моментом є час, коли в межах певного регіону сформувалась природна зона, яка існує в ньому й тепер.

Серед учених, які торкались питання часу виникнення сучасних природних зон на території Східноєвропейської рівнини, немає єдності навіть щодо підходів до його вирішення. Я. П. Дідух вважає, що у складі сучасної рослинності немає видів і ценозів, які склали рослинність неогенового періоду, а отже "про збереження рослинного покриву чи окремих видів із третинного періоду [палеоцену і неогену. – М. Гр.] в межах України (хіба що за винятком Південного берега Криму) говорити практично немає сенсу" й тому "точкою відліку сучасної флори (... не як систематичних, а як еколого-географічних елементів) є четвертинний період" (Дідух, 2008, с. 40–41). Існують і зовсім інші оцінки. Так, С. М. Разумовський вважав, що в Європейській Росії "зона темнохвойних лісів без помітних змін існує не менш як 5 млн років, а зона літньозелених лісів – не менш як 50 млн років" (Разумовський, 1981, с. 32). Близькою є думка Ф. М. Мількова, який початок формування сучасних природних зон Східноєвропейської рівнини відносив до неогену (Мильков, 1977-6), а в підручнику у

співавторстві з М. О. Гвоздецьким деталізує цей час за окремими природними зонами: зона листопадних (широколистих) лісів виникла в ранньому міоцені, степів – у пізньому міоцені, зона лісостепу – в пліоцені (Мильков, Гвоздецкий, 1986).

Спробуємо розібратися в цьому питанні. Але спершу слід одразу зауважити, що регіональний нуль-момент зони Vz-r не може бути старшим, ніж типологічний нуль-момент біому Bbm-t, до якого ця зона належить. Отже, зона літньозелених лісів, яка, за С. М. Разумовським, існує у Східноєвропейській рівнині не менш як 50 млн років, має бути набагато молодшою, оскільки відповідний їй біом виник не раніше кінця олігоцену (23 млн р. т.).

Викладені погляди стосуються зон, виділених за рослинним покривом. Крім суто біотичного розуміння природної зональності, поширене також розуміння природної зони як ґрунтово-біотичної цілісності. Відповідно, можна вести мову про два різновиди зонального регіонального нуль-моменту: суто біотичний BZ-r-v і ґрунтово-біотичний BZ-r-sv. Суто біотичний зональний нуль-момент BZ-r-v – це час виникнення сучасної рослинної зони певного типу (наприклад, мішаних сосново-дубових лісів). Ґрунтово-біотичний зональний нуль-момент BZ-r-sv – це час, коли вперше сформувалось поєднання зональної рослинності певного типу із зональним типом ґрунтів, яке характерне для сучасного етапу ландшафтогенезу (наприклад, сосново-дубові ліси на дерново-підзолистих ґрунтах). Зональні нуль-моменти BZ-r-v і BZ-r-sv хронологічно не збігаються між собою: суто біотичний нуль-момент BZ-r-v старший від ґрунтово-біотичного нуль-моменту BZ-r-sv.

Зональний регіональний нуль-момент Vz-r в обох своїх варіантах (BZ-r-v і BZ-r-sv) відповідає часу, коли на території України вперше з'явилась певна зона, яка за своїми рисами була близькою до сучасної. Водночас у холодні етапи плейстоцену вона могла щезати (й здебільшого саме так і було): зональні ґрунти перекривались лесом або на них накладались інші ґрунти, зоноформувальні види рослин мігрували на південь або знаходили прихисток у рефугіумах тощо. Тому, крім регіонального зонального нуль-моменту типу Vz-r, як часу *першої появи* зони, близької до сучасної, доцільно також визначати нуль-момент як час появи зони, після якого межі цього регіону вона вже не полишала. Цей час є нуль-моментом останнього неперервного розвитку відповідної зони (в табл. 4.1 його позначено індексом Vz-r-lc). Здебільшого на рівнинній частині території України він має голоценовий вік.

**Нуль-моменти BZ-r зони
мішаних лісів України**

Сучасні мішані ліси України складені широколистими (*Quercus robur*, *Carpinus betulus*, *Acer platanoides*, *Tilia cordata* та ін.) та дрібнолистими (*Betula pendula*, *Alnus*, *Populus tremula* та ін.) деревами, а із хвойних у цих лісах присутня майже виключно сосна звичайна *Pinus sylvestris* (ялина європейська *Picea abies* може бути хіба що у підрості). Лише в небагатьох місцях Полісся зустрічаються мішані ліси, в яких із хвойних лісоутворювальне значення відіграє ялина. Зональними ялинники тут не є, тяжіють до геохор з підвищеним рівнем зволоження й розглядаються як екстразональна рослинність (Дідух та ін., 2011). Отже, для рівнинної частини території України зону сучасних мішаних лісів формують фітоценози, до складу яких із хвойних входить сосна. Для цієї території темнохвойні ліси та мішані ліси за участю ялини європейської зональними не є й сучасний стан зони мішаних лісів не характеризують.

Біотичний нуль-момент BZ-r-v. Регіональним біотичним зональним нуль-моментом BZ-r-v зони мішаних лісів України слід вважати час, коли вододільні місцеположення вкрились мішаними лісами за участю сосни та помірно теплолюбних видів широколистих дерев (передусім дубом, грабом, липою, кленом). Інші типи мішаних лісів (наприклад, ялиново-дубові, ялиново-букові та ін.) сучасними зональними не є, хоча й були попередниками сосново-дубових лісів.

Основою формування на території України сучасних мішаних сосново-широколистих лісів була тургайська флора. У процесі її бореалізації більш термофільні види поступались місцем менш термофільним, у тому числі – хвойним. Так, спорово-пилкові комплекси відкладів середнього міоцену Західного Причорномор'я, поряд із пилком термофільних листяних дерев, містять і пилок сосни підродів *Diploxylon* і *Haploxylon*, а також темнохвойних дерев – ялиці *Abies*, ялини *Picea*, кедру *Cedrus*, тсуги *Tsuga*, тису *Taxus*, подокарпусу *Podocarpus*, кетелерії *Keteleeria* (Сябряй, Щекина, 1983). За своїм складом ці ліси є мішаними, але наявність у них темнохвойних і субтропічних елементів не дають підстави розглядати їх як мішані ліси сучасного для території України типу.

Ситуація змінилась у прохолоднішому і значно більш вологому меотісі (пізньому міоцені, 10–8 млн р. т.), коли давньо-субтропічна флора практично щезла в усіх регіонах України й поступилась місцем помірним листопадним і мішаним лісам, в яких також зростали сосна, ялиця, ялина, тсуга. На думку А. Г. Негру, у Північно-Західному

Причорномор'ї мішані ліси того часу за своїм складом і виглядом були подібні до сучасних мішаних лісів західного узбережжя США, острова Хонсю та інших регіонів з м'яким вологим кліматом (Негру, 1986). Такі ліси відповідають біому дощових лісів помірної зони. Відповідним був і клімат того часу – за реконструкціями А. Г. Негру (1986) річна сума опадів у меотісі на півдні Східноєвропейської рівнини перевищувала 1000 мм. Таких лісів і такого клімату нині в Україні немає. Отже, відносити час формування мішаних лісів Східноєвропейської рівнини до раннього міоцену, як пропонували Ф. М. Мільков і М. О. Гвоздецький (1986), не варто. Навіть у кінці міоцену (меотісі) зональні лісові ландшафти цього регіону ще не наблизились до сучасного стану й були значно вологішими й теплішими.

Формування зони мішаних лісів, яка за головними ознаками рослинного покриву відповідає сучасній, пов'язане з аридизацією ранньоміоценових помірно теплих лісових ландшафтів та їх насиченням сосною. Ці процеси почались у пліоцені разом із похолоданням і зростанням посушливості клімату. Згідно з палеокліматичними реконструкціями Н. А. Сіренко, С. І. Турло (1986) із середини пліоцену клімат України став більш посушливим і річна сума опадів вже ніколи не перевищувала 1000 мм (критерій вологих субтропіків). До кінця пліоцену особливо вологолюбні види (ніса *Nyssa*, болотний кипарис *Taxodium* та ін.) зникли, а інші термофільні й вологолюбні види (зонтичні сосни, кипарисові, дзельква *Zelkova*, сумах *Rhus* та ін.) значно зменшили свою присутність. Цілком можна припустити, що вказані види збереглись лише у рефугіумах середнього – пізнього пліоцену, тоді як зі складу лісів на плакорних елювіальних місцеположеннях (зональних) вони випали. В кінці пліоцену мішані ліси плакорних геохор за своїм флористичним складом стали дуже подібними до сучасних мішаних лісів Середньої Європи.

Отже, сучасний біотичний нуль-момент BZ-r-v утворення сучасного зонального типу ландшафтів мішаних лісів на території України відповідає кінцю пліоцену (орієнтовно 2,5 млн р. т.); у цей час сформувались геохори вододільних рівнин із сосново-широколистими лісами.

До зробленого висновку необхідно зробити зауваження, яке стосується сутності нуль-моменту BZ-r-v не тільки зони мішаних лісів, а й усіх інших ландшафтних зон. Визначення кінця пліоцену нуль-моментом сучасних мішаних лісів України не означає, що з того часу вони стали невідмітно подібними до сучасних. Мова йде про момент часу, коли

склались риси, які є визначальними (архетипними) для сучасних зональних мішаних лісів, а не про момент, коли з'явилися усі риси, властиві цим лісам. У мішаних лісах ще протягом тривалого часу після нуль-моменту їхнього утворення зберігались риси, властиві попереднім етапам еволюції. Але ці риси втратили свою визначальну роль, стали рудиментарними. Так, мішані ліси в кінці пліоцену – початку плейстоцену втратили свою субтропічну основу, оскільки значна частина субтропічних елементів вимерли або покинули вододільні рівнини, сосна витіснила темнохвойні на значних просторах тощо. Мішані ліси стали дуже близькими до сучасних сосново-дубових, але ще тривалий час після нуль-моменту свого утворення – аж до самого кінця додніпровської фази етапу плейстоценових трансформацій ландшафтів у своєму складі містили темнохвойні дерева – ялину *Picea abies* і *P. omorica*, ялицю *Abies alba*, тсугу *Tsuga*, а також термофільні листопадні види, такі, як лапина *Pterocarya*, сумах *Rhus*, шовковиця *Morus*, горіх *Juglans* та ін. Едифікаторної ролі на вододільних рівнинах вони вже не відігравали, але могли в них зустрічатися, чого в сучасних мішаних лісах України немає принаймні з кайдацького часу середнього плейстоцену.

Ґрунтово-біотичний нуль-момент BZ-r-vs. На момент, коли на території України виникли мішані ліси сучасного типу (кінець пліоцену), ґрунти під ними відрізнялись від сучасних зональних ґрунтів мішанолісової зони (дерново-підзолистих). За даними Н. О. Сіренко, С. І. Турло (1986), у пізньому пліоцені на території України під мішаними та широколистяними лісами формувались бурі лісові, бурокоричневі, темно-коричневі, лучні та інші вилуговані та лесивовані ґрунти. Від сучасних ґрунтів зони мішаних лісів України вони лишались дуже далекими.

Отже, хоча рослинність зони мішаних лісів України у пізньому пліоцені була близькою до сучасної, вважати пізній пліоцен за зональний ґрунтово-рослинний нуль-момент BZ-r-vs зони мішаних лісів України не можна. Цей момент повинен відповідати часу, коли під сосново-дубовими лісами сформувались ґрунти сучасного генетичного типу. Ними для Східноєвропейської рівнини є дерново-підзолисті ґрунти.

Особливість генезису дерново-підзолистих ґрунтів цього регіону полягає в тому, що визначальна роль їхнього формування і поширення тут належить не стільки клімату, скільки літологічному складу ґрунотворних порід, якими є флювіогляціальні і гляціальні піщані і супіщані відклади. На етапі неогенової передісторії ландшафтогенезу таких відкладів і, відповідно, подібних до сучасних дерново-підзолистих

ґрунтів в Україні не було. Дернові та дерново-глейові вилуговані ґрунти виникли під мішаними лісами ще в широкинський час пізнього пліоцену (Сиренко, Турло, 1986). Але підзолистий процес у цих ґрунтах не був тоді чітко вираженим, оскільки стримувався глинистим складом ґрунтів і підґрунтя. Це не дало можливості сформуватись дерново-підзолистим ґрунтам. Вони виникли лише у післядніпровський підетап етапу плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу, а саме – на початку кайдацького часу (в його перший кліматичний оптимум).

Отже, нуль-момент BZ-r-vs виникнення на території України сучасної зони мішаних лісів як ґрунтово-біотичної цілісності належить до початку кайдацького часу післядніпровської фази плейстоцену (130 тис. р. т.). Щоправда, у пізніші прохолодні етапи плейстоцену ця зона втрачала свої особливості, за якими її можна вважати подібною до сучасної.

Нуль-момент останнього неперервного розвитку Bz-r-lc. Зона мішаних лісів сучасного типу, яка в кайдацький етап виникла на території України й була дуже близької до сучасної, змінювалась на більш бореальні варіанти під час холодних етапів пізнього плейстоцену, а також у дріасі.

Свого сучасного стану вказана зона почала набувати з початку голоценової історії ландшафтогенезу. Після останнього льодовикового періоду (Валдайського = Віслянського) на абіотичному субстраті та на примітивних постперигляціальних ґрунтах дерново-карбонатного типу з розрідженим рослинним покривом піонерних кріотичних угруповань виникли сосново-дрібнолисті (переважно березові) ліси. Як ми з'ясували у підрозд. 3.3.1, на початок бореального часу голоцену вони еволюціонували у сосново-широколисті ліси (Quercus-Pineon) й на той самий час склались ґрунти дерново-підзолистого типу. Отже, **нуль-моментом BZ-r-lc останнього неперервного розвитку зони мішаних лісів України вважатимемо початок бореального часу голоцену (9,0–8,4 тис. р. т.)¹⁴.** Починаючи з цього моменту, ландшафти Полісся все більше набували свого сучасного стану й на ландшафти іншого зонального типу вже не змінювались.

Нуль-моменти BZ-r зони широколистих лісів

Сучасні широколисті ліси України складені листопадними деревами з великою листяною пластиною: дубом, буком, грабом, кленом, липою, ясенем.

Дрібнолисті породи береза, вільха, осика, а також сосна трапляються

¹⁴ Тут і далі діапазони дат стосуються не точності датувань початку відповідних палеогеографічних періодів радіовуглецевим методом, а оцінок настання нуль-моментів ландшафтогенезу.

лише в угрупованнях початкових і середніх ланок сукцесії. Сучасні ґрунти, на яких зростають зімкнуті широколисті ліси, представлені сірими опідзоленими та бурими опідзоленими ґрунтами. На чорноземах опідзолених, вірогідно, зростали паркові діброви. Отже, хоча листопадні помірно теплі (або принаймні не тропічні) ліси на території України існували з кінця олігоцену (Collinson, Hooker, 2003), за своїм складом та екологічними режимами вони відрізнялись від сучасних значно більш мезофітних широколистяних лісів.

Біотичний нуль-момент BZ-r-v. Послідовність і хронологія формування сучасних широколистяних лісів на території України були подібними до історії мішаних лісів. Основою формування обох цих зональних типів ландшафтів були неогенові ліси тургайського типу. На Східноєвропейській рівнині вони утворювали градієнт від лісів, що складались з бетулярних елементів флори (більш морозостійких), до лісів, основу яких становили кверцетальні елементи флори (більш світло- й теплолюбні)¹⁵. Саме на основі південного кверцетального варіанта лісів тургайського типу й сформувались мішані ліси півдня Східноєвропейської рівнини. Це сталось у кінці пліоцену, коли термофільні й вологолюбні види або вимерли, або знайшли свій прихисток у рефугіумах, вивільнивши на плакорах місце дубу, клену, буку та іншим широколистим видам дерев – типовим для сучасних широколистяних лісів України.

Отже, сучасний біотичний нуль-момент BZ-r-v утворення сучасного зонального типу ландшафтів широколистяних лісів на території України відносимо до кінця пліоцену (2,5 млн р. т.).

Звернімо увагу на те, що біотичні нуль-моменти BZ-r-v для зони мішаних і зони широколистяних лісів України належать до одного й того самого часу – кінця пліоцену. Про одночасність формування цих зональних типів лісового біому на території України свідчать палінологічні дані та палеоботанічні реконструкції П. І. Дорофєєва, А. Г. Негру, Н. О. Сиренко, С. В. Сябряй, С. І. Турло, Н. О. Щекіної та інших дослідників. Але розріджена мережа точок опису паліноматеріалу неогену не дає можливості достовірно встановити площу і контури, які на кінець пліоцену обіймали ці зони. Вірогідно, елементи гіперзональності палеогену, про яку йшлося в підрозд. 2.2, ще зберігались в неогені, й межі між мішаними і широколистяними лісами були розмитими як у просторі, так і в часі. Сучасній зональній структурі

¹⁵ Бетулярні елементи флори (від лат. *Betula* – береза) – береза та види ценотично пов'язані з нею; кверцетальні елементи (від лат. *Quercus* – дуб) – те саме щодо дуба.

України такий континуум невластивий, і ці зони розділені між собою доволі виразною межею (вона, щоправда, має не біокліматичну, а літологічну природу). Оформлення такої структури сталося пізніше, ніж виникнення обох сучасних лісових зон України, але час виникнення такої структури стосується не зонально-регіонального Bz-r, а зонально-хорологічного Bz-ch нуль-моменту ландшафтогенезу.

Ґрунтово-біотичний нуль-момент BZ-r-vs. На час, коли широколисті ліси сучасного типу вже були сформовані (кінець пліоцену), ґрунти, на яких вони тоді зростали, відрізнялись від сучасних ґрунтів широколистолистої зони України. Якщо сучасними зональними ґрунтами цієї зони є сірі та бурі опідзолені лісові ґрунти, то в пізньому пліоцені у цій зоні були розвинені буро-, червонувато- та темно-коричневі ґрунти з ознаками субтропічного ґрунтоутворення.

Ґрунти, які були генетично близькими до сучасних "широколистолистої зони" бурих лісових ґрунтів з'явилися у мартоноський етап раннього плейстоцену. Щоправда, за низкою ознак мартоноські, а також пізніші близькі до них завадівські бурі лісові ґрунти, відрізнялись від сучасних. Серед цих ознак – більша потужність ґрунтового профілю, його менш виразна диференційованість, оглиненість усього профілю, червонувате забарвлення, глибока вилугованість, озалізованість, більш чітко виражені ознаки гідроморфізму тощо (Сиренко, Турло, 1986). Внаслідок цих відмінностей, а також через те, що для сучасної широколистолистої зони Східноєвропейської рівнини бурі лісові ґрунти вважати зональними можна лише для її західних секторів – Закарпаття, Прикарпаття та прилеглі до нього південно-західні регіони Подільської височини (Гродзинський, 2011), вважати мартоноський чи завадівський етапи плейстоцену за ґрунтово-біотичний нуль-момент BZ-r-vs широколистолистої зони України в цілому не варто. Це, однак, не виключено для західного сектору широколистолистої зони Східноєвропейської рівнини. Натомість бурі лісові ґрунти, що сформувались у післядніпровську фазу етапу плейстоценових трансформацій ландшафтів України (у кайдацький час), були набагато ближчими до сучасних і розглядаються як аналоги середньоєвропейських бурих лісових ґрунтів (Сиренко, Турло, 1986).

У сучасній широколистолистої зоні України домінують сірі опідзолені ґрунти. Близькі до них ґрунти (а саме – їх сірі та ясно-сірі підтипи) виникли на початку лубенського етапу (600–550 тис. р. т.) додніпровської фази етапу плейстоценових трансформацій ландшафтів

України. Вони були поширені на лівобережжі сучасного Полісся, вкритого на той час широколистими і мішаними лісами. Від сучасних ці ґрунти відрізнялись більшою оглеєністю. Після дніпровського зледеніння, коли встановився помірний клімат кайдацького етапу пізнього плейстоцену, сірі опідзолені ґрунти за своїми морфогенетичними ознаками ще більше наблизились до сучасних.

Отже, першу половину ("оптимум") кайдацького етапу (130–120 тис. р. т.) можна вважати ґрунтово-біотичним нуль-моментом BZ-r-vs сучасної зони широколистих лісів України. Слід, однак, зазначити, що в наступні етапи плейстоцену, зокрема під час валдайського (віслянського) зледеніння, ця зона в межах України редукувалась до окремих геохор. Вони виконували роль рефугіумів широколистих лісів, які як зона в ті часи не існувала.

Нуль-момент останнього неперервного розвитку Bz-r-lc збігається з початком етапу голоценової історії сучасного ландшафтогенезу, яким для цієї зони є початок бореалу (див. підрозд. 2.4).

Нуль-моменти BZ-r степової зони

Відійдемо від традиційної послідовності розгляду природних зон і задля зручності розглянемо спершу виникнення степової зони, а потім – лісостепової.

Основу сучасних степів становлять трав'янисті щільнодернинні вузьколисті багаторічні види рослин, причому головними едифікаторами степових фітоценозів є злаки. Серед них особлива роль належить ковилам *Stipa*. Зональними є: різнотравно-типчаково-ковилові степи (північний степ; домінують види ковили – українська *Stipa ucrainica*, волосиста *S. capillata*, найкрасивіша *S. pulcherrima*, костриця валіська (типчак) *Festuca valesiaca*, кипець гребінчастий *Koeleria cristata*), типчаково-ковилові степи (середній степ; домінують види ковили – Лессінга *S. lessingiana* і волосиста, типчак, поширені житняк гребінчастий *Agropyron pectinatum*, осока вузьколиста *Carex stenophylla* та ін.), полиново-злакові степи (південний степ; домінують типчак, ковила волосиста, житняк гребінчастий та види полину – сантонінський *Artemisia santonica*, кримський *A. taurica*, австрійський *A. austriaca*). Сучасні типи ґрунтів під зональними степовими фітоценозами – чорноземи та каштанові.

Біотичний нуль-момент BZ-r-v. Як можна бачити з наведеного опису сучасної зональної степової рослинності України, її склад та архітектоніка істотно відрізняються від саваноїдного степу міоцену – початку пліоцену.

У підрозд. 2.2 було з'ясовано, що геохори зі злаково-різнотравною рослинністю на лівобережній частині території України набули поширення в середньому сарматі (12–11 млн р. т.), а на її правобережній частині – на початку меотісу (9,5–9 млн р. т.). На початку понтичного часу пліоцену вони панували на всьому півдні України, відтіснивши лісову рослинність до балок і річкових долин. Отже, зона злаково-різнотравної рослинності сформувалась у кінці міоцену – початку пліоцену. Але за своїми флористичними та фізіономічними рисами вона відрізнялась від сучасних степів за багатьма ознаками. Серед них – наявність поодиноких дерев, зокрема роду *Acacia* – "емблеми" саван, високотравність, більша, ніж у сучасних зональних степах, участь лободових, зонтичних, молочайних і менша участь злаків. Такий рослинний покрив суто степовим не був, а являв собою саваноїдний степ. Похолодання клімату в пліоцені призвело до остаточної втрати рослинності та тваринним населенням рис савани й формування степових фітоценозів з домінуванням мікротермних ксерофільних трав, переважно – дернинних злаків. Ці зміни сталися в середині пліоцену. На той час за своїм складом на родовому рівні рослинність стала дуже близькою до сучасних степів.

Отже, суто біотичний нуль-момент BZ-r-v виникнення на території України степової зони сучасного типу відповідає середині пліоцену (орієнтовно 4–3 млн р. т.).

Ґрунтово-біотичний нуль-момент BZ-r-vs. Під сформованою в середині пліоцену степовою рослинністю були розвинуті червоно- та червонувато-бурі осаванені ґрунти зі степовим типом будови генетичного профілю, чітким карбонатним горизонтом і кротовинами (Сиренко, Турло 1986). Такі ґрунти розглядаються як генетичний аналог чорноземів і каштанових ґрунтів – зональних для сучасної степової зони півдня Східноєвропейської рівнини. На думку Н. О. Сиренко та С. І. Турло (1986), в Україні всі доплейстоценові темноколірні ґрунтові утворення "не мають типових ознак чорноземів, є чорноземоподібними чи подібними їм ґрунтами". Цитовані авторки вказують, що й у ранньому плейстоцені в Україні формувались ґрунти, лише подібні до сучасних чорноземів. За своїми морфогенетичними ознаками вони нагадували чорноземоподібні ґрунти прерій. Такі ґрунти вкрили собою значну частину території України в лубенський етап, хоча й раніше (у мартоносський і завадівський етапи) також були поширені в північній частині тодішньої лісостепової зони України.

Чорноземи і каштанові ґрунти, подібні до сучасних, почали формуватися в теплі етапи післядніпровської фази плейстоценової транс-

формації ландшафтогенезу. Вже в перший теплий післядніпровський палеогеографічний етап, кайдацький, в серединній смузі тодішньої степової зони України сформувались чорноземи, які за своїми ознаками відповідали сучасним чорноземам звичайним. Чорноземи південні на той час обіймали переважно схили південних експозицій, тобто зонального значення не мали. Вони набули його у прилуцький етап, коли значно розширили свою площу й охопили рівнинні поверхні. Сучасні темно-каштанові та каштанові ґрунти, за смугою яких виділяється південно-степова підзона степу, також виникли у прилуцький етап, але тоді вони вкривали собою лише рівнини східної частини Кримського Присивашся. Зонального поширення в південній смузі степу вони набули у дофінівський етап пізнього плейстоцену.

Отже, виходячи з викладених палеопедологічних реконструкцій Н. О. Сіренко та С. І. Турло (1986), **сучасна степова зона України за ґрунтово-біотичним нуль-моментом VZ-r-vs є поліхронною: її північна підзона близького до сучасного стану набула у кайдацький етап (130–110 тис. р. т.), коли виникли сучасні чорноземи звичайні; середня частина зони сформувалась у прилуцький етап (105–74 тис. р. т.) разом із набуттям зонального значення чорноземами південними, а південна смуга степової зони виокремилась значно пізніше – у дофінівський етап (18–15 тис. р. т.), коли тут домінантною ролі набули каштанові ґрунти.**

Нуль-момент останнього неперервного розвитку VZ-r-lc. У холодні етапи плейстоцену розвиток чорноземів припинявся, а в наступні за ними теплі етапи плейстоцену формувались чорноземи, які відрізнялись від кайдацьких і прилуцьких (тобто доволі подібних до сучасних), або чорноземні ґрунти не виникали взагалі (удайський, вітачівський, бузький етапи). Часом, коли на півдні України почалось формування близьких до зональних степових чорноземів і каштанових ґрунтів, які тут вже не змінювались на ґрунти іншого типу, **є середина пребореального часу голоцену (приблизно 9,5 тис. р. т.).** Це питання було розглянуто в підрозд. 2.4.

**Нуль-моменти VZ-r
лісостепової зони**

Сучасна зона лісостепу в межах України – гетерогенний ареал, в якому чергуються геохори двох зональних типів: широколистяних лісів (точніше – дібров) і степів (точніше – лучних степів). Визначення регіонального нуль-моменту VZ-r сучасної лісостепової зони потребує з'ясування "механізму" її формування на півдні Східноєвропейської рівнини.

Біотичний нуль-момент BZ-r-v. Ф. М. Мільков (1950) вважав, що лісостеп Східноєвропейської рівнини виник із савани неогену. Дійсно, ареал ландшафтів лісостепового типу в пізньому пліоцені та на певних етапах плейстоцену частково збігався з ареалом поширення саваноїдних степів міоцену. Але це не дає підстав вважати, що лісостепові ландшафти тут постали *in situ* шляхом заміщення саваноїдного високотрав'я дернинними злаками (ковилевим степом) за одночасної зміни деревної рослинності тропічного типу (акації) на мезофітні листопадні дерева (паркові діброви). Простішими словами, механізм "замість субтропічного високотрав'я – дернинні злаки, а замість акації – дуби" не лежав в основі формування лісостепу ані сучасного, ані попереднього типів.

В основі виникнення лісостепових ландшафтів і їх зони лежав інший процес, а саме – трансформація неогенових лісів тургайського типу, які в олігоцені і на початку міоцену вкривали собою практично всю Східноєвропейську рівнину. Ця трансформація полягала не тільки у зміні флористичного складу цих лісів, а й в їх поступовому освітленні, збільшенні паттерності. Густі тургайські ліси олігоцену ставали усе більш розрідженими, що, у свою чергу, створювало ніші для трав, у тому числі степових ксерофітів. Діяльність рослиноїдних (зокрема, численних на початку пізнього міоцену анхітеріїв, пращурів сучасних коней, які були листоїдними, а після них – представників гіпаріонової фауни) прискорювала витіснення травами дерев і утворення вікон із трав'яною рослинністю. Поступово кількість і площа цих вікон ставали все більшими. Врешті це й призвело до формування в пізньому міоцені спершу лісостепової зони, а разом з подальшою деградацією фрагментів лісів – до формування зони саваноїдного степу.

Отже, формування лісостепової зони почалось не після того, як виникла зона саваноїдних степів (початок понтичного часу раннього пліоцену), а дещо раніше. І справді, зона саваноїдних степів у Східноєвропейській рівнині, як і в інших регіонах, постала не на оголеному субстраті. На час вселення степових ксерофітів у Приазов'я і Причорномор'я (кінець олігоцену – початок міоцену) тут панували ліси тургайського типу. Одразу у степ саваноїдного чи будь-якого іншого типу вони перетворитися не могли. Спочатку ці ліси повинні були зазнати фрагментації та розрідження, тобто суцільний лісовий покрив мав перетворитися у мозаїку лісових, трав'яних ділянок і розріджених (паркових) лісів. Ці три елементи – класичний набір територіальної мозаїки ландшафту лісостепового типу.

Про те, що трав'яні рослини, серед них – і ксерофільні злаки, поступово від олігоцену до кінця пліоцену опанували простори півдня України, свідчить загальна тенденція зростання їх частки у спорово-пилкових спектрах від раннього до пізнього неогену (Сиренко, Турло, 1986). Тобто формування лісостепової зони на Східноєвропейській рівнині відбувалось за механізмом наступу степу на ліс, коли степу як зони тут ще не було, а існували й набували все більшого поширення окремі степові геохори. Зростання їхньої площі спершу призвело до утворення лісостепу, а потім – степу. В неогені ці процеси відбувались дуже швидко (в еволюційному масштабі часу) й розрив між нуль-моментом виникнення зони лісостепу і зони степу не був значним. Отже, на півдні України природна зона лісостепового типу виникла на місці лісів тургайського типу в пізньому міоцені, причому на лівобережжі це сталось на початку сармату (12,8–12 млн р. т.), а на правобережжі – у його другій половині (11–10 млн р. т.).

Встановлений вище час стосується формування зони лісостепового типу як мозаїки лісових, трав'яних і паркових геохор. Саме така мозаїка й виникла на півдні Східноєвропейської рівнини в пізньому міоцені. Але всі територіальні елементи цієї мозаїки відрізнялись від їхніх сучасних аналогів. Ліси були не мезофітними широколистяними, а перехідними до них із субтропічними термофільними і вологолюбними елементами; степи – не дернинно-злаковими, а саваноїдними; паркові ліси були складені акацією, а не дубами чи липою. За цими ознаками вважати такий лісостеп сучасним не можна. Виходячи з того, що степова рослинність за своїм флористичним складом і архітектонікою фітоценозів близького до сучасного стану набула в середині пліоцену, а ліси – в його кінці, можна вважати, що **біотичний нуль-момент ВЗ-г-в виникнення на території України зони лісостепу сучасного типу відповідає кінцю пліоцену (2,5 млн р. т.).**

Отже, зона лісостепового фізіономічного типу (мозаїка "ліс + степ") виникла на території України раніше, ніж зона саваноїдного степу, а не на його основі, як вважав Ф. М. Мільков (1950). Але лісостеп сучасного типу (діброви + лучні степи) виник пізніше, ніж сучасна зона дернинно-злакових степів – у кінці пліоцену, а не в його середині. Це можна пояснити повільнішими змінами лісових ділянок, ніж трав'яних: тоді як степові ділянки лісостепу набули близького до сучасного стану в середині пліоцену, його лісові ділянки ще певний час (аж до кінця пліоцену) не могли позбутись своїх субтропічних елементів.

Останнє зауваження стосується описаного шляху формування лісостепу, а саме – проникнення степових ділянок в "матрицю" лісу. Лісостепова зона може виникати й іншим шляхом – через експансію лісів на степові простори. На території України впродовж етапу плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу лісостепова зона неодноразово змінювала своє місцезположення. Причому в теплі періоди плейстоцену, коли формувалась зональність солярного типу (див. підрозд. 2.3.2), відновлення лісостепової зони саме так і відбувалось: лікові ділянки відтісняли степові (на ті часи – кріо-ксеротичні). Але вихідний нуль-момент і початкові стадії формування зони лісостепового типу були пов'язані саме з "наступом" степових ділянок на ліс.

Ґрунтово-біотичний нуль-момент BZ-r-vs. Викладені міркування щодо часу виникнення сучасних ґрунтів степової зони стосуються й ґрунтів лісостепу. В доплейстоценові епохи сучасні зональні ґрунти цієї зони (сірі опідзолені та чорноземи опідзолені) ще не були сформовані, а поширені в лісах ґрунти мали ознаки субтропічного ґрунтоутворення. Становлення чорноземів лучно-степового типу (типових та опідзолених) належить до післядніпровського підетапу етапу плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу, а саме – до кайдацького палео-географічного етапу, коли ці ґрунти набули значного поширення в зоні лісостепу. На той час вона обіймала північні регіони України. Сучасні сірі опідзолені ґрунти сформувались під лісовими масивами лісостепу також у кайдацький час, хоча, як вказувалось вище, доволі подібні до них ґрунти були поширені ще в лубенський час додніпровського підетапу плейстоцену. Навіть якщо й вважати цей час нуль-моментом BZ-r-vs широколистіселих ландшафтів, то лісостепова зона як мозаїка широколистіселих і лучно-степових геохор оформила свої визначальні сучасні риси разом з набуттям сучасного стану її молодшої складової – лучними степами. Як ми визначили вище, це сталось у кайдацький час пізнього плейстоцену.

Отже, ґрунтово-біотичний нуль-момент BZ-r-vs виникнення сучасної лісостепової зони на території України відповідає кайдацькому етапу плейстоцену (130–110 тис. р. т.).

Нуль-момент останнього неперервного розвитку Bz-r-lc. Ґрунтово-рослинний покрив зони лісостепу, близький до сучасного (дїброви на опідзолених ґрунтах + лучні степи на чорноземах типових), який уперше виник у кайдацький час, щоразу руйнувався у прохолодні етапи плейстоцену. В його наступні теплі етапи він міг відновлюватися в дещо інших, ніж сучасний, варіантах. Лише з початку пребореалу почалась

остання (сучасна) реалізація зони лісостепу на території України (див. підрозд. 2.4). Отже, **нуль-момент Vz-r-I останнього неперервного розвитку лісостепової зони на території України відповідає початку бореального часу голоцену (9,0–8,4 тис. р. т.).**

4.3.3. Зонально-структурний і зонально-хорологічний нуль-моменти

Зонально-структурний нуль-момент

Зонально-структурний нуль-момент Vz-s – це час, починаючи з якого в межах певного регіону склався набір (спектр) природних зон, аналогічний сучасному. Це, зокрема, означає момент зникнення зональних типів ландшафтів, які в даному регіоні вже не зустрічаються або поширені лише фрагментарно й втратили своє зоноформувальне значення. Площа, конфігурація та межі цих зон для встановлення структурного біотичного нуль-моменту не мають значення.

Отже, зонально-структурний нуль-момент фіксує час, коли в межах певного регіону склався сучасний набір ландшафтних зон. Але це не означає, що з того часу й дотепер цей набір лишався незмінним. У певні періоди він міг руйнуватись, але потім відновлюватись щоразу з новими варіаціями характеру самих зон, їх площі та місцеположення. Протягом етапу плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу це відбувалось неодноразово разом зі змінами його холодних і теплих архетипів із властивими їм парагляціальним і солярним типами зональності (див. підрозд. 2.3).

У межах Східноєвропейської рівнини елементи природної зональності простежувались вже на початку етапу неогенової передісторії ландшафтогенезу. Тоді в "гіперзоні" лісів тургайського типу визначився вздовжмеридіональний градієнт від північних "бетулярних" (березових) до південних "кверцетальних" (дубових) варіантів цих лісів. Процеси їхньої бореалізації та остепнення проходили впродовж усього неогену й врешті призвели до трансформації гіперзональної (фактично "азональної") структури ґрунтово-рослинного покриву Європи до його полізональної структури з кількома природними зонами.

На території України сучасна широтна (солярного типу) природна зональність характеризується спектром з чотирьох зон: мішані ліси – широколисті ліси – лісостеп – степ (Маринич, Шищенко, 2003). Ландшафтна широтна ландшафтна зональність, яка за своїми найбільш загальними рисами нагадувала сучасну, скалась на території України в середині етапу

неогенової передісторії сучасного ландшафтогенезу. В кінці міоцену – на початку пліоцену вже існували лісова зона, зона лісостепу, зона саваноїдних степів, сформувалися й їх довготно-провінційні особливості (див. підрозд. 2.2). Звісно, усі ці три зони від сучасних відрізнялись своїм субтропічним характером. Але якщо розглядати становлення природної зональності України на рівні лише спектра типів зон, то **спектр зон, аналогічний сучасній широтній зональності території України (мішані ліси – широколисті ліси – лісостеп – степ), вперше склався тут в кінці пліоцену (орієнтовно 2,5–2 млн р. т.).**

Під час холодних етапів плейстоцену цей спектр щоразу руйнувався. Однак у кожний його наступний теплий етап, тобто під час дії ландшафтогенезу теплого архетипу, він відновлювався. При цьому в додніпровський підетап етапу плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу формувався "парасубтропічний" варіант цього спектра, подібний до того, який був у кінці пліоцену. В теплі палеогеографічні етапи раннього плейстоцену (мартоносський і особливо завадівський) спектр зон на території України був тотожний сучасному, але всі зони цього спектра зберігали субтропічні риси рослинності та ґрунтів. Натомість у перший теплий післядніпровський етап плейстоцену (кайдацький) на території України склався спектр зон, який був не тільки тотожний сучасному, але й кожна зона була близькою до сучасного стану за своєю рослинністю й ґрунтами. Через це дослідники плейстоцену України вважають, що природна зональність України, близька до сучасної як за складом зон, так і за їхнім станом, склалась у кайдацький етап плейстоцену (Куниця, 20074 Сиренко, Турло, 1986 та ін.). До останнього міжльодовиків'я відносять виникнення сучасної зональності всієї Східноєвропейські рівнини Ф. М. Мільков і М. О. Гвоздецький (1986).

У наступні після кайдацького прохолодні етапи плейстоцену спектр ландшафтних зон, що був близьким до сучасного, зазнавав змін. Якщо для нуль-моменту Vz-s критерій близькості до сучасного стану доповнити критерієм останнього неперервного розвитку (це ми вже робили вище для нуль-моменту Vz-r-lc), то матимемо час виникнення спектра зон, тотожного сучасному й який без змін існує дотепер. Позначимо цей варіант зонально-структурного нуль-моменту індексом Vz-s-lc.. З урахуванням онтогенетичних затримок у формуванні зональних типів ландшафтів у голоцені (див. підрозд. 3.3.1) **зонально-структурний нуль-момент Vz-s-lc можна віднести до початку бореального часу (9,0–8,4 тис. р. т.), коли на території України сформувались в дуже близькому до сучасного стану всі чотири ландшафтні зони й з того часу їхній склад вже не зазнавав змін.**

**Зонально-хорологічний
нуль-момент**

Зонально-хорологічний нуль-момент Vz-ch – це час, починаючи з якого в межах певного регіону склалась територіальна структура природних зон, яка була дуже близькою до сучасної. Інакше кажучи, це – час, коли межі між природними зонами набули свого сучасного положення. Отже, якщо зонально-структурний нуль-момент Vz-s стосується лише складу зон, то зонально-хорологічний нуль-момент Vz-ch враховує їхні розміри, конфігурацію, положення меж.

Порівняно із зонально-типологічним і зонально-структурним нуль-моментами ландшафтогенезу зонально-хорологічний нуль-момент є "наймолодшим". Так, спектр ландшафтних зон України, близький до сучасного, склався в кайдацький етап плейстоцену. Але з того часу положення межі між зонами цього спектра неодноразово змінювалось. Фактично кожний палеогеографічний етап плейстоцену характеризувався властивою йому територіальною структурою природних зон. Про зміни цих структур можна скласти уявлення з порівняння схем ландшафтної зональності України на різні палеогеографічні етапи плейстоцену, що наведені в роботі (Матвіїшина та ін., 2010): у різні теплі післядніпровські етапи положення міжзональних меж відрізнялось на декілька десятків і до сотні кілометрів. Наприклад, у кайдацький етап зона лісостепу обіймала значно більшу, а степова зона – меншу площу, ніж у прилуцький і в теперішній час.

З огляду на чергування протягом плейстоцену ландшафтогенезу теплого та холодного архетипів з відповідними їм соляними та парагляціальними спектрами ландшафтних зон, територіальну структуру останнього міжльодовиків'я (голоцен) і слід вважати за хорологічний біотичний нуль-момент сучасного ландшафтогенезу. Як ми з'ясували вище, для нуль-моменту Vz-s-lc, сучасний спектр цих зон сформувався на початку бореального періоду голоцену. Але з того часу межі ландшафтних зон не лишались на одному й тому самому місці, а зміщувались на відстані у декілька десятків кілометрів¹⁶.

У контексті визначення нуль-моменту Vz-ch питання полягає у встановленні часу, починаючи з якого місцеположення зональних меж набуло сучасного вигляду. Для меж між різними зонами це сталося у

¹⁶ Як було вказано в підрозд. 3.2, надто сміливі припущення Л. С. Берга та деяких інших учених щодо зміщень протягом голоцену зональних меж на декілька сотень кілометрів не підтверджуються ані кліматичними даними, ані палінологічними матеріалами.

різний час. Південна межа зони мішаних лісів в Україні має субстратно-літологічний генезис – вона зумовлена межею поширення піщаних вихідних поверхонь сучасного ландшафтогенезу (див. рис. 4.9) й тому в усе післяльодовиків'я була стабільною. Отже, межа між зонами мішаних і широколистих лісів не змінювалась від часу виникнення цих зон, тобто від початку бореального періоду голоцену. Узагальнення палінологічних матеріалів, виконане Л. Г. Безусько зі співавторами (2011), дало їм підстави стверджувати, що протягом голоцену межа між лісостеповою та степовою зонами також була стабільною й не зазнавала суттєвих змін. Натомість межа між зоною лісостепу та зоною широколистих лісів більш відчутно реагувала на кліматичні зміни голоцену.

Загальний характер територіальних відношень між широколистими лісами та лучними степами на території України в голоцені можна вважати встановленим (цитовані вище праці О. Т. Артюшенко, Л. Г. і А. Г. Безусько, Н. С. Боліховської, Н. П. Герасименко, В. П. Гричук, Г. О. Пашкевич та ін.). Свого найбільшого поширення широколисті ліси набули в другій половині атлантичного часу (АТ-2, 4,6–6,2 тис. р. т.), однак у кінці атлантики й на початку суббореалу (АТ-3/СВ-1) вони помітно зменшили свою площу. В середині суббореалу СВ-2 широколисті ліси дещо відновлюють втрачені площі, але на межі між суббореалом і субатлантикою знову їх частково втрачають. Втім ці втрати не були настільки істотними, як на межі АТ-3/СВ-1. У більш м'якому кліматі субатлантики широколисті ліси знову поширюються, попри те, що на шляху цієї експансії став антропогенний чинник.

Отже, з погляду формування сучасної територіальної структури ландшафтної зональності території України її серединна макросмуга (ареал зони широколистих лісів, лісостепу і північної підзони степу) становить головний інтерес. Саме в межах цієї макросмуги й відбувались останні за часом територіальні перебудови структури ландшафтної зональності півдня Східноєвропейської рівнин. А саме – в першу половину субатлантичного періоду голоцену визначилась своєрідна конфігурація зони широколистих лісів із двома її гілками (північних мезофітних грабових дібров і південних геміксерофітних дібров), між якими далеко на захід вклинюється зона лісостепу (рис. 4.13).

Звернімо увагу на те, що схема зональності території України на рис. 4.13 відрізняється від традиційних уявлень щодо неї (Ландшафти: карта..., 2007, Маринич, Шищенко, 2003). Головна відмінність полягає в різній конфігурації зони широколистих лісів і лісостепової зони України. Пропонований на рис. 4.13 варіант схеми ландшафтної зональності

ґрунтується на уявленні, згідно з яким сучасний ареал широколистолисових ландшафтів у межах України сформувався в субатлантичний період голоцену. С-подібна форма цього ареалу завдячує розселенню широколистих видів з двох центрів: Буковинсько-Молдавського та Поліського. Вони визначили два "відроги" зони широколистих лісів: північний мезофітний дубово-грабовий і південний геміксерофітних дібров. Ці відроги розглядаються як підзони (північна та південна) широколистолисової зони. Вклинювання лісостепової зони в ареал зони широколистих лісів можна пояснити ефектом діаспоричного субкліматксу – браком у субатлантику насіння широколистих видів у геохорах привододільних рівнин Подільської та Придніпровської височин (саме їхній смузі відповідає західна частина ареалу лісостепової зони Євразії), а також значній віддалі цих геохор від двох названих центрів розселення кверцетальної флори.

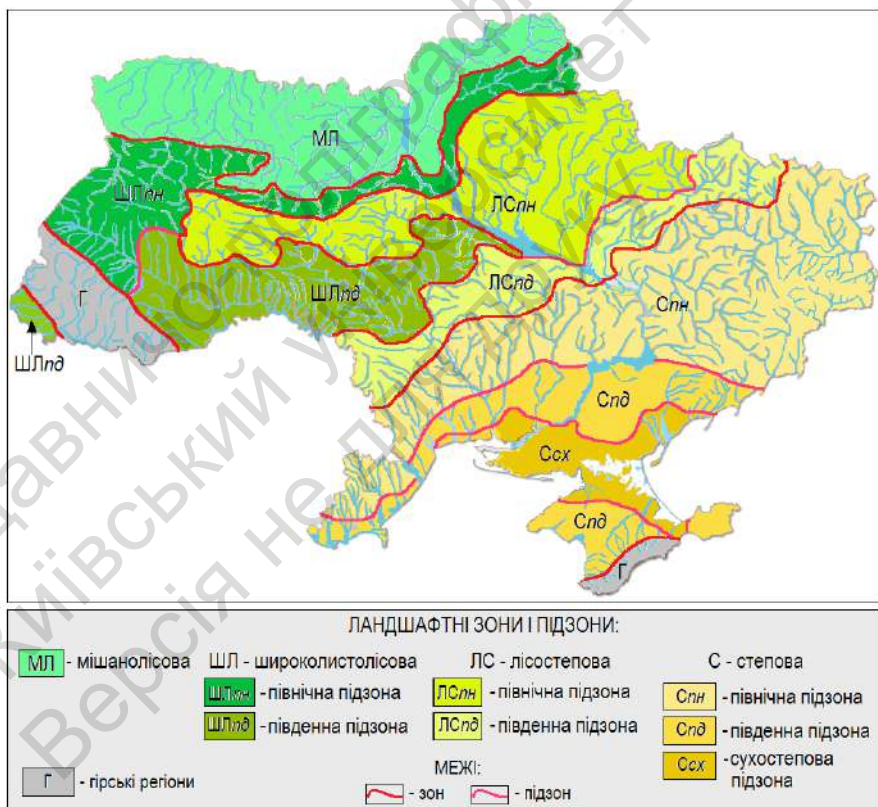


Рис. 4.13. Схема сучасної (пізньоголоценової) ландшафтної зональності на території України

Отже, з початку субатлантичного часу голоцену (2,6–2,2 тис. р. т.) межа між зоною широколистих лісів і зоною лісостепу встановилась у близькому до сучасного місцеположенні; разом із цим сучасного вигляду набула й уся територіальна конфігурація ландшафтної зональності рівнинної України.

4.3.4. Час максимальної інтенсивності ландшафтогенезу як його нуль-момент

У розділі ґрунтознавства, який вивчає голоценову еволюцію ґрунтів, є пропозиція відносити нуль-момент формування сучасних ґрунтів до часу, коли ґрунтоутворні процеси відзначались своєю найвищою інтенсивністю. Аргументація цієї позиції зводиться до того, що найінтенсивніші процеси визначили головні риси морфології ґрунтового профілю й ці ж процеси стерли або замаскували ознаки більш раннього педогенезу. Найбільшої інтенсивності ґрунтоутворні та інші процеси у ландшафті набувають в умовах найвищої тепло- та вологозабезпеченості. Такі умови були властиві атлантичному часу голоцену, який і вважається за його "кліматичний оптимум".

Висловлену думку можна від ґрунтів поширити на ландшафти й вважати, що **нуль-момент Ві, як час найбільш інтенсивного та виразного ландшафтогенезу, припадає на першу половину атлантичного часу голоцену (8,0–7,4 тис. р. т.), коли в ландшафтах сформувались їх визначальні ґрунтово-біотичні риси.** З одного боку, вони до певної міри знівелювали риси давнішого ландшафтогенезу, але з другого – внаслідок ефектів інерційності вони ж передумовили загальний тренд ландшафтогенезу на наступні етапи голоцену.

Проте наведені тут міркування щодо нуль-моменту Ві слід розглядати як дискусійні. По-перше, палеокліматичні дані для Центральної та Східної Європи вказують на те, що підвищеної зволоженості в атлантичний час у цьому регіоні не було або ж воно було властивим коротким інтервалам цього часу. Зокрема, українські фахівці вважають, що для території України середньорічна сума опадів в атлантику була приблизно на 25 мм меншою від сучасної (Безусько и др., 1988). Висока теплозабезпеченість того часу сумнівам не підлягає. Отже, атлантичний час голоцену слід правильніше вважати термічним максимумом голоцену, а не його оптимумом. По-друге, інтенсифікація ґрунтоутворних процесів в АТ-1 – АТ-2 час неоднаково торкнулась різних зональних ландшафтів. Найвиразніше вона проявилась у широколистолисових ландшафтах, що привело до істотного розширення їхньої

площі, збагачення видового складу, збільшення участі сучасних домінантів цих лісів – граба та дуба. Натомість степові ландшафти відзначались високою інерційністю до змін теплозабезпеченості й на термічний максимум голоцену відреагували зі значною часовою затримкою (Золотун, 1974).

Ці та інші причини змушують розглядати нуль-момент сучасного ландшафтогенезу як час його найактивнішого прояву (атлантику) лише в дискусійному ракурсі. В книзі цю думку наведено лише як інформацію про її існування. Далі ми на неї не спиратимемося.

Підсумок розгляду біотичних нуль-моментів сучасного ландшафтогенезу підведемо в табл. 4.2, в якій зведеної їхні відповідні часові оцінки.

Таблиця 4.2

Оцінки біотичних нуль-моментів сучасного ландшафтогенезу

Типи нуль-моментів	Ландшафтні зони				
	Мішаних лісів	Широко-листяних лісів	Лісостепова	Степова	
Біосферний <i>Bbs</i>	кінець олігоцену – початок міоцену (орієнтовно, 27–20 млн р. т.)				
Біомний типологічний <i>Bbm-t</i>	кінець олігоцену (23 млн р. т.)		як окремий тип біому не виділяється	кінець олігоцену – початок міоцену (27–20 млн р. т.)	
Зональний регіональний <i>Bz-r</i>	суто біотичний <i>BZ-r-v</i>	кінець пліоцену (2,5 млн р. т.)		середина пліоцену (4–3 млн р. т.)	
	ґрунтово-біотичний <i>BZ-r-sv</i>	початок кайдацького етапу плейстоцену (130 тис. р. т.)	перша половина кайдацького етапу плейстоцену (130–120 тис. р. т.)	кайдацький етап плейстоцену (130–110 тис. р. т.)	північ – кайдацький етап; центр – прилуцький етап (105–74 тис. р. т.); південь – дофінівський етап (18–15 тис. р. т.)
	останнього неперервного розвитку <i>Bz-r-lc</i>	початок бореального часу голоцену (9.0–8,4 тис. р. т.)		середина пребореального часу голоцену (9,5 тис. р. т.)	

Закінчення табл. 4.2

Типи нуль-моментів		Ландшафтні зони			
		Мішаних лісів	Широко- листих лісів	Лісостепова	Степова
Зонально-структурний <i>Bz-s</i>	часу виникнення <i>Bz-s</i>	кайдацький етап плейстоцену (130–110 тис. р. т.)			
	останнього неперервного розвитку <i>Bz-s-lc</i>	початок бореального часу голоцену (9,0–8,4 тис. р. т.)			
Зонально- хорологічний <i>Bz-ch</i>		початок субатлантичного часу голоцену (2,6–2,2 тис. р. т.)			
Максимальної інтенсивності ландшафтогенезу <i>Vi</i>		перша половина атлантичного часу голоцену (7,8–7,4 тис. р. т.)			

Розділ 5

СТАНОВЛЕННЯ АНТРОПОГЕННОГО ЧИННИКА ЛАНДШАФТОГЕНЕЗУ

Розгляду впливу людини на ландшафти України в історико-географічному контексті присвячено чимало праць (Денисик, 1998, Коржик 2002, Круль, Гишук 2010, Романчук 1998, 2005, Штойко 2015 та ін.). В останні десятиліття ця проблематика знаходить розробку в геоархеології (Матвіїшина та ін., 2010, Степанчук та ін., 2012). Ландшафтознавчий зміст мають також роботи ґрунтознавців зі змін людиною ґрунтів і умов ґрунтоутворення у голоцені (Александровский 2015-а; Золотун, 1974; Лисецкий, 2000 та ін.), змін людиною рослинного покриву за цей час (Генсірук, Бондар 1973; Дідух, 2008; Динесманн, 1977; Пашкевич, 1981; Смирнова и др., 2004 та ін.).

Одержані дані дають можливість висвітлити історію становлення антропогенного чинника ландшафтогенезу в розрізі окремих регіонів України. Ця ж книга присвячена розгляду головних особливостей еволюції ландшафтів у масштабі всієї України. Серед можливих тем цієї проблеми зосередимось лише на двох: коли й як на території України антропогенний чинник ландшафтогенезу набув регіонально значущого впливу й якими є загальні макрорегіональні відмінності в історії освоєння людиною ландшафтів України. Ці питання доцільно з'ясувати саме тепер з огляду на те, що важливими підсумковими результатами усієї "історико-еволюційної" частини цієї книги ми вважаємо районування території України за особливостями формування її сучасних ландшафтів (розд. 6) і періодизацію становлення сучасного ландшафтного устрою цієї території (розд. 7).

Для полегшення орієнтації читача у часовій прив'язці археологічних етапів і дат до етапів плейстоцену та голоцену, прийнятих у природничій географії, наведено табл. 5.1.

У табл. 5.1 хронологічні рамки історико-археологічних культур і форм природокористування наведено в "усереднених" для рівнинної території України значеннях. У різних її регіонах ці дати можуть дещо відрізнятися.

Таблиця 5.1

Зіставлення періодизації пізнього плейстоцену і голоцену,
прийнятих у палеогеографії та археології

Час, тис. р. тому	Періодизація		Археологічні культури	Переважаючі форми природо- користування	
	Природничо- географічна	Історико- археологічна			
0	ГОЛОЦЕН	SA-3	Нова і новітня	Землеробство зачатки ↑ підсінчно-вогневе ↑ перелогове ↑ орне	
1		SA	SA-2		Середньо- віччя
2			SA-1		Ранній залізний вік
3		SB	SB-3		Бронзовий вік
4			SB-2		
5			SB-1		
6		AT	AT-3		ЕНЕОЛІТ (Мідний вік)
7			AT-2		НЕОЛІТ
8			AT-1		
9		BO	BO-3		МЕЗОЛІТ
10			BO-2		
10			BO-1		
11		Пізньоплейстоцен	PB-2		Пізній
11	PB-1				
12	DR-3				
13	DR-2				
13		AL			
13		BL			
13		DR-1			
30	ПЛЕЙСТОЦЕН		Палеоліт		
40				Середній	
300				Ранній	
400			Ашель		
1000			Мустье		

5.1. Початок залюднення території України, палеоліт і неоліт

Залюднення території України почалось з раннього палеоліту. Знахідки найдавнішої палеолітичної пам'ятки на території України поблизу с. Королево Виноградівського району Закарпаття свідчать, що це сталось близько 1 млн р. т. й що ці знахідки належали до *Homo erectus* (Давня історія України, 1997). За схемою палеогеографічної етапності, прийнятій в Україні, це – теплий широкинський етап плейстоцену. На схід від Карпат також є стратифіковані ранньопалеолітичні знахідки (Маслове на Кіровоградщині, Меджибіж на Хмельниччині), які датуються пізнішим часом – близько 350–400 тис. р. т. (Степанчук та ін., 2012). Зафіксовано їх також на Донбасі біля м. Константинівка (Коваль и др., 2020). Середньопалеолітичних пам'яток (синхронних епосі мустьє) на території України налічується кілька сотень і містяться вони в її різних регіонах: Закарпатті, Прикарпатті, Гірському Криму, Донецькій і Приазовській височинах, порожистій частині Дніпра, дещо менше у Поліссі та Причорномор'ї.

Впродовж усього палеоліту групи прадавніх людей, які потрапляли на територію України, були нечисленими, а хронологічні перерви між окремими епізодами залюднення були тривалими, що вказує на хвилеподібний, переривчастий характер заселення (Степанчук та ін., 2012). Через це впродовж палеоліту антропогенний вплив на ландшафти не був локалізований у межах одних і тих самих ареалів. Попри те що палеолітичні люди віддавали перевагу певним типам геохор (високим терасам річок, розчленованим схилам передгір'їв і височин, долинам річок і балок, де відслонюється кремій), але поселення в цих місцях не існували постійно впродовж усього палеоліту. Внаслідок неодноразових змін природних умов цього часу (а це – етап плейстоценових трансформацій ландшафтів), групи палеолітичних людей були вимушені відкочуватись слідом за мігруючими тваринами до нових ареалів свого існування, де знову засновували поселення та сезонні стійбища біля них. Це давало змогу людям постійно перебувати в межах ареалу мисливських тварин, зокрема – мамонтового фауністичного комплексу, але й означало підвищену концентрацію населення в межах цих ареалів.

У літературі можна знайти різні оцінки густоти населення території України в палеоліті – від 1 до 2 осіб/100 км² (Давня історія України 1997; Залізняка, 1999). За обчисленнями В.М. Массона (1996) для Прут-Дністерського межиріччя (одного з найбільш заселеного на той час) чисельність населення могла становити 250–350 осіб, а в епоху мустьє

вона сягала 320–370 осіб. У перерахунку на густоту населення в межах вказаного регіону це становить 5–7,5 осіб/100 км². Це, звичайно, дуже мала залюдненість території. Разом із цим відкочування населення слідом за мігруючими стадами тварин означало його зосередження в ареалі об'єктів полювання. Площа цього ареалу коливалась разом з кліматичними змінами пізнього плейстоцену, але була як мінімум вдвічі меншою, ніж площа території України загалом, для якої й розраховані наведені вище середньоарифметичні оцінки густоти населення. Отже, реальна густина населення тих регіонів, які в палеоліті й мезоліті були заселені, була в декілька разів більшою, ніж їх осереднені для усієї території України оцінки, й могла сягати 10 осіб/100 км². Таку густоту населення нині має територія Чукотки, Якутії та інших регіонів півночі Східного та Середнього Сибіру Росії, північні провінції Канади.

Щодо "екологічних катастроф" палеоліту і "революцій" неоліту

Зростаюча чисельність населення, його концентрація в ареалах мисливських тварин, вдосконалення практик полювання призвели до істотного скорочення чисельності популяцій

мамонта, шерстистого носорога, вівцебика та інших видів великих стадних копитних. Популярністю користується уявлення, що головною причиною вимирання цих видів тварин було їх винищення людиною, що врешті призвело до т. зв. палеолітичної екологічної кризи чи "катастрофи" (Воронцов, 1999). Ця "криза" торкнулась не лише мисливців кінця палеоліту (нестача продовольства), а й ландшафтів. У них вона проявилась насамперед у заміщенні трав'яних геохор (пасовищних) лісовими (детритними). О. В. Смірнова з колегами вважають, що саме з діяльністю палеолітичних мисливців слід пов'язувати становлення та поширення у Східній Європі зон мішаних і широколистих лісів (Смирнова і др., 2004). Інакше кажучи, на думку цитованих дослідників, винищення людиною мамонту призвело до змін ландшафту регіонального масштабу. Зупинимось на цьому питанні.

Мисливці пізнього палеоліту й справді доклали зусиль до винищення великих фітофагів, але скорочення чисельності цих тварин, аж до їхнього остаточного зникнення, мало також і кліматичну причину. Чимало вчених, серед яких А. О. Величко (1973), вважають, що саме кліматичні зміни кінця плейстоцену – початку голоцену – головна рушійна сила деградації мамонтового фауністичного комплексу. Справді, один з головних процесів, який у кінці плейстоцену призвів до регіонально значущих змін ландшафтів України й усієї Центральної та Східної Європи,

полягав у поступовому, хоч і переривчастому, зростанні площі лісових геохор за рахунок трав'яних. Частково цьому сприяло винищення мамонтів, вівцебиків та інших великих тварин-фітофагів, але головна причина заліснення великих площ у межах теперішньої зони мішаних і широколистих лісів була пов'язана зі змінами клімату.

Більше того, зростання площі лісів скорочувало ареал існування тварин мамонтового фауністичного комплексу, через що й мисливське навантаження в цих ареалах зростало. Отже, не знищення мамонтів та інших великих фітофагів призвело до зростання лісів, а навпаки – зростання площі лісів як суто природний процес, зумовило вимирання цих тварин. Антропогенний чинник лише дещо його пришвидшив. На межі плейстоцену та голоцену експансія лісів на трав'яні простори Центральної та Східної Європи відбулася б й без участі палеолітичних мисливців. Отже, "антропогенна екологічна катастрофа" палеоліту полягала не стільки в заміщенні трав'яних геохор лісовими (пасовищних на детритні), скільки в прискоренні цього процесу. Катастрофою чи кризою це навряд чи можна вважати. Для теренів України деградація мамонтового комплексу й наступ лісових екосистем на трав'яні належить до часу у 13–14 тис. р. т.

Мисливство в "післямамонтову" добу мезо- та неоліту також не призвело до кардинальних перебудов ландшафту. Тогочасні мисливці переорієнтувались з великих копитних на дрібніших тварин. Серед них особливо бажаними об'єктами полювання були північний олень, бізон, пізніше – дикий кінь (тарпан), а в мезоліті – благородний олень, козуля, лось, тур, кабан та інші копитні (Давня історія України, 1997). Крім власне винищення певних видів тварин і перебудови через це трофічної структури біоценозів, давні мисливці вдавались до штучних пожеж під час облав на звіра. Випалювання лісу (підліску) практикувалось також для розрідження лісової рослинності й створення галявин. З одного боку, це сприяло полюванню (багато видів мисливських тварин належать до галявинних видів і концентруються в галявинах чи поблизу них), а з другого – збільшення біомаси трав після розрідження лісу давало додатковий харчовий ресурс зубрам, оленям та іншим трав'яїдним тваринам, що сприяло зростанню їхньої чисельності.

С. П. Романчук (1998) зміни ландшафтів під впливом полювання порівнює з їхніми змінами екстенсивними формами відтворювального господарства: підсічно-вогневим землеробством, перелогом, тваринництвом. Однак ці зміни мали локальний характер. Впродовж кам'яного віку полювання зосереджувалось у межах господарських зон

навколо одного поселення. Площа таких зон оцінюється від 350–400 до 750 км² (Давня історія України, 1997). Інакше кажучи, це ареал від 20 до 30 км у перетині. З урахуванням того, що відстань між сусідніми общинними стійбищами палеоліту перевищувала 50–60 км (Залізник, 1999), а вододільні рівнини взагалі лишались незаселеними, то більша частина рівнинної території України була тоді представлена ландшафтами, які впливу мисливства не надто зазнали. Через це з перелічених вище видів мисливських тварин неоліту лише декілька вимерли (наприклад, великорогий олень), тоді як основні ключові види природних екосистем Східноєвропейської рівнини збереглися до XVIII ст. й навіть до наших днів. Зникнення з теренів України таких об'єктів полювання мезо- і неолітичних мисливців, як тарпан, тур, зубр, степовий бізон, благородний олень, зобов'язано знищенню лісів і розорюванню степів у XVIII ст. А як свідчать письмові джерела середньовіччя Гійома де Боплана, Еріха Лясоти, спогади старих козаків, записані Д. Яворницьким, цими тваринами рясніли тодішні українські ліси і степи.

Отже, попри популярність гіпотез щодо екологічних "катастроф" і "криз" палеоліту та "революцій" неоліту, говорити про антропогенні зміни ландшафтів у регіональному масштабі впродовж цих історичних періодів і всього кам'яного віку не доводиться. На етапі плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу ці зміни мали лише локальний масштаб.

Справді важливі зміни у впливі людини на ландшафт пов'язані з переходом населення від мисливства до тваринництва та землеробства. Цей перехід часто називають "неолітичною революцією". Археологічні знахідки на території України свідчать, що в її південній макросмузі та на Поділлі землеробством почали займатися у другій половині VI тисячоліття до н. е., в Закарпатті, Прикарпатті, Волинській височині – з початку V тис. до н. е., в басейні Прип'яті та у Київському Придніпров'ї – наприкінці третьої чверті V тис. до н. е. (Давня історія України, 1997). Однак густина поселень у цей час лишалась низькою. Так, на Поділлі знайдено лише 30 поселень Буго-дністерської землеробської культури, що тут існувала з середини VI до середини IV тис. до н. е., а в західних регіонах України – лише 20 поселень культури лінійно-стрічкової кераміки, яка існувала тут у той самий час (Денисик, 1988). Водночас на значних просторах лісостепу та лісової зони України населення й у неоліті продовжувало займатися мисливством і рибальством, а землеробські практики їм знайомі не були. Переважати ці практики стали пізніше – з появою на території України трипільців.

Отже, у неоліті землеробське освоєння ландшафту мало локальний характер. Освоєні землі не зливались між собою, лишаючи більшу

частину простору в натуральному стані. "Неолітична революція" на теренах України торкнулась стилю життя людей, але на ландшафтах позначилась лише локально.

5.2. Енеолітична трипільська культура та її вплив на ландшафти

За календарною хронологією трипільська культура на території України існувала від 5400 до 2750 тис. р. до н. е. (Відейко, 2004-а), що практично збігається з атлантичним періодом голоцену (див. табл. 5.1). Виявлені пам'ятки цієї культури (їх налічується понад 2300) зосереджені на правобережній частині України переважно в межах широколистолисової та лісостепової зон.

Здійснений С. П. Романчуком (1998) картометричний аналіз ландшафтної структури господарських (ресурсних) зон навколо поселень трипільців у Середньому Подніпров'ї засвідчив, що у 93 % випадків ці зони включали широколистолисові ландшафти й у 57 % випадків – лучно-степові. Це вказує на те, що трипільські хлібороби освоювали передусім не чорноземи (як часто й помилково вказується в працях історико-археологічної тематики), а лісові ґрунти – сірі опідзолені легкосуглинкового та супіщаного механічного складу. Лучно-степові геохори з чорноземними ґрунтами суглинкового механічного складу, та ще й вкритими щільною дерниною злаків, були для трипільців складними для обробітку. Їхнє землеробство було мотичним, а освоєння значних масивів цілинних лучно-степових ділянок вимагало застосування рала й тяглової сили тварин. Проте у розкопках пам'яток трипільської культури матеріальних слідів орного землеробства виявлено не було. Тож більшість дослідників схиляються до того, що ним трипільці не володіли (Відейко, 2004-б).

Лучно-степові геохори трипільці використовували переважно як природні пасовища, а також для полювання на стадних тварин степу. Використання цілинного степу під землеробство також було можливе, але після того, як внаслідок випасу руйнувалась дернина й землю можна було обробляти мотикою (Романчук, 2007). Вірогідно, до землеробського освоєння ділянок лучних степів трипільці могли вдаватися в кінці 50–60-річного терміну свого проживання в одному поселенні, коли в межах його господарської зони придатних для підсіки лісових ділянок вже не вистачало.

Якщо протягом більшого часу існування трипільської культури у землеробстві використовувались переважно широколисті ландшафти, то ситуація дещо змінилась в останньому етапі цієї культури (в археології – етап Трипілля С-II, 3400–2750 р. до н. е.). Цей час припадає на мікроетап-6 атлантичного періоду голоцену, який, за Н. П. Герасименко (2004), відзначався сухістю й редукцією деревних і широколистих порід. Виходячи з розташування пізньотрипільських поселень, господарські зони навколо них розташовувались у межах вододільних рівнин в ареалі домінування лучно-степових і різнотравно-степових ландшафтів з чорноземними ґрунтами. Ці ландшафти й використовувались у землеробстві. Щоправда, разом із занепадом трипільської культури на зміну йому поступово приходило кочове скотарство.

Отже, хоча трипільці й використовували лучно-степові ландшафти у землеробстві, але це використання було нетривалим у часі й локальним у просторі. Основу господарства трипільців забезпечували широколисті ландшафти. Саме вони й прийняли на себе основний "тягар" природокористування. Причому ліс трипільці використовували поліфункціонально: для підсічного землеробства, випасання свійської худоби, отримання добрив (золи), полювання, як будівельний та енергетичний ресурс. За підрахунками С.П. Романчука (2007) для кожного великого поселення трипільців треба було вирубати дерева, придатні для зведення будинків, у радіусі 1,5–3,0 км від поселення, а від решти дерев позбавлялись шляхом суцільної підсіки. Її радіус поступово розширювався до 5–6 км, нерідко – до 10 км й більше. Це – площі від 80 до 300 км² навколо кожного великого поселення. Їх використовували не тільки у землеробстві, а й для випасання худоби між жнивами та сівбою. Це удобрювало і розпушувало ґрунт, полегшуючи його обробіток. За такого антропогенного навантаження ґрунт мав змінюватись.

Питання, однак, полягає в тому, наскільки істотними були зміни сірих опідзолених ґрунтів за їх використання трипільцями й чи саме виснаження ґрунтів спонукало їх після 50 років покидати освоєні землі, спалювати свої поселення й переходити в інші місця, зночву освоюючи їх?

Існує думка, що за 50 років використання трипільцями ґрунти зазнавали деградації й саме це змушувало населення трипільських "міст" спалювати їх, покидати освоєні землі й переходити до нових місць, де вони знову зводили поселення, вирубали навколо них ліс й починали новий цикл освоєння ландшафту (Александровский, 2015; Романчук 1998, 2007 та ін.). Але такий погляд слід вважати лише гіпотезою, оскільки наявні палеогеографічні дані на це безпосередньо вказати не можуть. Так, археологічні артефакти ґрунтів не стосуються, а

палінологічні дані зразків ґрунтів часу трипільської культури вказують лише на значну частку бур'янів у спорово-пилкових спектрах рослинності в ареалах проживання трипільців. Боротися із забур'яненістю було складно, лісу не вистачало, дичини, що в них жила, – теж. Продуктивність пасовищ істотно зменшувалась, а до того ж (а може – й передусім) санітарні проблеми, які по завершенню 50 років накопичувались у трипільських "протомістах", змушували їх населення покидати місце свого проживання, а свої домівки – спалювати.

Для нас у цій драмі важливо те, що ґрунти за 50 років їхньої експлуатації трипільцями цілком могли й не зазнати деградації. Гіпотетично, процесами, що могли спричинити деградацію сірих опідзолених ґрунтів, могли бути дегуміфікація, ерозія, ущільнення ґрунтів та втрата їхньої структурності. Розглянемо їхній можливий розвиток і внесок у деградацію ґрунтів за часів трипільців.

Про дегуміфікацію сірих опідзолених ґрунтів під час їх використання трипільцями під посіви говорити навряд чи доводиться. Адже біомаса пожнивних залишків і коренів культурних рослин і бур'янів у верхньому елювіальному горизонті була більшою, ніж у цих ґрунтах під лісом. Так само й водна ерозія навряд чи була повсюдним чинником зміни ґрунтів. Це пов'язано з тим, що землі, які використовували трипільці у рільництві, розташовувались переважно на рівнинах і пологих схилах, а ґрунти були супіщаного або легкосуглинкового механічного складу, тобто стійкого до змиву. Виходячи з того, що свої сільськогосподарські ділянки трипільці використовували і для землеробства і для випасання худоби, то вірогідним могло бути ущільнення ґрунтів. Щоправда, ґрунти легкого механічного складу до ущільнення не надто схильні, а процес їхнього розущільнення при знятті навантаження проходить за декілька років (Медведев и др., 2004). Нарешті, руйнування структури ґрунтів, якщо й було, то за мотичного землеробства воно обмежувалось малопотужним верхнім дерновим горизонтом опідзолених ґрунтів. Крім того, структурність ґрунтів також відновлюється за декілька років після припинення їхнього обробітку. Отже, після полишення трипільцями своїх господарських зон, структура та щільність ґрунтів, які після цього опинялись під перелогом, відновлювалась щонайдовше за декілька років.

Тож з високою вірогідністю можемо припустити, що сірі опідзолені ґрунти за час їхнього використання трипільцями кардинальних деструктивних змін зазнати не могли. Головним чинником еволюції цих ґрунтів у трипільський і пізніший час було не їх безпосереднє використання, а позбавлення лісових опідзолених ґрунтів їхнього деревного покриву, під яким вони сформувались й до якого були адаптовані.

Після зведення трипільцями лісу подальший розвиток геохор із сірими опідзоленими ґрунтами міг йти двома шляхами: ренатуралізації лісового ландшафту або їх подальшого остепнення. Розглянемо територіальне та часове співвідношення між ними.

Ландшафтознавці, які вивчали історію давнього освоєння території України, схильні вважати, що господарська діяльність трипільців призвела до істотного скорочення площі лісів. Так, Г. І. Денисик вказує, що "незайманий лісостеп у межах Середнього Побужжя і Середнього Придністров'я, а також частково Волинської височини, якщо не зник повністю, то докорінно був змінений" (Денисик, 1998, с. 81). Подібною є й думка С. П. Романчука, який вважає, що порушений ґрунтово-рослинний покрив у полишених трипільцями господарсько-ресурсних зонах так і не встигав відновитись, і це "не тільки зупинило поширення лісової рослинності, а й суттєво скоротило лісові масиви" (Романчук, 1998, с. 63]. На нашу думку, такий стан речей якщо й міг бути, то лише на заключному етапі існування трипільської культури, який припадає на кінець атлантичного періоду голоцену з його ксеротичними кліматичними умовами. На двох перших етапах цієї культури покинуті трипільцями господарсько-ресурсні зони мали заростати лісом. На це вказують численні дані спорово-пилкового аналізу зразків ґрунтів атлантичного періоду голоцену України: усі вони свідчать про поширення широколистих лісів і заміщення ними лучних степів (Безусько та ін., 2011; Герасименко, 2004 та ін.). Якби природного лісовідновлення в межах полишених трипільцями ресурсних зон у цей час не відбувалось, то спорово-пилкові спектри атлантики вказували б на зворотну тенденцію.

На переважання ренатуралізації лісового ландшафту в межах покинутих ресурсних зон трипільців також вказують прості розрахунки. Згідно з реєстром пам'яток трипільської культури на території України (всього він містить 2042 пам'ятки) в зоні лісостепу налічується близько 1500 поселень трипільців (Енциклопедія трипільської цивілізації, 2004). Якщо прийняти середній радіус господарсько-ресурсної зони навколо поселення у 5 км, то сумарна площа цих зон становитиме близько 120 тис. км². У межах цієї площі (а вона практично дорівнює площі правобережного лісостепу України) трипільці й справді винищували ліси. Якби не природна ренатуралізація ландшафту, то лісів тут не повинно було лишитися й мало не всі сірі опідзолені ґрунти мали б трансформуватись ("проградувати") у чорноземи. Цього, однак, не сталося і навіть сьогодні в ареалі трипільської культури ландшафти з опідзоленими лісовими ґрунтами переважають за площею.

Таким само, переважно лісовим, був ландшафтний покрив і за часів трипільців в ареалі їхнього проживання в Україні. Сумарна площа освоєних ними господарських зон тут дійсно була значною, але через те що трипільці в полишені ними місця вже не повертались, то синхронних поселень із зонами навколо них було набагато менше, ніж покинутих. Більшість цих зон не являла собою плями антропогенної деградації ландшафту, а заростали лісом. Отже, за часів трипільців природний широколистяний ландшафт встигав відновитись до станів, які були близькими до первісного натурального лісового ландшафту. Час цього відновлення можна прийняти близьким до тривалості вторинної сукцесії дубових лісів. Він не перевищує 200 років (Исаков и др., 1986). Зважаючи на оптимальні кліматичні умови атлантичного періоду голоцену, цілком можливо, що відновлювальні сукцесії проходили швидше. Очевидно, впродовж цього періоду, який відповідає першим двом етапам трипільської культури (її становленню та розквіту), переважала ренатуралізація ландшафтів: за час близько 200 років вони відновлювались до корінного чи квазікорінного стану, а саме – лісів з домінуванням граба та дуба на сірих опідзолених ґрунтах.

Крім відновлювальної сукцесії, яка фактично стирала сліди енеолітичної антропогенної деградації ландшафту, мав місце й ландшафтогенез іншої спрямованості, а саме – остепнення рослинності та ґрунтів. Цей процес набув помітного розвитку на останньому етапі трипільської культури, яка припала на кінець атлантичного періоду голоцену. Посушливі умови цього часу не сприяли відновленню лісової рослинності. Тому навіть без повторного заселення трипільцями своїх покинутих господарських зон сірі опідзолені ґрунти тут лишались під лучним степом принаймні протягом суббореалу голоцену. За цей час вони цілком могли зазнати "проградації" – трансформації в ґрунти чорноземного типу, зокрема в чорноземи реградовані. В результаті на місці лісів виникла не тільки лучно-степова рослинність, а й лучно-степові ґрунти – вихідний лісовий ландшафт зазнав остепнення. Це вже, однак, відбувалось за часів, коли трипільці зникли з території України.

Отже, доходимо до двох висновків щодо впливу трипільців на ландшафти. По-перше, цей вплив найбільше торкнувся широколистяних лісових, а не лучно-степових ландшафтів. По-друге, впродовж більшої частини існування трипільської культури на території України порушені широколистяні ландшафти встигали відновитись до близького до клімаксу стану. Лише в кінці існування цієї культури в кінці атлантичного періоду голоцену ліси могли заміщатись лучно-степовими ландшафтами з чорноземними ґрунтами. Виходить, що могутня трипільська прото-

цивілізація за час свого існування не надто змінила ландшафт – він або відновився, або зазнав остепнення, яке за трипільців мало лише локальний характер. За час трипільців до антропогенних змін ландшафту регіонального масштабу справа не дійшла. Але саме вони "запустили" цей масштабний процес, і був він пов'язаний з постагрікультурним остепненням ландшафту.

5.3. Постагрікультурне середньоголоценове остепнення ландшафтів

Хоча перетворенню широколистяних ландшафтів на лучно-степові внаслідок винищення людиною лісів ми "завдячуємо" трипільцям, вони лише ініціювали цей процес. Він почався в кінці атлантичного періоду голоцену й охопив його суббореальний період, коли трипільці вже покинули "сцену ландшафтогенезу". Її зайняли представники інших землеробсько-скотарських культур: ямної, катакомбної та ін. З огляду на те, що чисельність їхніх поселень була меншою, ніж за часів трипільців, то значні простори сучасної лісостепової зони України виявились позбавленими антропогенного втручання. Так тривало принаймні впродовж бронзового віку, проте остепнення ландшафтів у цей і пізніші часи не припинилось. Цей процес ми пропонуємо назвати постагрікультурним середньоголоценовим остепненням ландшафту (Гродзинський, 2019). Він – антропогенний за своїм початковим імпульсом (знищення лісу трипільцями), але після цього проходив без людського втручання. В результаті на місці широколистяних лісів із сірими опідзоленими ґрунтами поставали лучно-степові ландшафти з текстурно-диференційованими чорноземами (далі – ТД-чорноземи)¹⁷.

Трипільці були першими, чия землеробська діяльність призвела до постагрікультурного остепнення ландшафту. Але й пізніші землеробсько-скотарські культури зон лісостепу і широколистяних лісів України (чорноліська, скіфів-орачів, черняхівська, празька, пеньківська та ін.), які практикували підсічно-вогневе та перелогове землеробство, так само

¹⁷ ТД чорноземи охоплюють чорноземні ґрунти, у профілі яких простежується елювіально-ілювіальна диференціація. До них належать чорноземи реградовані, опідзолені, а також вилуговані, як перехідні між типовими та реградованими чорноземами. Формування ТД-чорноземів зобов'язане їх перебуванню почергово під деревною й трав'яною рослинністю. Зміна лісу на степ зумовлює виникнення чорноземів реградованих, а зміна степу на ліс – чорноземів опідзолених.

давали поштовх цьому процесу. В кінцевому підсумку впродовж суббореалу голоцену він охопив значні площі вказаних природних зон України й поширився також у зону мішаних лісів, особливо – на лесові острови Чернігівського Полісся. Завершився процес постагрікультурного остепнення ландшафту разом з переходом від тимчасової експлуатації земель (підсічно-вогневого та "лісового" перелогового землеробства) до постійної їх експлуатації – парової системи з дво- і трипольною сівозмінами а також "степового" перелугу. В лісостеповій і широколистолисовій зонах України цей перехід зайняв тривалий час – від черняхівської культури до слов'ян VI–VII ст. (Горбаненко, Пашкевич, 2010; Романчук, 2005).

Отже, постагрікультурне остепнення ландшафтів охоплює суббореальний період голоцену, який загалом був ксеротичним. Такі умови сприяли не ренатуралізації лісових ландшафтів, а розвитку лучних степів на місці ділянок винищених людиною лісів. Пізніші етапи субатлантики відрізнялись вологішими умовами й витісненням широколистими лісами лучних степів. Це не сприяло процесам остепнення ландшафтів і вони вщухнули. До того ж й арен, на яких цей процес міг би відбуватися, практично не лишилось. На ранньослов'янський час землі, що раніше були освоєні й покинуті трипільцями (арена постагрікультурного остепнення), були знову розорані. На них також ішов процес "проградації" ґрунтів (остепнення), але він мав іншу природу – суто антропогенну. Примітна особливість постагрікультурного остепнення ландшафтів полягає в тому, що воно відбувалось у природних умовах без людської участі. Людина виявилась "спусковим гачком", "триггером" цього процесу, але не його "двигуном".

Отже, антропізація ландшафту давнім населенням могла бути глибокою, але не виходила за межі невеликих за розміром ділянок. Натомість постагрікультурне остепнення лісових ландшафтів України набуло регіонального масштабу, а його ефекти проявляються в її сучасній ландшафтній територіальній структурі. Постають питання: де саме й яким чином?

У першому наближенні регіон, в якому постагрікультурне остепнення ландшафту набуло особливого розвитку й закарбувалось у сучасній ландшафтній структурі, можна виділити за ареалом поширення чорноземів реградованих. Ще Ф. М. Мільков (1950) звернув увагу на те, що ареал сучасних реградованих ґрунтів Східноєвропейської рівнини збігається з районами найдавнішої землеробської культури. Як на такий район він указував правобережний лісостеп України, де поширені реградовані чорноземи, протиставляючи його лісостепу Заволжя, де землеробство розпочалось лише в XX ст., регра-

дованих ґрунтів немає. У річизці цієї ідеї С. П. Романчук (2005) прив'язує ареал реградованих чорноземів України до територій, освоєних трипільцями, а О. Л. Александровський (2015-а) – до земель скіфів-орачів. Розглянемо уважніше ці погляди.

Згідно з інтерпретацією процесу реградації ґрунтів, прийнятих в Україні, його сутність полягає в тому, що при заміні деревної рослинності на трав'яну у ґрунті посилюються висхідні токи вологи, які сприяють підтягуванню карбонатів кальцію ближче до поверхні. Підзолистий процес змінюється на гумусоаккумулятивний, проте вихідна елювіально-ілювіальна диференціація ґрунту зберігається (Полевой определитель..., 1981). Відповідно, контури сучасних чорноземів реградованих, що були виділені на картах ґрунтів України другого туру обстеження (1960–1970-ті роки), відповідають ареалам, де відбулась зміна широколистолисових ландшафтів на лучно-степові. Ф. М. Мільков та його послідовники у цьому питанні й вважають їх за регіони, де сучасні ландшафти виникли через знищення лісів давніми землеробами.

Погоджуючись загалом з такою думкою, варто, тим не менше, її уточнити з урахуванням складних динамічних переходів у просторі й часі між Т-Д-чорноземами. Найважливіші з них такі п'ять.

1. *Зміна широколистих лісів лучними степами у суббореалі голоцену могла відбуватись не лише під впливом людини, а й бути зумовленою суто кліматичними причинами: більшою посушливістю й меншою теплозабезпеченістю цього часу.* Палінологічні дані свідчать про скорочення у суббореалі площ широколистих лісів, спрощення їх видового складу, експансію трав (Артюшенко, 1970, 1982; Безусько та ін., 2011; Герасименко, 2004 та ін.). Важливо, що цей процес проходив і в регіонах лісостепу, які на той час були значно менш освоєні, ніж Придніпров'я та Буго-Дністровське межиріччя. Пояснити такі зміни лиш антропогенним чинником було б щонайменше ризиковано. Отже, певна частина сучасного ареалу чорноземів реградованих зобов'язана своїм генезисом не постаґрікультурному остепненню ландшафтів, а суто природним кліматичним сукцесіям суббореального періоду голоцену.

2. *Протягом субатлантичного періоду голоцену чорноземи реградовані в деяких місцях змінилися на чорноземи вилугувані (Дмитрук, 2015).* Цієї зміни цілком могли зазнати й чорноземи реградовані, що постали на місці винищених людиною широколистяних лісів. Найімовірнішою ця трансформація була властива ґрунтам у геохорах з посиленими низхідними токами вологи, наприклад у ввігнутих частинах пологих схилів. Отже, ареал постаґрікультурного остепнення ландшафту

відповідає не тільки сучасному ареалу чорноземів реградованих, а й частині ареалу чорноземів вилугуваних.

3. *Відновлення лісового покриву в субатлантику голоцену.* У вологіший субатлантичний період голоцену на рівнинах середньої макросмуги України відбувалась експансія лісів. Відповідно, певна частина площ, зайнятих лучними степами з чорноземами реградованими, знову повернулася під лісовий покрив, або, що більш імовірно, під покрив розріджених (паркових) дібров. За таких умов відновлювався підзолистий процес і реградовані чорноземи еволюціонували в чорноземи опідзолені. Отже, частина геохор із сучасними чорноземами опідзоленими виникла внаслідок відновлення лісів на місці постагрікультурних лучних степів суббореалу. Такі геохори слід вважати результатом процесу постагрікультурного остепнення, хоча ТД-чорноземи тут діагностуються не як реградовані, а як опідзолені. У правобережному лісостепу України вони переважно зосереджені серед мозаїки сірих опідзолених ґрунтів, чорноземів реградованих і типових. Натомість у смузі чорноземів опідзолених, яка в лісостеповій зоні України лежить між сірими опідзоленими ґрунтами і чорноземами типовими, таких постагрікультурних геохор практично немає.

4. У певних геохорах процес опідзолювання реградованих чорноземів проходив у субатлантиці голоцену інтенсивніше, що врешті призвело до їхньої трансформації в ґрунти, які називають сірими опідзоленими з другим гумусовим горизонтом. Такі ґрунти поширені у правобережному лісостепу й особливо у зоні широколистяних лісів України. Генезис цих ґрунтів пов'язують з діяльністю людини бронзового і раннього залізного віку (Дмитрук, 2015; Папіш, Позняк, 2006). Отже, ареали із сірими опідзоленими ґрунтами з другим гумусовим горизонтом також можна вважати індикатором постагрікультурного середньоголоценового остепнення ландшафтів. Ф. М. Мільков у книзі 1950 р. про лісостеп не звернув на них увагу через те, що на той час такі ґрунти не виділялись і на картах ґрунтів України належали до сірих лісових.

5. Після знищення людиною лісу "проградація" ясно-сірих сірих і сірих опідзолених ґрунтів може закінчуватися формуванням не реградованих чорноземів, а темно-сірих реградованих ґрунтів. Ареали цих ґрунтів також слід вважати осередками, де у суббореалі проходив процес постагрікультурного остепнення ландшафтів.

З урахуванням наведених обставин, ареал, в якому в середньому голоцені відбувалось постагрікультурне остепнення ландшафтів, показано на рис. 5.1.

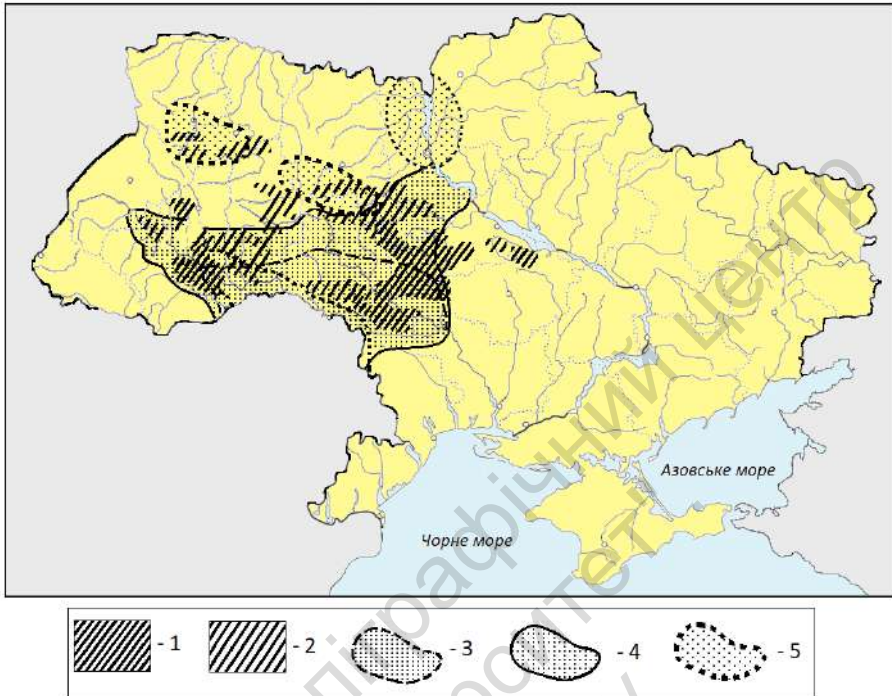


Рис. 5.1. Ареал середньоголоценового постагрікультурного остепнення ландшафтів і ареали поширення трипільської культури її трьох етапів: 1 – ареал практично суцільного остепнення ландшафту (понад 50 % площі); 2 – ареал фрагментарного остепнення ландшафту (менше 50 % площі); 3 – ареал трипільської культури раннього етапу (Давня історія України, 1997); 4 – те саме – середнього етапу (Давня історія України 1997); 5 – те саме – пізнього етапу (Енциклопедія трипільської цивілізації, 2004)

Як видно з рис. 5.1, ареал середньоголоценового постагрікультурного остепнення ландшафтів загалом відповідає області поширення чорноземів реградованих. Але до нього не належать ті контури ґрунтів цього підтипу, які виникли під природними лучними степами, а не внаслідок знищення людиною лісів. Виявити такі контури складно. Можна лише припустити, що більша їх частина розташована в ареалах, віддалених на понад 5–7 км від поселень енеоліту (трипільці), а також бронзового та раннього залізного віків (пізніші культури аж до ранніх слов'ян). Чорноземи реградовані, які оконтурюють великі лісові масиви із сірими опідзоленими ґрунтами, також могли виникнути природним шляхом. Найімовірніше, це сталось у суббореалі в екотонах між лісом і прилеглими луками. Разом із цим до ареалу постагрікультурного остепнення ландшафтів належать контури інших ТД-ґрунтів, а саме – чорноземів вилугуваних, опідзолених, а також темно-сірих реградованих ґрунтів.

На завершення розгляду питання постагрікультурного остепнення ландшафтів та його ареалу слід зауважити, що відносити його до часу трипільців (Романчук, 2005) чи скіфів (Александровський, 2015) ризиковано. Очевидно, більш виправданою є "обережна" вихідна думка Ф. М. Мількова, який відносив цей ареал до "районів найдавнішої землеробської культури" (Мильков, 1950, с. 149), не уточнюючи, до якої само. Пріоритет в ініціюванні процесу постагрікультурного остепнення належить трипільцям. Але після них цей процес підтримували практично всі культури бронзового та раннього залізного віків, які практикували підсічно-вогневе та перелогове землеробство.

Постагрікультурне середньоголоценове остепнення ландшафтів охопило значні площі правобережної частини лісостепової зони України й позначилось на її сучасній ландшафтній структурі, зумовивши її значну територіальну гетерогенність, високе типологічне й хорологічне різноманіття. Після завершення цього процесу у першій половині субатлантичного періоду голоцену землеробське освоєння ландшафтів було пов'язане з постійним використанням земель (паровою системою з декількома сівозмінами). Оброблювані землі та інші господарські угіддя обіймали у ранньому середньовіччі значно менші площі порівняно з територією, ландшафти якої перебували практично в натуральному стані.

5.4. Зростання антропопресії

Зростання чисельності населення, вдосконалення технологій використання земель, поступове розширення площі ріллі та пасовищ, хоч і поволі, але все більше позначались на ландшафтах України. Антропогенні впливи на її ландшафти від бронзового віку й аж до нового часу мали локальний масштаб. Починаючи від трипільської доби, реакція ландшафтів на них почала набувати регіонального масштабу. Вирубування лісів і їх подальше остепнення позначилось на площі та конфігурації зони широколистих лісів. З атлантичного періоду голоцену деградація цих лісів все більше визначалась не стільки кліматичними причинами, скільки антропогенними. Зокрема, зменшення пилку широколистих видів дерев у середній – пізній атлантиці, яке відмічають усі палеогеографи України, найвірогідніше пов'язане не зі змінами клімату (вони в той час були різної спрямованості – похолодання і потепління, зменшення та збільшення зволоженості), а з людською діяльністю. Типовими її формами були вирубування та випалювання лісів, випасання в них худоби, заготівля деревних кормів (листя, гілок) на зиму тощо.

Вплив на ландшафти кочового й відгінного скотарства охоплював більші площі, ніж землеробство та використання людиною лісів. Можна припустити, що, починаючи з часів скіфо-сарматської культури, українські степи, якщо й не в усьому своєму ареалі, то на значній його частині, вже не повертались до стану кліматичного клімаксу, а перебували у стані пасквального субклімаксу. На думку Л. Г. Дінесмана (1984), сучасні степи, які в описах геоботаніків фігурують як "цілинні", насправді являють собою антропогенний дигресивний субклімакс, який від "істинного" кліматичного клімаксу середнього голоцену відрізняється більшою ксерофітністю. Вчений вважав, що природні фактори розвитку степових екосистем втратили свою провідну роль близько 2 тис. р. т. і з того часу почали контролюватись вторинними антропогенними сукцесіями (Дінесман, 1984).

Отже, з часу, який можна віднести до кінця раннього – початку середньої частини субатлантичного періоду голоцену (близько 2–1,5 тис. р. т.), реакція ландшафтів на антропогенні впливи почала набувати регіонального масштабу. Водночас впливи на ландшафти ще довго лишались локалізованими в окремих осередках. Навіть лісостепова зона, найсприятливіша для ведення господарства тогочасного рівня, була малонаселеною й лише локально освоєною. Так, на XII ст. н. е. (Київська Русь) розораність ландшафтів лісостепу Середнього Подніпров'я становила 8,1 % для широколистолисових геохор і 0,6 % – для лучно-степових (Романчук, 1998). У козацьку добу ситуація не надто змінилась. Цей феномен – масштабна невідповідність між антропогенними впливами (локальний масштаб) і реакцією ландшафтів на них (регіональний масштаб) – можна розглядати як першу фазу регіоналізації антропопресії на рівнинній частині території України.

З середини XVIII ст. відбулась низка важливих соціально-економічних зрушень – швидке зростання чисельності населення, розвиток товарних відносин, виникнення великих землеволодінь і закріпачення частини селянства, імміграція на терени України тощо. Під їхнім впливом територіальний характер природокористування змінився. Почалось стрімке зростання площі ріллі, під яку освоювались не тільки пасовища та ліси, але й схилі землі, які раніше під орні землі не використовувались. Так, вже на початку XIX ст. 62 % території Поділля було розорано (Денисик, 1998). Аграрні реформи 1848 р. в Австрійській і 1861 р. в Російській імперії надали нового імпульсу до зростання площі орних земель. До цього часу найпродуктивніші землі вже були розорані й селяни отримали наділи зі складним рельєфом, які вони вимушені були освоїти під рілля. Це призвело до практично суцільного розо-

рювання ландшафтів зони лісостепу, разом зі схилливими геохорами. Відповідно, значно зросли масштаби ерозійних процесів. За часів Київської Русі оранка вздовж схилів давньоруським плугом спричинила до лінійної ерозії лише в окремих геохорах. Натомість у кінці XVIII– XIX ст. водна ерозія в лісостепу України набула регіонального масштабу.

Вирубування лісів призвело до фрагментації лісового покриву. До кінця XVIII – початку XIX ст. в зонах мішаних і широколистих лісів вона не виходила зі стадії перфорації, тобто утворення "вікон" у суцільному лісовому покриві (Forman, 1995). Після цього часового рубежу суцільний лісовий покрив у широколистолисовій зоні України був замінений на сильно фрагментований. Фон у ньому становлять польові угіддя, а лісові масиви займають меші площі. У зоні мішаних лісів цей процес також набув регіонального масштабу. Хоча й не в масштабі всієї цієї зони, але в межах значних її регіонів лісовий покрив став фрагментованим. Причому серед фрагментів лісів переважають вторинні сосняки. У лісостеповій зоні, крім зменшення загальної площі лісових масивів, істотно зменшилась і їхня кількість. Це призвело до біогеографічної ізоляції (інсуляції) островних лісових екосистем і, як наслідок, деградації їх біорізноманіття.

Попри очевидні відмінності між антропоізацією ландшафтів лісостепової та степової зон, регіонального масштабу цей процес у зоні степу України також почав набувати із середини XVIII ст. Низка указів та інших документів уряду Російської імперії (план роздачі земель у Новоросійській губернії від 1764 р., щодо заохочення іноземних переселенців 1751, 1762, 1963 років, про неповернення поміщикам селян, які втекли до степу від 1776 р.) спричинили збільшення залюдненості степових просторів України. За період з кінця XVIII ст. до реформи 1861 р. в Катеринославській, Херсонській і Таврійській губерніях оселилось близько 1 млн переселенців з Російської імперії і понад 200 тис. – з інших країн. А з кінця XVIII ст. до 1917 р. сюди прибуло ще не менш як 3 млн переселенців (Афанасьєв, 2012). І хоча розорювання цілинних степів становило у XVIII і XIX ст. величезні труднощі, та на кінець XIX ст. було розорано близько 70 % території степової зони України.

Отже, середина XVIII ст. є важливим рубежом, від якого антропогенний чинник ландшафтогенезу та антропоізація ландшафтів набули регіонального масштабу. Причому цей рубіж чітко простежується в усіх ландшафтних зонах України. Зміст і форми антропоізації ландшафтів були, звісно, специфічними для кожної з них (див. підрозд. 5.5).

Слід, однак, звернути увагу на те, що зона широколистих лісів і правобережна частина лісостепової зони України зазнали антропоізації

регіонального масштабу ще у суббореалі (постагрікультурне остепнення лісових ландшафтів). За період від того часу до XVIII ст. на значних площах цієї зони її ландшафти пройшли відновлювальну сукцесію (ренатуралізацію). На момент масового розорювання та вирубування лісів ландшафти вказаних зон були вкриті натуральною рослинністю – як лісовою, так і лучно-степовою. Хоча на складі рослинних асоціацій і ґрунтах (ТД-чорноземи) цих ренатуралізованих ландшафтів позначився вплив давніх землеробів і скотарів, але загалом більшість ландшафтів лісостепу на середину XVIII ст. мали натуральний габітус. Отже, розорювання земель і вирубування лісів, які розпочалися з того часу, становили другу хвилю антропоізації зон широколистяних лісів і лісостепу України. Саме вона глибоко змінила їхні ландшафти.

5.5. Макрорегіональні відмінності в історії антропоізації ландшафтів України

Якщо поглянути на історію та характер антропоізації рівнинної частини території України від палеоліту й до сьогодення, то впадає у вічі чітка диференціація цього процесу за трьома широтними зонами: північною, середньою та південною. Аби уникнути плутанини з назвами таксонів природничого районування (зонами), будемо іменувати ці регіони поясами антропоізації ландшафтів. Північний пояс антропоізації загалом відповідає зоні мішаних лісів, середній пояс – зонам лісостепу та широколистяних лісів (у певні етапи голоцену вони практично зливалися між собою), південний пояс є степовим. У доголоценовий час також простежувалась вздовжширотна диференціація антропогенних впливів на ландшафти, але зміст цих поясів і їхні межі були іншими.

Північний лісовий пояс антропоізації ландшафтів. Упродовж етапу голоценової історії ландшафтогенезу цей пояс був вкритий лісами, фрагментація яких почалася лише з другої половини XIX ст. До цього часу впливи людини на ландшафти Полісся мали локальний характер. Їх розпочали в доголоценовий час мисливці на мамонтів. Після винищення цих тварин у 13–14 тис. р. т. основним об'єктом полювання став північний олень. Його міграція на північ зумовила переключення на інші об'єкти полювання: лося, козулю, благородного оленя та ін. Як було вказано вище, мисливство неолітичної і пізньої доби мало на теренах України лише локальний характер і не призвело до масового вимирання видів (наприклад, зубр *Bison bonasus bonasus* вимер у Східній Європі, крім його біловезької популяції, у XIX ст.).

Ґрунти північного поясу антропоізації ландшафтів та їхнє перезволоження не надто сприяли розвитку землеробства. Хоча воно тут відомо з енеоліту, але мережа поселень була набагато менш густою, ніж на півдні в ареалі трипільців. Зосереджувались ці поселення переважно вздовж річкових долин. Підсічно-вогневе землеробство практикувалось у північному поясі антропоізації ландшафтів найдовше порівняно з іншими двома поясами. До підсіки місцеве населення вдавалось навіть на початку ХХ ст. До орного землеробства населення Полісся переходило поступово, починаючи з часів Київської Русі.

Послідовність основних форм господарського освоєння ландшафтів північного поясу антропоізації виглядає так: мисливці на мамонта → мисливці на північного оленя → мисливці на інших переважно копитних → спорадичне землеробство і скотарство → інтенсивне вирубування лісів і їхня конвертація в сільськогосподарські угіддя → осушувальні меліорації → "постмеліоративний" (сучасний) період.

У межах північного поясу антропоізації ландшафтів роль р. Дніпро як бар'єру на шляху міграцій населення та дифузії нововведень (поширення досвіду і культурних практик природокористування) не була значною. Ширина Дніпра вище впадіння в неї Прип'яті і Десни давала змогу навіть пізньомезолітичним і неолітичним племенам перетинати або обходити його з півночі й розселятись по обидва береги річки. Так, наприклад, робили племена постмаглемезької культури, ареал розселення яких простягався від Данії до Сіверського Дінця (Залізник, 1999). Через це істотних відмінностей у характері та історії освоєння людиною ландшафтів право- та лівобережної частин Полісся не було. Вони виявились пізніше у зв'язку з поділом цієї території між Російською імперією (пізніше – СРСР) і Польщею.

Серединний лісостеповий пояс антропоізації ландшафтів – найдавніший як за заселенням і господарським освоєнням території, так і за часом набуття антропоізацією ландшафтів регіонального масштабу. На відміну від двох інших поясів антропоізації ландшафтів України, серединний пояс охоплює не одну природну зону, а дві: лісостепову та широколистяних лісів. В обох під землеробське освоєння підпадали насамперед широколистяні геохори з більш легкими для обробітки сірими опідзоленими ґрунтами. Саме вони й зазнали найглибшої антропоізації в обох названих природних зонах. Після масового вирубування лісів у ХІХ ст. відсоток лісовкритої площі в зоні широколистяних лісів України значно скоротився й у багатьох її регіонах став таким самим, як і в зоні лісостепу. Фізіономічно й за структурою типів господарських угідь (земельних покриттів) ці дві зони з ХІХ ст. стали доволі подібними. В обох

домінували й нині домінують два типи угідь: лісові та польові. Це й дало підстави Г. І. Денисику (2001) називати цей регіон лісопольовою зоною.

На відміну від північного поясу антропоізації ландшафтів, у серединному поясі р. Дніпро відігравав роль важливого бар'єру на шляху територіального просування давніх культур природокористування. Передусім ідеться про трипільців, які Дніпро практично не перетнули, попри наявність на лівобережжі лісостепових ландшафтів, так само придатних для їхнього розселення. Хоча за добу енеоліту на лівобережжі українського лісостепу також були поширені скотарсько-землеробські культури, але густина їхніх поселень та ареал впливу на ландшафти були значно меншими, ніж на правому березі Дніпра. Частковим наслідком бар'єрної ролі Дніпра, стало те, що процес постагрікультурного середньоголоценового остепнення ландшафтів у лівобережній частині серединного поясу антропоізації набув значно меншого розмаху. Про це свідчить набагато менше поширення в сучасному ґрунтовому покриві лівобережного лісостепу України реградованих та інших ТД-чорноземів. Інший чинник відмінностей у природокористуванні між право- та лівобережними частинами серединного лісопольового поясу України пов'язаний з розділом території нашої держави між Росією та Польщею, який з XVII ст. проявлявся тут у різних формах і з різною силою. Отже, в межах серединного поясу антропоізації ландшафтів України можна виділити його право- і лівобережні сектори.

Попри секторальні відмінності в історії та ступеня антропоізації ландшафтів двох секторів серединного поясу, послідовність основних етапів антропоізації його ландшафтів загалом однакова й має такий вигляд: полювання на мамонта → полювання на інших великих копитних (зокрема, бізона) → трипільська і пізніші землеробсько-скотарські культури → спорадичне орне землеробство → широкомасштабне вирубування лісів і їхня конвертація в сільськогосподарські угіддя → інтенсифікація землеробства зі зрошувально-осушувальними меліораціями земель (сучасний період).

Південний степовий пояс антропоізації ландшафтів. Помітна антропоізація ландшафтів південного поясу почалася у скіфо-сарматський час. Тоді люди вже володіли вміннями перетинати широкі річки (аж до наводних мостів), тому для розселення скіфів, сарматів, пізніших степових кочовиків р. Дніпро неподоланим бар'єром не був. Крім того, за своїм впливом на ландшафти кочові культури півдня України не надто розрізнялись, і по обидва береги Дніпра цей вплив був загалом однаковим.

Впродовж тривалого часу (аж до кінця XVIII ст.) антропоізація степових ландшафтів України була пов'язана майже виключно з випасанням

худоби. Щодо глибини цього впливу серед науковців існують різні думки. Переважно історики за фахом вважають, що випасання худоби призводило до виснаження кормових ресурсів степу й це було причиною занепаду певних скотарсько-кочових культур, зокрема – скіфської. Натомість багато географів дотримуються іншої думки. Аналізуючи чисельність стада, його структуру, цикл і місця випасання худоби, вони доходять висновку що давні скотарі підтримували пасовищне навантаження на рівні, за якого виснаження степового ландшафту та його деградації не було (Романчук, 2005).

У пізньому середньовіччі (козацька доба) південний пояс України являв собою "зону фронтиру", населену представниками різних етносів: українських козаків, кримських татар, ногайців (Афанасьєв, 2012). Попри періодичні конфлікти між собою, вони переймали елементи природо користування один від одного. Як в українській, так і в татарській частинах степового "фронтиру" землеробство поступалось місцем скотарству. Вірогідно, пасовищне навантаження у ті часи було навіть меншим, ніж за часів скіфів. Із середини XVIII ст. ситуація докорінно змінилась і степи були мало не суцільно розорані. Через століття тут значно почастишали пилові бурі й посухи. Інтенсифікація землеробства та широкомасштабна іригація 1960–80-х років стимулювали низку негативних змін ландшафтів: дегуміфікацію, вторинне ослонцювання та засолення ґрунтів, їх ущільнення, втрату структурності та ін.

Послідовність форм антропізації ландшафтів південного поясу має вигляд: мисливці на бізона → степові кочівники → елементи осілого природокористування зі скотарством ("християнсько-ісламський фронтір") → масове розорювання (аж до суцільного) → інтенсифікація землеробства із широкомасштабною іригацією земель (сучасний період).

Відмінності та спільні риси в історії антропізації ландшафтів України в межах трьох поясів їх антропізації узагальнено в табл. 5.2.

Як можна помітити з табл. 5.2, загальний характер антропогенних змін ландшафтів у всіх трьох поясах антропізації був подібним. Він описується послідовністю: зміни біоти, спричинені мисливством → локальні зміни ґрунтів і біоти скотарством і землеробством → масове розорювання і фрагментація ландшафтів у регіональному масштабі → інтенсивне використання агро- та інших потенціалів ландшафтів (широкомасштабна меліорація, хімізація, інтенсивне рекреаційне, промислове та інші антропогенні навантаження). Елементи цієї послідовності можна розглядати як стадії антропізації ландшафтів України. Назвемо їх за іменами грецьких богів – покровителів видів

людської діяльності, які були провідним чинником на відповідній стадії антропоізації ландшафтів.

Таблиця 5.2

Послідовність історичних форм освоєння ландшафтів поясів антропоізації території України

Час, р. тому	Північний (лісовий) пояс	Середній (лісостеповий) пояс	Південний (степовий) пояс	Стадії антропоізації ландшафтів
400 тис		Полювання на мамонта		Стадія Артеміди (мисливська)
40 тис	Полювання на мамонта			
13-14 тис	Полювання на північного оленя та ін. копитних	Полювання на інших крупних копитних (зокрема, бізона)	Полювання на бізона	
10 тис		Трипільська і пізніша землеробсько-скотарські культури	Степові кочівники	Стадія Пана (скотарська)
5 тис	Спорадичне землеробство і скотарство	Спорадичне орне землеробство	Елементи ослого природокористування зі скотарством	
2 тис		Широкомасштабне вирубування лісів й їх конвертація в с.г. угіддя	Масове розорювання земель аж до суцільного	Стадія Деметри (землеробська)
1 тис	Широкомасштабне вирубування лісів й їх конвертація в с.г. угіддя	Інтенсифікація землеробства з меліораціями земель	Інтенсифікація землеробства з широко-масштабною іригацією	
250 тис	Осудувальні меліорації			Стадія Ареса (інтенсифікації ландшафтокористування)
200 тис	«Постмеліоративне»			
150 тис				
100 тис				
50 тис				
25 тис				
0				

Стадія Артеміди (покровительки мисливців) – зміни ландшафтів, спричинені полюванням спершу на тварин мамонтового комплексу, а після їх винищення в 13–14 тис. р. т. – на великих копитних (північного оленя в північному (лісовому) поясі антропоізації, бізона – в середньому та південному поясах). Стадія завершилась в усіх трьох поясах приблизно в один і той самий час – близько 3 тис. р. т.

Стадія Пана (покровителя пастухів і стад) – на своїй більшій площі ландшафти зазнають змін під впливом скотарства, локально – під впливом землеробства. В північному поясі антропоізації ця стадія тривала найдовше – до широкомасштабного вирубування лісів в кінці XIX ст. У середньому та південному поясах вона завершилась на 100 років раніше (див. табл. 5.1).

Стадія Деметри (богині родючості та хліборобства) – охоплює часовий проміжок від масового розорювання земель (у північному та середньому поясах воно відбувалось за рахунок винищення лісів) до початку їх інтенсивного використання з 1960-х років. Саме протягом цієї стадії природні та квазіприродні ландшафти в усіх зонах України були конвертовані в агроугіддя. Лісовий покрив зон мішаних, широколистих лісів став сильно фрагментованим, а в зоні лісостепу розпався на ізольовані ділянки. Оскільки ґрунтозахисні технології в цю стадію практично не застосовувались, на неї припадає спалах пилових бур, посух, ерозійних процесів.

Стадія Ареса (бога війни та битви) характеризується інтенсифікацією використання ландшафтів, в яких на попередніх стадіях їхньої антропізації природна чи близька до неї рослинність була знищена. Ця інтенсифікація мала різні форми (водні меліорації, хімізація землеробства, урбанізація та субурбанізація, надмірне транспортне, рекреаційне навантаження тощо) й виглядала, в тому числі й нині, як справжня битва людини за якнайповніше використання потенціалів ландшафтів. Здебільшого це призводило й призводить до їхньої деградації. Література з цього питання величезна, тому зупинятись на ньому не будемо.

Розділ 6

ЛАНДШАФТНО-ЕВОЛЮЦІЙНІ РЕГІОНИ УКРАЇНИ

6.1. Вступні зауваження.

Поняття ландшафтно-еволюційного регіону

**Поняття ландшафтно-
еволюційного регіону**

У попередніх розділах цієї книги вже наводились схеми різного роду регіонів та районування ландшафтно-еволюційного "навантаження". Ними, наприклад, є схема парагляціальної зональності України з відповідними зонами (див. підрозд. 2.3.2 і рис. 2.12), макросмуги широтної зональності (підрозд. 3.2, 3.3), абіотичні макрорегіони сучасного ландшафтогенезу (підрозд. 4.2.3 і рис. 4.9), пояси антропоізації ландшафтів (підрозд. 5.4) та деякі інші. Потреба у виділенні цих регіонів та схем районування зумовлена тим, що еволюційне становлення ландшафтів у різних регіонах України мало свої особливості. Відображення цієї регіональної специфіки потребувало укладення відповідних картосхем. Важлива мета цього розділу – узгодити ці схеми між собою й виділити регіони України, які являють собою "територіально-еволюційні цілісності", кожна з яких неповторна за еволюційними процесами і трендами формування сучасних ландшафтів. Такі регіони пропонується називати ландшафтно-еволюційними (Гродзинський, 2020). Оскільки це поняття є новим для ландшафтно-географії, доцільно зупинитись на методологічних аспектах, які його стосуються.

Ландшафтно-еволюційний регіон (далі ЛЕВ-регіон) – це територія, в межах якої впродовж часу становлення сучасних ландшафтів (тобто від палеоген-неогенового рубежу макроеволюції ландшафтогенезу й дотепер) переважав певний комплекс процесів і еволюційних тенденцій ландшафтогенезу, що й позначилось на устрої та рисах його сучасних ландшафтів. Інакше кажучи, ЛЕВ-регіон – це ареал з характерним складом вихідних поверхонь ландшафтогенезу (здебільшого – переважанням її певного одного або близьких типів, див. підрозд. 4.2.2), у межах якого домінували певні процеси становлення сучасних ландшафтів. Один ЛЕВ-регіон відрізняється від іншого насамперед за

складом та особливостями цих процесів, а вже у другу чергу – за власне ландшафтами, які в ньому представлені нині.

Головна відмінність ЛЕВ-регіону від фізико-географічного регіону (далі ФГ-регіону) полягає в тому, що ЛЕВ-регіон виділяється безпосередньо за еволюційними факторами ландшафтогенезу, тоді як ФГ-регіон – за уречевленими наслідками дії цих факторів, тобто за рисами та особливостями будови сучасних ландшафтів, які зумовлені їхнім генезисом і еволюцією. ЛЕВ-регіон є територією, своєрідною за еволюційними процесами та трендами, які в ній мали місце в неогені й плейстоцені. Натомість ФГ-регіон – це територія, в якій ландшафти, що її складають, мають спільне походження (принаймні такими їх декларують автори схем ФГ-районувань – див., наприклад, Маринич, Шищенко, 2003). Слід також врахувати й те, що походження ФГ-регіону може бути зумовлене не тільки еволюційними процесами і трендами, а й чинниками іншого ґатунку (наприклад, літогенною основою, вік якої може бути палеогеновими або й давнішим). Образно висловлюючись, ЛЕВ-регіон – це арена недавніх стихій, ФГ-регіон – це територія структурованої впорядкованості.

ЛЕВ- та ФГ-регіони уособлюють два ракурси пізнання ландшафтогенезу: при виділенні ЛЕВ-регіонів пріоритетного значення надається еволюційним процесам і тенденціям, а при виділенні ФГ-регіонів – ландшафтам, створеним цими процесами.

Якщо вважати фізико-географічне (ландшафтне) районування за комплексне узагальнення ландшафтного устрою регіону, то ЛЕВ-регіони та їхня схема можуть розглядатися як його складова. Схема ЛЕВ-регіонів має бути врахована при обґрунтуванні схеми фізико-географічного (ландшафтного) районування. Це важливо з огляду на те, що фізико-географічне районування у своїй східноєвропейській традиції наголошує на генетичному підході як основи виділення його таксонів та самої схеми (К. І. Геренчук, О. М. Маринич, А. Ріхлінг, П. Г. Шищенко та ін.). Згідно з цією тезою ФГ-регіони різного рангу мають відзначатися "генетичною цілісністю та однорідністю". Але сутність обох цих якостей окреслена дуже непевно. Використання ЛЕВ-регіонів у ФГ-районуванні надає чіткості й змістової визначеності його "генетико-еволюційному" принципу.

Виділення регіонів, специфічних не стільки за об'єктами районування, скільки за чинниками їхнього формування, пропонувалось у різних природничо-географічних науках. Так, у ґрунтознавстві цей підхід був використаний М. А. Глазовською (1973) в її концепції ґрунтово-генетичного регіону (для всього Світу вона виділила 8 типів таких

регіонів). Згодом О. М. Геннадієв (1990) для Східноєвропейської рівнини та північного схилу Великого Кавказу виділив 4 типи таких регіонів: льодовикові рівнини з ґрунтами, які зберегли сліди постгляціального розвитку; позальодовикові (лесові) підвищені рівнини степових областей; приморські молоді низовини пустельно-степових областей; високігірні лучні ті лісо-лучні області. Як можна бачити з наведених назв "ґрунтово-генетичних" регіонів О. М. Геннадієва, вони виділяються не стільки за генезисом ґрунтів, скільки за загальними геолого-геоморфологічними і біогеографічними чинниками, які його визначають.

У палеогеографії виділення регіонів за подібністю природних процесів, що відбувались у них у плейстоцені, виділяв М. Ф. Веклич у легендах стратиграфічних схем плейстоценових відкладів України (Веклич и др., 1993).

У геоморфології виділення регіонів за принципом подібності в їх межах ендо- та екзогенних рельєфотворних процесів протягом неотектонічного етапу та його дрібніших періодів реалізувала для України В. П. Палієнко (1992). Виділяючи регіони такого типу, вона орієнтувалась на однотипний характер зміни знаку та швидкості неотектонічних рухів. Регіони, отже, виділяються головню за історією цих змін, а не за рельєфом, який ними створений.

Ландшафтно-еволюційне районування

Рівнинні та гірські території дуже різняться не тільки за своїми ландшафтними покривами, а й за процесами ландшафтогенезу. Тому таксонами найвищого рангу ЛЕВ-районування вважатимемо рівнинні та гірські регіони. Їх на території України три: Східноєвропейський рівнинний, Карпатський та Кримський гірські. З огляду на їхні розміри та з урахуванням європейських термінологічних традицій у галузі фізико-географічного районування (Maciejowski, 2009), вважатимемо, що Східноєвропейський рівнинний регіон відповідає статусу мегарегіону, а обидва гірські регіони в межах України мають статус мезорегіону й входять до Альпійсько-Гімалайського мегарегіону.

Для рівнинної частини території України за час після палеоген-неогенового рубежу макроеволюції ландшафтів визначальний вплив на формування загального територіального плану її ландшафтного устрою відіграли зледеніння плейстоцену. На таку само важливу роль могли б претендувати й морські трансгресії, які на початку етапу неогенової передісторії сучасного ландшафтогенезу України (в меотісі) охоплювали значні площі в її південній і південно-західній частинах (Сарматське,

Меотичне, Понтичне моря). Як і льодовики, морські трансгресії поділяють територію України на два великі регіони – ті, що за весь час формування сучасних ландшафтів (тобто від початку неогену) розвивались виключно в субаеральних умовах, й ті, що перекивались морями. Уявлення про обриси та площу цих регіонів дає рис. 4.1. Процеси ландшафтогенезу (зокрема гало- і гідроморфізму) в цих двох регіонах мали б бути різними. Частково так воно й є, але могутній процес лесонагромадження в плейстоцені практично повністю поховав під створеною ним товщею вплив морських трансгресій неогену на сучасний ландшафтогенез.

Денудаційні процеси, стимульовані зледеніннями, мали не менше значення для формування ландшафтів, ніж акумулятивні процеси. Наприклад, Товтрове пасмо (бар'єрний риф Сарматського моря, створений 15–18 млн р. т.) так і лишилося б практично похованим під потужним шаром пізніших морських піщано-глинистих відкладів, якби не плейстоценові зледеніння, під час яких сильні вітри знесли ці відклади й виокремили пасмо як доволі чітко окреслений орографічний елемент Подільської височини. Отже, "автором" сучасних Товтр слід вважати не тільки морські колоніальні організми, накопичення яких у тортоні створило вапняковий риф, а й вітри плейстоценових зледенінь, які немов підняли його з орографічного небуття й явили світу цей унікальний природний феномен.

Отже, з двох макромасштабних процесів покривного характеру, зледенінь і трансгресій плейстоценові зледеніння розглядатимемо як провідний чинник, який визначив найголовніші риси територіальної диференціації процесів ландшафтогенезу на всій рівнинній території України. Натомість вплив на сучасний ландшафтогенез морських трансгресій неогену (їх відкладів та створеного рельєфу) був істотно нівельований плейстоценовою акумуляцією лесів.

Цьому висновку не суперечить та обставина, що на території України зледеніння не мали такого яскравого прояву, як у Скандинавії чи на півночі Східноєвропейської рівнини. Шар льоду дніпровського льодовика не був тут таким потужним, а на його периферії він, можливо, й не мав покривного характеру, а містив численні лакуни й являв собою арену, густо вкриту льодовими шапками, сніжниками, між якими були ділянки відкритого глибоко промерзлого ґрунту. Але з погляду як плейстоценового, так і голоценового ландшафтогенезу важливими є не параметри льодовикового тіла, а процеси, які з ним були й до певної міри лишаються пов'язаними. Йдеться про формування розлогих піщаних арен, утворення кінцево-моренних пасом, поширення піщаних

дюн, виникнення мережі озер з їх подальшим розвантаженням, закладення та перебудови річкової мережі тощо. Із цими процесами та їх наслідками тісно пов'язані й зміни ґрунтово-біотичного покриву, про що йшлося в підрозд. 2.3.2, 3.3.2, 4.2.2. В ареалі, який не зазнав зледеніння, відбувались зовсім інші процеси й поставали інші ландшафти.

6.2. Схема ландшафтно-еволюційного районування України

За складом та особливостями процесів ландшафтогенезу рівнинну частину території України (як і всю Східноєвропейську рівнину) поділяємо на два ЛЕВ-макрорегіони: льодовикових і позальодовикових рівнин. Як було зазначено вище, такий поділ був зроблений ще 1866 р. Ф. І. Рупрехтом, який розрізняв в Європейській Росії дві області: "ератичну область ялини" та "область чорнозему". З погляду становлення сучасних ландшафтів два вказані регіони мають у межах України свої особливості.

Для регіону з характерним комплексом процесів, пов'язаних зі зледеніннями, важливішу роль для сучасного ландшафтогенезу відігравав не власне льодовик, а його деградація й танення. Тому цей ЛЕВ-регіон краще назвати не льодовиковим, а польодовиковим (постгляціальним), підкреслюючи цим також і те, що його сучасні ландшафти сформувались у польодовиковий час (усі їх нуль-моменти належать до пізнього плейстоцену й голоцену, див. підрозд. 4). Цьому ЛЕВ-регіону відповідає Українське Полісся, тому назвемо його Поліським польодовиковим ЛЕВ-макрорегіоном. Його контури збігаються з виділеним у підрозд. 4.2.3 Поліським польодовиковим абіотичним макрорегіоном сучасного ландшафтогенезу (див. рис. 4.9). Визначальною особливістю позальодовикового регіону ("області чорнозему" Ф. Рупрехта) є активне нагромадження лесів у плейстоцені. Через це назвемо цей регіон Українським лесовим ЛЕВ-макрорегіоном. Його обриси збігаються з Українськими лесовим абіотичним макрорегіоном (див. рис. 4.9).

Територіальна диференціація процесів ландшафтогенезу в межах двох названих рівнинних ЛЕВ-макрорегіонів України контролювалась різними чинниками. Їх врахування лежить в основі складеної схеми ЛЕВ-районування України, у якій виділено різнорангові ЛЕВ-регіони й виконана їх типологія (рис. 6.1).



Рис. 6.1. Схема ландшафтно-еволюційних регіонів України:

Рівнинні ЛЕВ-регіони:

Г – Поліський льодовиковий ЛЕВ-макрорегіон:

Мезорегіони:

- 1(G-mz) – Волино-Поліський моренно-зандровий,
- 2(G-h) – Прип'ятський гідроморфний,
- 3(G-z) – Житомирсько-Поліський зандровий,
- 4(G-mz) – Дніпровсько-Деснянський моренно-зандровий,
- 5(G-z) – Малополіський зандровий.

Л – Український лесовий ЛЕВ-макрорегіон:

Середня макросмуга

Мезорегіони:

- 6(L-fu) – Волинський лесово-льодовиковий височинний,
- 7(L-fr) – Верхньодністровський лесово-льодовиковий рівнинний,
- 8(L-fr) – Бердичівський лесово-льодовиковий рівнинний,
- 9(L-fu) – Правобережно-Дніпровський лесово-льодовиковий височинний,
- 10(L-ft) – Дніпровський лесово-льодовиковий терасовий,
- 11(L-fr) – Полтавський лесово-льодовиковий рівнинний,
- 12(L-er) – Подільсько-Придніпровський посічених височин: 12-а – Західноподільський переважно лісовий, 12-б – Придніпровський постагрікультурного остепення (лісостеповий), 12-с – Кодимо-Інгулецький лучно-степовий,
- 13(L-er) – Середньоруський посічених височин.

Південна макросмуга

Мезорегіони:

- 14(L-mx) – Бужакський мезоксеротичних посічених рівнин,
- 15(L-mx) – Дніпровсько-Дністерський мезоксеротичних рівнин,
- 16(L-mx) – Самарський мезоксеротичних посічених рівнин,

- 17(L-mxu) – Середньоруський мезоксеротичний височинний,
18(L-mxu) – Донецький мезоксеротичний височинний,
19(L-mxu) – Приазовський мезоксеротичний височинний,
20(L-x) – Центральнопричорноморський ксеротичний рівнинний,
21(L-h) – Присиваський ксеро-субаридний гало-гідроморфний низинний:
21-a – Асканійський, 21-b – Сиваський, 21-c – Північнокримський,
22(L-xu) – Рівнинно-Кримський ксеротичний височинний,
23(Ps) – Нижньодніпровський піщаних низин.

Гірські ЛЕВ-мезорегіони:

- 24(T-hl) – Передкарпатський гідроморфно-літоморфний терасовий,
25 (M) – Карпатський гірський,
26(T-h) – Закарпатський гідроморфний низовинний,
27 (M) – Кримський гірський.

Нижче подано стислу характеристику ЛЕВ-мезорегіонів України.

6.2.1. Поліський польодовиковий ЛЕВ-макрорегіон

Поліський польодовиковий ЛЕВ-макрорегіон характеризується комплексом процесів, генерованих деградацією та таненням дніпровського льодовика. У різних частинах цього макрорегіону склад ландшафтоформувальних процесів і співвідношення між ними було дещо різним. На цій підставі в межах Поліського ЛЕВ-макрорегіону виділено три типи ЛЕВ-мезорегіонів: моренно-зандрові, зандрові, озерно-алювіальні.

ЛЕВ-мезорегіони моренно-зандрового типу (G-mz) лежать у межах територій, які покривались льодовиком, і тому тут набули поширення моренні відклади піщано-супіщаного, в деяких геохорах – суглинкового складу з гранітними, кварцитовими, кремнієвими валунами. Моренні відклади сформували недовгі пасма, горби, вали, а між ними – міжпасмові зниження й долини (див. рис. 4.5). Поряд із суто льодовиковими відкладами та формами рельєфу, поширення набув і зандровий процес з відповідними йому піщаними аренами. Чергування в моренно-зандрових регіонах піщаних і супіщано-суглинстих відкладів, підвищених і знижених морфохор зумовило розвиток різних ґрунтоутворних і біоценотичних процесів і доволі строкатий їхній територіальний розподіл.

На піщаних зандрових відкладах переважав підзолистий і дерновий процес ґрунтоутворення й формування соснових та дрібнолистих лісів. На валунних суглинках був можливим також розвиток гумусоаккумулятивного процесу, що привело до формування в окремих геохорах сірих опідзолених ґрунтів. На них могли формуватися грабові діброви. Еволюція ландшафтів моренно-зандрових ЛЕВ-регіонів проходила й

проходить уздовж псамоморфних і гідроморфних генетико-еволюційних рядів (буде розглянуто в підрозд. 8.2.1 і 8.2.2).

У Поліському польодовиковому ЛЕВ-макрорегіоні вирізняється два моренно-зандрові ЛЕВ-мезорегіони: Волинсько-Поліський 1(G-mz) і Дніпровсько-Деснянський 4(G-mz). Їхні межі наведено на рис. 6.1.

ЛЕВ-мезорегіони зандрового типу (G-z) характеризуються переважанням процесів відкладання піщаного матеріалу, принесеного потоками талих льодовикових вод. Льодовик у межі цих регіонів не заходив, тому моренних відкладів і форм рельєфу в них немає. Ґрунти і рослинність формувались на піщаному субстраті. Через це чорноземні та сірі опідзолені ґрунти в ЛЕВ-регіонах типу G-z не виникали, хоча кліматичні умови, що були сприятливими для гумусоаккумулятивних процесів, складались тут протягом голоцену неодноразово. Відповідно, sukcesія рослинності не досягала стадії грабових дібров. Піщаний субстрат – головний лімітуючий чинник розвитку ландшафтів у ЛЕВ-регіонах зандрового типу. Він також визначив провідний фактор еволюції ландшафтів: вона проходила вздовж псамоморфних рядів, які, втім, укорочені й до стадій сублімаксів не доходили. Поряд із піщаними алювіальними терасами ЛЕВ-мезорегіони зандрового типу – головні арили піщаного ландшафтогенезу на території України.

У Поліському польодовиковому ЛЕВ-макрорегіоні є два зандрові ЛЕВ-мезорегіони: Житомирсько-Поліський 3(G-z) і Малополіський 5(G-z).

ЛЕВ-мезорегіон озерно-алювіального типу (G-h) в Українському Поліссі тільки один – Прип'ятський гідроморфний 2(G-h). Він вирізняється значним розвитком процесів, зумовлених надмірним зволоженням субстрату й ґрунтів. Ці процеси домінували в Прип'ятському мезорегіоні протягом усього голоцену й пізнього плейстоцену – принаймні, починаючи з післядніпровського підетапу етапу плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу.

Існує гіпотеза, що в плейстоцені значна частина басейну сучасної р. Прип'ять являла собою улоговину, яка під час танення дніпровського льодовика була заповнена водою й утворилось велике Поліське озеро (Мандер, 1973; Пазинич, 2007). У процесі його розвантаження (на думку В.Г.Пазинича, це сталось під час танення валдайського льодовика) спершу утворився каскад озер, потім сформувалась дуже густа річкова мережа. Внаслідок близького рівня залягання ґрунтових вод швидкими темпами відбувались процеси заболочування, оглеювання ґрунтів, а через неглибокий вріз річок – неодноразові перебудови їхньої мережі. Усе це спричинило дуже високу гідро-

морфність ландшафтів Прип'ятського ЛЕВ-мезорегіону. Еволюція ландшафтів проходила тут уздовж одного ряду – гідроморфного. Водночас напрямок еволюційних змін уздовж нього неодноразово змінювався: у більш ксератичні часи еволюція мала прогресивний, у вологіші часи – регресивний характер.

6.2.2. Український лесовий ЛЕВ-макрорегіон

Породи лесової формації поширені на майже 2/3 території України. Вони вкривають собою дуже різні породи (піски, глини, вапняки, граніти та ін.) й поширені на різних поверхнях: від приморських акумулятивних низин до найвищих у рівнинній Україні денудаційних височин (див. рис. 4.6, 4.7). Як було вказано в підрозд. 4.2.2, вплив лесових порід на еволюційні процеси ландшафтогенезу має подвійний характер. З одного боку, ці породи володіють особливостями, які зумовлюють процеси, що проявляються практично незалежно від того, де й на чому залягають леси. Це передусім стосується гумусоакумулятивного процесу, водної ерозії, просідання земної поверхні. Леси, отже, виконують своєрідну "нівелювальну" функцію у формуванні ландшафтного покриву рівнин. Але з другого боку, ґрунти на лесах і лесових суглинках відзначаються високою сенсорністю (чутливістю) до кліматичних умов (Соколов, 1984). Через неї варіації зволоження, теплозабезпеченості, океанічності-континентальності клімату помітно позначаються на складі та інтенсивності багатьох процесів ґрунтоутворення, які проходять на лесових породах. Морфологія рельєфу земної поверхні лесового ЛЕВ-регіону також відіграє роль у територіальній диференціації процесів ландшафтогенезу. Все це спричиняє високу контрастність і різноманіття ландшафтного покриву Українського лесового ЛЕВ-макрорегіону, зокрема чергування тут лісових і лучно-степових геохор.

Отже, лесовий покрив, хоч і відносно гомогенний за своїми літологічними ознаками, являє собою арену, на якій розгортання процесів голоценового ландшафтогенезу істотно контролювалось (і контролюється нині!) кліматом і рельєфом. Свою роль відіграє також парагляціальна зональність, а саме широтні смуги лесових порід, які дещо відрізняються за своїми літологічними та галогеохімічними властивостями (див. рис. 2.12, 4.7).

Врахування вказаних чинників, а також особливостей голоценової історії ландшафтів дає підстави виділити в межах Українського лесового ЛЕВ-макрорегіону два великі ареали субширотного простягання: серединну та південну лесові макросмуги. Про них вже неодноразово

згадувалось раніше, але більш ґрунтовне обговорення їхнього змісту та меж зробимо у цьому підрозділі.

Загалом за особливостями еволюційного становлення сучасних ландшафтів усю рівнинну частину території України можна поділити на три макросмуги: північну, серединну та південну. У становленні ландшафтів північної макросмуги провідну роль відіграли плейстоценові зледеніння, а в голоцені – піщаний субстрат, який був ними створений і передумовив процеси ґрунтоутворення (дерновий, підзолистий, глейовий), а також сукцесії рослинності (вздовж псамоморфного та гігроморфного рядів). У схемі ЛЕВ-районування України ця макросмуга відповідає Поліському польодовиковому макрорегіону (див. рис. 6.1), а у схемі її фізико-географічного районування – зоні мішаних лісів.

Дві інші макросмуги України – лесові. Склад та інтенсивність процесів ландшафтогенезу в їхніх межах поступово змінюються у південному напрямку, утворюючи немов градієнт від процесів мезо- до процесів ксероморфізації ландшафтів і від колообігу детритного типу до колообігу пасовищного типу. Тому межа між серединною та південною макросмугами України має доволі умовний характер і являє собою перехідну смугу, екотон.

По-суті, такий самий характер має межа між зонами лісостепу й степу. У схемах фізико-географічного районування України її проведено вздовж межі між чорноземами типовими і чорноземами звичайними (Маринич, Шищенко 2003; Ландшафти: карта, 2007 та ін.). Однак якщо спиратися не на класифікаційну належність сучасних ґрунтів, а на процеси, які визначали сучасний ландшафтогенез, то положення "зональної" межі в лесовому ЛЕВ-макрорегіоні визначається за іншим критерієм. Ця межа має відповідати лінії, вздовж якої відбувається якісний стрибок у перебігу процесів ландшафтогенезу або принаймні їх провідного процесу. Для ландшафтів лесових рівнин помірного поясу таким процесом є гумусоаккумулятивний. Він немов віддзеркалює гідротермічні умови ландшафтогенезу, співвідношення ролі детритних (лісових) та трав'яних геохор у ландшафтному покриві, інші процеси. Гумусоаккумулятивний процес притаманний усім зональним ландшафтам лесового ЛЕВ-макрорегіону України. Втім його інтенсивність тут неоднакова й змінюється в широтному напрямку. Характер цієї зміни має дзвоноподібну форму: від його невисоких значень на межі з поліськими ландшафтами й до максимуму у смузі з найбільш гумусованими чорноземами. На південь від цієї смуги інтенсивність нагромадження гумусу знову спадає аж до її мінімальних значень у приморських марітимних геохорах.

Лінія, яка розділяє лесовий ЛЕВ-макрорегіон на його області з різноспрямованим градієнтом гумусоаккумулятивного процесу, пролягає у смузі, де переважають чорноземи потужні середньогумусні – як типові, так і звичайні. Тобто у цій смузі досягається максимум інтенсивності утворення та нагромадження гумусу. Отже, межа між серединною та південною ЛЕВ-макросмугами зміщена на південь щодо традиційної межі між зонами лісостепу і степу. Ширина цього зміщення сягає в середньому декілька десятків кілометрів (див. рис. 6.1).

Серединна ЛЕВ-макросмуга

Мезорегіони лесово-льодовикового типу (L-f) серединної ЛЕВ-поширені в північній частині серединної ЛЕВ-макросмуги. Вони являють собою височини та середньовисотні рівнини, в яких водно-льодовикові відклади перекриті молодшими лесовими породами, вклинюються в лесову товщу, заміщуючи одновіковий їм горизонт лесу. Як було вказано вище, М. О. Куниця (2007) називав такий ареал лесовим льодовиковим районом України. Лесові породи цього ареалу мають здебільшого супіщаний і легкосуглинковий гранулометричний склад (див. рис. 4.7). Такий само склад мають ґрунти лесово-льодовикових рівнин. Супіщаний і легкосуглинковий гранулометричний склад ґрунто-підґрунтя дещо стримував гумусоаккумулятивний процес у голоцені, сприяв опідзолюванню й іншим процесам структурної диференціації профілю ґрунтів. Як наслідок – сучасні ґрунти тут представлені опідзоленими текстурно-диференційованими ґрунтами (ясно-сірими та сірими) і ґрунтами гумусоаккумулятивного ряду (темно-сірими і чорноземами типовими).

В ареалі лесово-льодовикових рівнин простежується широтний градієнт зволоження, що позначилось на зменшенні у східному напрямку інтенсивності процесу опідзолювання за одночасного наростання інтенсивності гумусоаккумулятивних процесів. У підсумку краща зволоженість правобережних лесово-льодовикових ЛЕВ-мезорегіонів в усі міжльодовиків'я й у голоцені сприяла тут розвитку деревної рослинності, а супіщано-суглинковий склад опідзолених ґрунтів – поширенню широколистих порід. У лівобережних ЛЕВ-мезорегіонах також переважали широколисті ліси, хоча більшого розвитку тут набули лучні степи. Із субатлантики голоцену вони тут розвивались на чорноземах типових.

До ЛЕВ-мезорегіонів лесово-льодовикового типу належать Волинський височинний 6(L-fu), Верхньодністровський рівнинний 7(L-фр), Бердичівський рівнинний 8(L-фр), Правобережно-Дніпровський височинний 9(L-fu), Дніпровський терасовий 10(L-ft), Полтавський рівнинний 11(L-фр). Їх місцеположення показано на рис. 6.1.

Мезорегіони лесових сильнопосічених височин (L-er) відповідають Подільській, Придніпровській височинам і відрогам Середньоруської височини. На схемі ЛЕВ-районування України (див. рис. 6.1) виділено два ЛЕВ-мезорегіони цього типу: Подільсько-Придніпровський (12-L-er) і Середньоруський північний (13-L-er).

Попри те, що ландшафти цих ЛЕВ-регіонів мають неоднакову неогенову передісторію (про це, зокрема, свідчать різні абіотичні нуль-моменти ландшафтогенезу, див. рис. 4.1–4.3), спільним для них є значна вертикальна та горизонтальна посіченість поверхні.

Закладена в пліоцені й на початку плейстоцену річкова та балкова мережі слугували важливими каналами біотичних міграцій, а також виконували роль рефугіумів під час етапу плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу (див. підрозд. 2.3.3). Зокрема, ці мережі значно сприяли розселенню широколистих видів дерев у теплі етапи плейстоцену. Пізніше, в субатлантику голоцену, вони відіграли важливу роль і в поширенні та ецезисі широколистих порід, чим і визначили просторову картину лісового покриву України.

На лесових височинах співвідношення між гумусоакумулятивним і підзолистим процесами ґрунтоутворення істотно залежало від посіченості поверхні. На схилах завдяки кращому зволоженню домінували процеси опідзолювання та інші процеси текстурної диференціації профілю ґрунтів. Це привело до формування тут лісових опідзолених ґрунтів (в субатлантику – ясно-сірих і сірих). На вирівняних ділянках, а також пологих схилах височин домінував гумусоакумулятивний процес, а в суббореалі голоцену в ареалі розселення трипільців тут набув розвитку процес постагрікультурного остепнення ландшафтів (див. підрозд. 5.3), який також означав інтенсифікацію гумусоутворення. За співвідношенням між гумусоакумулятивним і підзолистим процесами ґрунтоутворення, а також за розвитком ерозійних процесів у постагрікультурний період територію Подільсько-Придніпровського ЛЕВ-мезорегіону можна поділити на три субрегіони: 12-а – Західноподільський переважно лісовий, 12-б – Придніпровський постантропогенного остепнення (лісостеповий) 12-с – Кодимонгулецький лучно-степовий (див. рис. 6.1).

Південна ЛЕВ-макросмуга

Мезорегіони мезоксеротичних чорноземних рівнин (L-тх) загалом відповідають ареалу ландшафтів різнотравно-типчаково-ковилиових степів на чорноземах звичайних малогумусних. Звісно, у більш ранні еволюційні етапи ландшафто-

генезу ґрунти і рослинність у регіонах типу *L-тх* були представлені іншими видами. Але в цих регіонах зміни ґрунтів і рослинності були загалом синхронними, а їх амплітуда з кінця пліоцену обмежувалась коливаннями між степовими і лісостеповими ландшафтами (Веклич, Сиренко Н. А., 1976; Герасименко, 2004; Сиренко Е. А., 2017). Через це даний тип ЛЕВ-мезорегіонів і був названий нами мезоксеротичним, попри те, що сучасні кліматичні умови тут посушливі. Ліси в мезоксеротичних чорноземних рівнинах були поширені на схилах річок і балок. На плакори вони виходили (якщо це й справді було) лише в найвологіші та прохолодні етапи. Серед процесів ґрунтоутворення переважав або дерновий (у холодні етапи плейстоцену), або гумусоаккумулятивний процес. Галоморфізму ландшафти цього типу не зазнавали.

З наведеного стислого опису ЛЕВ-регіонів типу *L-тх* можна бачити, що вони мали б репрезентувати собою європейський степ у найповнішому його виразі. На жаль, практично суцільне розорювання земель Причорномор'я у ХІХ ст. не залишило зразків натуральних цілинних степів, на яких би не позначився вплив людини.

В Українському лесовому ЛЕВ-макрорегіоні виділяються три ЛЕВ-мезорегіони мезоксеротично-чорноземного типу: Буджакський мезоксеротичних посічених рівнин 14(*L-тх*), Дніпровсько-Дністерський мезоксеротичний рівнинний 15(*L-тх*) і Самарський мезоксеротичних посічених рівнин 16(*L-тх*).

Мезорегіони мезоксеротичних чорноземних височин (L-тх_и).

Внаслідок свого вищого гіпсометричного положення, а також значно більшої вертикальної та горизонтальної посіченості височини південної макросмуги України (Приазовська, Донецька, відроги Середньоруської височини) відрізняються від прилеглих до них із заходу мезоксеротичних рівнин низкою еволюційних рис. Зокрема, вони мають значно тривалішу історію останнього субаерального розвитку, оскільки, на відміну від причорноморських рівнин, не покривались водами пліоценових морів (див. рис. 4.1). Власне, в межах України формування ландшафтів ксеротичного трав'яного типу (степових) розпочалося в середньому сарматі з Приазов'я (мезорегіон 19(*L-тх_и*) на рис. 6.1). Тоді як на мезоксеротичних рівнинах, розташованих між Дунаєм і Дніпром (мезорегіони № 14–15, 20, див. рис. 6.1), цей процес розпочався пізніше – з кінця сармату-початку меотісу (пізній міоцен). Причому, на думку А. Г. Негру (1972), ядром формування біоти цих регіонів були Балкани, тоді як саваностеги Приазов'я сформувались на основі

передньоазійської міоценової флори. Інша важлива відмінність між височинами і рівнинами південної макросмуги України у становленні їхніх ландшафтів стосується етапу плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу. У міжльодовиків'я участь лісових геохор у ландшафтному покриві лесових височин була вищою, ніж на лесових рівнинах. Цьому сприяла посіченість рельєфу височин, яка надавала потрібні для існування лісу кліматичні ніші. Вірогідно, й під час холодних етапів плейстоцену на цих височинах могли існувати рефугіуми ксеротермних рослин (див. підрозд. 2.3.3).

Трьом височинам, розташованим у південній ЛЕВ-макросмузі України, відповідають три її ЛЕВ-мезорегіони: Середньоруський мезоксеротичний височинний 17(L-тх), Донецький мезоксеротичний височинний 18(L-тх), Приазовський мезоксеротичний височинний 19(L-тх).

Мезорегіон ксеротичних чорноземних рівнин (L-x) від мезорегіонів мезоксеротичних чорноземних рівнин (L-тх) відрізняється більш вирівняним рельєфом, розвитком суфозійних форм (подів і западин). У становленні його сучасних ландшафтів важливу роль відіграли (й досі відіграють) процеси гідро- та галоморфізму, що пов'язано з постійним протягом плейстоцену його тектонічним опусканням (Палиєнко 1992), а також ефектами імпульверизаційного надходження солей із Чорного моря (Новікова, 2010). Більш ксеротичні умови цього мезорегіону спричинили формування тут чорноземів південних і менш багатих за видовим складом типчаково-ковилових степів. Тип ЛЕВ-мезорегіонів L-x представлений у межах України одним мезорегіоном: Центрально-причорноморським ксеротичним 20(L-x).

Хоча Дніпро поділяє Центральнопричорноморський ЛЕВ-мезорегіон на дві його близькі за площею частини, однак вони є доволі близькими за історією становлення ландшафтів, а також за сучасним ландшафтним покривом. Через це як два окремі ЛЕВ-мезорегіони їх виділяти не вистачає підстав. Хіба що, можливий поділ Центрально-причорноморського ЛЕВ-мезорегіону на два субмезорегіони: Інгуло-Інгулецький на правобережжі Дніпра та Дніпро-Молочний – на його лівобережжі.

Мезорегіон ксеро-субаридних галоморфних низин (L-h) – наймолодший за часом виникнення наземного субстрату регіон України (див. рис. 4.1), арена домінування галоморфних і галогідроморфних процесів ландшафтогенезу, найпосушливіша область України, яка за критеріями аридності може бути віднесена до субаридних територій (Кривульченко, 2005). У вологіші етапи плейстоцену і голоцену тут

панував ксероморфний режим зволоження, тому цей мезорегіон і був нами названий ксеро-субаридним. ЛЕВ-регіонів такого типу в Україні тільки один – Присиваський галогідроморфний низинний 21(L-h). За інтенсивністю процесів галогідроморфізму він поділяється на три ЛЕВ-субмезорегіони: 21-а – Асканійський, 21-б – Сиваський (найбільш молодий з найінтенсивнішими процесами гало- і гідроморфізму), 21-с – Північнокримський.

Мезорегіон ксеротичних чорноземних височин (L-х_и) відповідає Рівнинному Криму. Особливості становлення його ландшафтів дещо подібні до ландшафтогенезу мезоксеротичних чорноземних височин, тип яких L-тх_и було розглянуто вище (мезорегіони № 17–19, див. рис. 6.1). Відмінності полягають у більш ксеротичних умовах Рівнинного Криму, що зокрема позначилось на тому, що тут переважають чорноземи південні, а не звичайні. Заглиблення у плейстоцені русел рівнинно-кримських річок у вапнякову товщу призвело до їх обміління й еволюції у сухоріччя. Тому на відміну від чорноземних височин типу L-тх_и у Рівнинному Криму байрачних лісів немає. Значна посіченість рельєфу, особливо на Тарханкутській височині, а також мала потужність лесових суглинків, спричинила розвиток ерозійних та інших процесів літоморфізації ландшафтів. Визначальними для еволюції ландшафтів цього ЛЕВ-мезорегіону є її перебіг уздовж елювіальних і транзитних літогенних генетико-еволюційних рядів (див. підрозд. 8.3, 8.4).

Мезорегіон піщаних низин (Ps) – це Нижньодніпровські (Олешківські) піски. Він являє собою арену ландшафтних сукцесій уздовж псаморфних рядів. Частими тут є й постпірогенні сукцесії.

6.2.3. Співвідношення схем ландшафтно-еволюційного та фізико-географічного районування України

Ландшафтно-еволюційне та фізико-географічне районування різняться за своїм змістом: ЛЕВ-регіони виділяються безпосередньо за еволюційними процесами ландшафтогенезу, а ФГ-регіони – за наслідками цих процесів, тобто генетичною подібністю ландшафтів. Відповідно, неоднаковими мають бути й схеми цих двох видів районувань. Як можна бачити з підрозд. 6.2.1, 6.2.2, так воно й є. Разом із тим між ЛЕВ- та ФГ-районуванням існує й чимало точок дотику, оскільки обидва вони спираються на чинники ландшафтогенезу. Ця обставина визначає певну подібність схем ЛЕВ- та ФГ-районування.

Найбільша подібність між цими схемами простежується в Поліссі. З п'яти ЛЕВ-мезорегіонів Поліського ЛЕВ-макрорегіону чотири мають своїх відповідників у схемі ФГ-районування України¹⁸. Так, Волинсько-Поліський ЛЕВ-мезорегіон загалом відповідає Волинському Поліссю, Житомирський ЛЕВ-мезорегіон – Житомирському Поліссю, Дніпровсько-Деснянський ЛЕВ-мезорегіон – Київському, Чернігівському та Новгород-Сіверському Поліссю, Малополіський ЛЕВ-мезорегіон – Малому Поліссю, яке, втім, у схемі ФГ-районування України віднесене до зони широколистих лісів. Прип'ятський ЛЕВ-регіон не має свого відповідника у схемі ФГ-районування України. Він "відсікає" північні частини ФГ-областей Волинського та Житомирського Полісся, де домінують болотні та лучно-болотні геохори. Показово, що у схемі геоморфологічного районування України на рівні району виділяється Верхньоприп'ятська алювіальна (терасна) рівнина (Палієнко та ін., 2004), контури якої подібні до контурів Прип'ятського ЛЕВ-регіону на рис. 6.1. Слід звернути увагу й на те, що у схемі фізико-географічного районування Білорусі Прип'ятське Полісся також виділяється як окремий ФГ-район: у номенклатурі одиниць ФГ-районування Білорусі він має номер 845.4 (Марцинкевич и др., 2001). Прип'ятський ЛЕВ-регіон у межах України та Прип'ятське Полісся в межах Білорусі становлять один цілісний природний регіон.

Принципово різне тлумачення у схемах ФГ- і ЛЕВ-районування України отримують зони широколистих лісів і лісостепу. Якщо у схемі ФГ-районування виділяються обидві ці зони, то у схемі ЛЕВ-районування їм не знаходиться місця. Пояснення цієї розбіжності полягає в тому, що ФГ-районування віддзеркалює сучасний зональний устрій певного регіону. Нині в межах України існують і зона широколистих лісів, і зона лісостепу з межею між ними, яка встановилась у субатлантиці голоцену. Ця зональна структура й відображена у схемі ФГ-районування (Маринич, Шищенко, 2003). Однак в еволюційному ракурсі, який і висвітлює схема ЛЕВ-районування, ареал сучасних зон широколистих лісів і лісостепу (серединна макросмуга) являє собою арену, на якій протягом плейстоцену і навіть голоцену відбувались істотні зміни зональної структури ландшафтів. Тут немов точилась боротьба за площу між лісовими, лучно-степовими і степовими ландшафтами, й обриси, яких набували їхні зони, були доволі різними в різні часи. Власне, для окреслення території, в межах якої відбувались ці зональні перебудови,

¹⁸ Тут і далі назви таксонів ФГ-районування України та їх зміст подано за книгою (Маринич, Шищенко, 2003)

нами у схемі ЛЕВ-районування України на рис. 6.1 й введено серединну макросмугу лесового ЛЕВ-макрорегіону. Її межа, як вказувалось вище, з південною межею зони лісостепу не збігається. До серединної макросмуги "відійшла" пригранична смуга степової зони України, в якій домінують потужні середньогумусні чорноземи. У цій смугі вони належать як до підтипу типових, так і звичайних чорноземів. Південніше цієї межі гумусність чорноземів помітно зменшується, чорноземи типові остаточно щезають із ґрунтового покриву, натомість усе більшого значення набувають процеси галоморфізму та галогідроморфізму, суфозії, ущільнення ґрунтів.

Розділ 7

ЕТАПНІСТЬ ЕВОЛЮЦІЇ ЛАНДШАФТІВ УКРАЇНИ

7.1. Вступні зауваження

На сторінках цієї праці багато разів наводились часові маркери переламних та інших важливих для еволюції ландшафтів подій – змін архетипів ландшафтогенезу (з теплого на холодний й навпаки), значущих потеплень і похолодань, досягненням ґрунтового-біотичної складовою ландшафту стану відносної рівноваги з кліматом, абіотичних і біотичних нуль-моментів ландшафтогенезу, набуття антропоїзації ландшафтів регіонального масштабу свого прояву тощо. Мета цього підрозділу – спробувати узгодити ці дати в єдиній схемі етапності еволюції ландшафтів України.

Підхід, який полягає у членуванні еволюції на її окремі часові відрізки різної тривалості з їх відповідною таксономією (на кшталт епоха – етап – період – стадія), є традиційним для всіх наук, що вивчають природні феномени в їхньому розвитку. Але застосування такого підходу до ландшафтів стикається з низкою труднощів. По-перше, в основі природних ритмів різних чинників еволюції ландшафту (наприклад, тектонічних і кліматичних) лежать процеси, які не пов'язані між собою причинно й не синхронізовані в часі. Органічно сумістити їх в одній схемі етапності ландшафтогенезу неможливо. По-друге, гетерохронність ландшафту визначає неоднакову тривалість та етапність формування його різних складових і рис (наприклад, рельєфу і ґрунтів). По-третє, з інерційністю ландшафту пов'язані часові затримки його мобільних складових на дію кліматичних та інших чинників, причому для ґрунтів і рослинності ці затримки виявляються різної тривалості (див. підрозд. 3.3.1). Нарешті, в різних регіонах хронологічна послідовність еволюційних змін ландшафтів була неоднаковою.

Перелічені та інші обставини зумовлюють те, що узгодити зміни клімату, тектонічних рухів, ґрунтоутворення, формування та перебудови біоти, екзогенних рельєфотворних процесів у рамках однієї часової шкали (на кшталт геохронологічної) виявляється дуже непростим завданням. Якогось єдиного відносно об'єктивного способу його вирішення немає.

Тому схема етапності еволюції ландшафтів України, що буде представлена у цьому розділі – її можливий варіант, до певної міри альтернативний існуючим схемам палеогеографічної етапності неогену і четвертинного періоду України (Веклич, 1982, 1990; Веклич и др., 1984; Герасименко, 2004; Матвіїшина та ін., 2010). Її альтернативність зумовлена відмінностями цілей, які ставлять перед собою палеогеографія та ландшафтна географія при вивченні еволюції природи.

Палеогеографія і палеоландшафтознавство як її складова при вивченні еволюційних змін природи орієнтовані на виявлення та опис *власне цих змін*. Тому, чим більш детальною є схема етапності (чим більше в ній таксонів і чим меншої вони тривалості), тим такий опис вважається повнішим і ретельнішим. Натомість ландшафтна географія орієнтована передусім на виявлення, опис та пояснення ландшафтного територіального устрою певного регіону. Для неї встановлення етапності еволюції ландшафтів не є самоціллю, а слугує задля з'ясування закономірностей територіального поширення ландшафтів, формування їхніх покривів і структур.

Оскільки ландшафтний територіальний устрій регіону формується не етапами еволюції, а еволюційними процесами, які цей устрій визначили, то більш органічним для ландшафтно-географії є поділ еволюції не на часові проміжки, впродовж яких ландшафти лишались умовно незмінними, а на проміжки, однорідні за складом, направленістю та інтенсивністю процесів ландшафтогенезу. Тому в основу побудови схеми етапності еволюції ландшафтів України було покладено "процесно-орієнтований" принцип: часові проміжки різного рангу, на які можна поділити еволюцію ландшафтів, виділяються за складом та направленістю процесів ландшафтогенезу. Етапи, підетапи, стадії еволюції ландшафтів відрізняються між собою передусім за еволюційними процесами формування ландшафтів.

За своїм процесним змістом пропонований нижче поділ еволюції являє собою схему етапності ландшафтогенезу. З процесно-орієнтованим підходом до її побудови пов'язані відмінності цієї схеми від геохронологічних і палеогеографічних схем етапності природи, в тому числі ландшафтів (наприклад, від схеми Н. П. Герасименко, 2004). Зокрема, це стосується незбігу хронологічних рамок етапів еволюції ландшафтів з підрозділами геохронологічної шкали, а також існуючих палеогеографічних схем, про що вже йшлося в розд. 2 цієї книги. Інша важлива відмінність – у ступені детальності схем етапності. Зупинимось на цьому питанні.

Ступінь детальності будь-якої схеми етапності залежить від обсягу таксону нижчого рангу, тобто найкоротшого й далі неподільного в еволюційному сенсі часового проміжку еволюції – її "кадру" за В. Б. Сочавою (1978). М. Ф. Веклич (1990) вважав, що простежити зміни зональних ландшафтів, а не їх окремих рис, можна лише за етапами, середня тривалість яких становить 500–700 років. Таку саму тривалість мають і часові проміжки найнижчого рангу (фази) у схемі етапності розвитку зональних ландшафтів України, розробленій Н.П. Герасименко (2004). Вони виділяються на підставі найменших відмінностей у спорово-пилкових спектрах або морфологічних особливостей ґрунтів.

Для з'ясування еволюційних причин формування ландшафтних територіальних структур регіонального масштабного рівня такі часові проміжки є закороткими. Хоча кліматичні коливання з періодом у десятки і сотні років і справді здатні вплинути на склад рослинності й певні властивості ґрунтів, але ці зміни не настільки вагомі, а їхня тривалість не настільки значна, щоби зумовити зміни ландшафтних територіальних структур регіонального рівня. Характерний час цих змін більший і вимірюється тисячами років (Delcourt, Delcourt, 1988). Слід зважати також на алоеволуційну інерційність ландшафтогенезу, яка проявляється в тому, що реакція ландшафтів на кліматичні імпульси затримується на сотні років, або й взагалі нівелюється (див. підрозд. 3.3).

Потрібен, отже, довший, ніж сотні років, строк, аби процеси ландшафтогенезу набули "кумулятивної потужності", достатньої для регіонально значущих змін ландшафтів. Для з'ясування цього питання важливими є результати досліджень впливу короткоперіодичних кліматичних коливань у голоцені на ґрунти та ґрунтовий покрив (Александровский, Александровская, 2005). Цитовані вчені знайшли, що коливання клімату у 300–500 років позначаються на зміні таких рис ґрунтів, як ступінь їх опідзоленості, гумусованості, вилугованості, забарвлення гумусових горизонтів та ін.; за цей проміжок часу можливе утворення другого гумусового горизонту, "проградація" темно-сірих опідзолених ґрунтів (накладення лучно-степового ґрунтоутворення на їхній профіль) тощо. За кілька століть простежуються також періодичні збільшення й зменшення площ лісових масивів у лісостепу. Але врешті вчені вказують, що зміни ґрунтового покриву на зональному та мезорегіональному рівнях відбувались не після кожного з численних короткоперіодичних кліматичних коливань, а потребували часового проміжку в 3500 років, впродовж якого ці коливання неодноразово повторювались. Зокрема, ці кумулятивні зміни знайшли свій прояв у

формуванні регіонального екотону між зонами степу і лісостепу (Александровский, Александровская, 2005).

Беручи до уваги викладене вище, вважатимемо за доцільне у схемі етапності еволюції ландшафтів України виділяти часові проміжки найнижчого рангу, тривалість яких сягає тисячі (в голоцені) і десятки тисяч років. При цьому слід зауважити, що вплив людини на ландшафт прискорює його зміни. Серед іншого, це позначається на скороченні тривалості стадій антропогенного ландшафтогенезу (див. табл. 5.2). Часові проміжки, специфічні за процесами антропізації ландшафтів, значно коротші, але виділяються вони лише в кінці етапу голоценової історії ландшафтогенезу.

**Таксономія часових проміжків
і критерії їх виділення**

В існуючих схемах етапності розвитку природи як кількість таксонів, так і їхні назви є різними. Часто вживана в природничих

науках міжнародна хроностратиграфічна шкала має 6 таксонів: від еону, тривалістю в млрд років, до фази, що триває тисячі років (The ICS International Chronostratigraphic Chart, 2021). До цієї шкали з її таксонами "прив'язуються" багато інших схем етапності розвитку природних феноменів. Для вивчення еволюції ландшафтів М. Ф. Веклич (1990) пропонував використовувати розроблену ним схему палеогеографічних етапів фанерозою, яка містить 16 таксонів – від еону до мікроетапу-IV, тривалістю 40–50 років. Н. П. Герасименко (2004) у своїй схемі етапності еволюції зональних ландшафтів України у четвертинному періоді використала п'ять таксонів: від етапу, який відповідає часу певного архетипу плейстоценового ландшафтогенезу (тривалість – кілька десятків тис. років), до фази, яка відповідає часу, впродовж якого ґрунтоутворення мало один напрямок і інтенсивність, а спорово-пилковий комплекс вказує на існування впродовж однієї фази однієї рослинної формації.

Схема етапності еволюції ландшафтів, що орієнтована на пояснення їх сучасних регіональних структур, може бути простішою. На наш погляд, для цих цілей достатньо виділення часових проміжків трьох таксономічних рівнів. Аби уникнути плутанини з назвами таксонів широкоживаної геохронологічної шкали ICS (еон, ера, період, епоха, вік, фаза), дамо цим проміжкам назв, які у цій шкалі не використані, а саме: етап – підетап – стадія.

Етап еволюції ландшафтів – часовий проміжок найвищого рангу. Він виділяється на основі специфіки глобальних і макромасштабних

оротектонічних, кліматичних і біофізичних процесів, які визначили найбільш загальні риси сучасних ландшафтів. Тривалість етапів, крім незавершеного сучасного голоценового, вимірюється мільйонами років, і такий поділ ландшафтогенезу відбиває його макромасштабні часові зрушення. Певні риси сучасних ландшафтів були закладені на межі між неогеном і палеогеном і тому відлік еволюції сучасних ландшафтів пропонується вести від цього рубежу. Від нього й дотепер виділено чотири етапи еволюції ландшафтів: палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу, неогенової передісторії сучасних ландшафтів, плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу, етап голоценової історії ландшафтів. Їхні загальні риси й те, як вони позначились на сучасних ландшафтах України, було розглянуто в розд. 2 книги.

Підетапи еволюції ландшафтів виділяються за подіями, які в межах етапу знаменували собою певні якісні незворотні зміни процесів ландшафтогенезу або умов їх перебігу. Формального критерію, який би дав змогу ідентифікувати такі події та час їхнього настання, немає. Для кожного етапу підетапи встановлюються як своєрідний "якісний стрибок" у складі та характері процесів ландшафтогенезу. Так, етап плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу поділяється на два підетапи: доніпровський і післядніпровський (див. підрозд. 2.3.2). Підставою такого поділу є, зокрема, те, що в теплі стадії доніпровського підетапу в ландшафтах України проходили процеси, властиві субтропікам з формуванням відповідних ґрунтів і рослинних угруповань. У теплі стадії після дніпровського зледеніння субтропічні умови і процеси ландшафтогенезу вже не відновлювались.

Стадії еволюції ландшафтів відображають періодичність (ритмічність) процесів ландшафтогенезу й, відповідно, станів ландшафтів, які виникають під їхнім впливом. Яскравий приклад – часові проміжки панування теплого або холодного архетипу плейстоценового ландшафтогенезу, кожний з яких розглядається як окрема стадія еволюції ландшафтів. В українській палеогеографії такі часові проміжки називаються не стадіями, а етапами.

Часові межі між підетапами – це своєрідні точки неповернення до минулого. Вони відображають спрямований біг часу ("прогресивність" еволюції). Натомість межі між стадіями фіксують "точки перегину" осциляцій і відображають природну ритміку еволюції ландшафтів. Наприклад, зміну напрямку ландшафтних сукцесій у голоцені в бік від ініціальних станів ландшафтів до клімаксових і навпаки, або зміни від холодного до теплого архетипів плейстоценового ландшафтогенезу й навпаки.

Вказане правило (підетапи – як "точки неповернення", стадії – як періодичні зміни) порушується для антропогенного підетапу голоценової історії ландшафтів. У ньому стадії виділені за характером та інтенсивністю процесів антропізації ландшафтів.

7.2. Схема етапності сучасного ландшафтогенезу

Етапи еволюції ландшафтів України було розглянуто в розд. 2, в якому аргументувалась теза, що сучасні ландшафти України беруть свій початок від рубежу між палеогеном і неогеном і що з того часу еволюцію ландшафтів можна поділити на чотири етапи. Їхню стислу характеристику та хронологічні межі наведено в табл. 7.1.

Таблиця 7.1

Етапи еволюції ландшафтів України		
Етап	Початок	Головні риси
Палеоген-неогеновий рубіж ландшафтогенезу	Межа між еоценом і олігоценом (33,9 млн р. тому)	<ul style="list-style-type: none"> • значне поширення суходолу за константного скорочення площ морів; • стік річок переважно у напрямку водойм, розташованих у центральній частині України; • поступове заміщення тропічно-субтропічних лісів полтавської флори листопадними лісами тургайської флори;
Неогенової передісторії сучасних ландшафтів	Меотичний вік міоцену (9,6 млн р. т.)	<ul style="list-style-type: none"> • загальний похил рівнинної частини території України на південь; • річки впадають до південних морів Паратетису; • домінування помірно теплих листопадних лісів тургайської флори на початку етапу та їх трансформація у ліси, близькі за родовим складом до сучасних – в кінці етапу; • поява перших відкритих (саванного типу) просторів у Приазов'ї та їх еволюція у степи • виникнення архетипу зональності "ліс – лісостеп – степ"

Закінчення табл. 7.1

Етап	Початок	Головні риси
Плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу	Зледеніння Гюнц-II = призовський палеогеографічний етап плейстоцену (0,85 млн р. т.)	<ul style="list-style-type: none"> • чергування холодного перигляціального та теплого міжльодовикового архетипів ландшафтогенезу; • для часів теплого архетипу: формування потужних структурно-диференційованих ґрунтів, солярна зональність ландшафтів, поширення лісових біомів; • для часів холодного архетипу: лесо- та породоагромадження, парагляціальна зональність ландшафтів, домінування трав'яних біомів
Голоценової історії ландшафтів	Середина пребореалу – початок бореалу (9,5–9,0 тис. р. т.)	<ul style="list-style-type: none"> • температурні коливання – до 2 °С, суми опадів – до 50 мм; • склад ландшафтних зон лишився на території України незмінним, але межі між ними; зміщувались на відстань до 200 км; • зростання ролі антропогенних чинників ландшафтогенезу

Умови та процеси ландшафтогенезу в межах кожного з названих еволюційних етапів не лишались однаковими, що й дає підстави виділити в їх межах підетапи та стадії. Водночас наявні палеогеографічні матеріали, а також точність датувань природних подій, яка прогресивно зменшується з віддаленням від сьогодення, дають можливість виділити для двох перших етапів лише їх підетапи.

7.2.1. Етапність палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу

Підстави виділення етапу палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу та його характеристика було розглянуто в підрозд. 2.1. Його початок віднесено до межі між еоценом і олігоценом (33,9 млн р. т.), після якої клімат став помітно прохолоднішим і почалась диференціація палеогенової гіперзони вічнозелених тропічних лісів на декілька широтних природних зон. Завершення вказаного етапу ландшафтогенезу належить до кінця сарматського віку міоцену (9,6 млн р. т.), коли коливальні зміни температури повітря, які тривали впродовж олігоцену – першої половини міоцену, змінились на стійку тенденцію до їх

зниження. Тоді помірно теплі листопадні ліси, а дещо пізніше й відкриті саваноподібні простори, практично остаточно витіснили з території України субтропічні ліси тургайського типу.

Наявні палеогеографічні матеріали дають можливість розрізнити в межах етапу палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу лише його підетапи (для поділу їх на стадії не вистачає даних). За біокліматичною специфікою цих підетапів назвемо їх олігоценним тропічно-субтропічним (тургайським) та міоценовим помірно теплим (полтавським). Їхні часові межі та загальну характеристику наведено в табл. 7.2.

Таблиця 7.2

Підетапи етапу палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу		
Підетап	Початок	Головні риси
Олігоценний тропічно-субтропічний (полтавський)	початок олігоцену (33,9 млн р. т.)	<ul style="list-style-type: none"> • значне поширення (за константного скорочення) площ морів; • стік річок переважно у напрямку водойм, розташованих у центральній частині України; • поступове заміщення тропічно-субтропічних лісів полтавської флори листопадними лісами тургайської флори
Середньоміоценовий помірно теплий (тургайський)	початок міоцену (23,03 млн р. т.) кінець підетапу – кінець сарматського віку міоцену – (9,6 млн р. т.)	<ul style="list-style-type: none"> • загальний похил рівнинної частини території України на південь; • річки впадають у південні моря Паратетису; • домінування помірно теплих листопадних лісів тургайської флори; • поява перших відкритих (саванного типу) просторів у Приазов'ї

Є як тектоніко-орографічні, так і біокліматичні підстави для поділу етапу палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу на два підетапи. З міоцену більша частина території України вивільнилась з-під морських вод, які пізніше періодично вкривали собою лише Причорноморську низовину та під час деяких трансгресій прилеглі до неї височини (див. рис. 4.1). З цього ж часу встановлюється загальний похил рівнинної

частини території України на південь. Внаслідок цього річки стали впадати у південні моря й почалось формування сучасних басейнових ландшафтних структур України регіонального масштабного рівня. В олігоцені ситуація була іншою: морськими водами було вкрито значно більше суходолу, мережа річок менш розвинена й загальна орієнтація їх стоку на південь ще не була чітко визначеною. На межі між олігocenом і міоценом стались і помітні біокліматичні зміни. Початок деградації тропічно-субтропічних лісів полтавської флори, який лише почався в олігоцені, з початку міоцену набув більшої глибини й охопив значно більші площі півдня Східноєвропейської рівнини (Жилин, 1986, Сябряй, Щекина, 1983 та ін.). Тропічні ліси полтавської флори (олігocenові) були поступово заміщені на листопадні помірно теплі ліси тургайської флори.

Отже, межу між олігocenом і міоценом (23,03 млн р. т.) вважатимемо межею між двома підетапами палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу. Власне, цій межі відповідає й межа між палеогеновим і неогеновим періодами геохронологічної шкали. Висловлюючись образно, перший підетап "рубіжного" етапу ландшафтогенезу є "більш палеогеновим" (океанічний, тропічний, гіперзональний), тоді як другий підетап – "більш неогеновим" (суходільний, помірно теплий, із зародками широтної зональності).

7.2.2. Етапність неогенової передісторії сучасних ландшафтів

Хронологічні межі цього етапу були визначені в підрозд. 2.2 і 2.3 так: початок етапу віднесено до початку меотичного віку (середина пізнього міоцену, 9,6 млн р. т.), а кінець – до початку першого льодовикового періоду, який істотно обмежив прояв субтропічних рис ландшафтів на території України й після якого встановився ритмічний характер змін ландшафтогенезу: холодний перигляціальний архетип чергувався з теплим архетипом. Таким зледенінням був Гюнц II. Для території України він зіставляється з приазовським палеогеографічним етапом. За Н. П. Герасименко (2004) він почався 0,850 млн р. т., а за версією Стратиграфічного кодексу України (2012) – 0,793 млн р. т. Отже, за геохронологічною шкалою етап неогенової передісторії сучасних ландшафтів України охоплює кінець міоцену, пліоцен, а також початок плейстоцену.

Як було вказано у підрозд. 2.2, визначальною рисою етапу неогенової передісторії сучасних ландшафтів України був поступально-зворотний характер еволюції (див. рис. 2.6). Поступальність полягала у тренді похолодання та аридизації клімату, що зумовило поступову деградацію

тургайських лісів та зростання площі, вкритою трав'яною рослинністю з її подальшою еволюцією від саван до степів. На цей тренд накладались квазіперіодичні коливання клімату – як за температурою, так і за опадами. Амплітуда цих кліматичних коливань на території України була значною: між суміжними фазами пліоцену за температурою холодного місяця вона сягала до 10 °С, а за річними опадами – до 600 мм (Сиренко Н. А., Турло, 1986). Такі коливання призводили до періодичного посилення субтропічних рис ландшафтів неогену аж до тимчасового їх відновлення, коли ґрунтоутворення мало виразний субтропічний характер (червоноколірний), а у рослинному покриві більшого поширення набували термофільні види (лаврові, магнолія, тюльпанове дерево та ін.). Під час вологих кліматичних фаз зростала участь вологолюбних видів рослин: кипарисових, зонтичних сосен, дзелькви, сумаху, ніси та ін.

Поступальний характер еволюції ландшафтів на етапі їх неогенової передісторії відобразимо його поділом на підетапи, а зворотний (коливальний) характер – виділенням у межах підетапів стадій.

***Підетапи неогенової
передісторії сучасних***

Якщо розглядати етапність еволюції ландшафтів у масштабі всієї рівнинної частини території України, а не її окремих зон чи інших регіонів, то вирізняються дві переламні події неогенового ландшафтогенезу. Першою такою подією є виникнення на території України зональної архітектури "ліс – лісостеп – степ", а другою подією – заміщення ландшафтів субтропічного типу (зокрема, саваноїдних степів і субтропічних рідколісь на коричневих ґрунтах) бореальними і суббореальними ландшафтами. Ці дві події розділяють етап неогенової передісторії сучасних ландшафтів України на його три підетапи.

Подія, коли трав'яні геохори вийшли на вододільні поверхні й врешті утворили суцільну зону саваноїдного степу, а на північ від неї – зону з мозаїки лісових і трав'яних ділянок (тобто зону лісостепоного типу) є переламною в еволюції ландшафтів України. Від цього моменту сформувалась, а потім у всі часи панування теплого архетипу ландшафтогенезу щоразу відтворювалась одна й та сама загальна (архетипна) структура "ліс – лісостеп – степ". Момент, коли на теренах України така структура оформилась вперше й замінила собою практично "гіперзональний" покрив тургайських лісів, є підстави вважати межею між двома підетапами неогенової передісторії сучасних ландшафтів, а саме: підетапом пізньоміоценової бореалізації тургайських лісів і підетапом пліоценової полізональності ландшафт-

ного покриву. Орієнтовно межу між цими підетапами можна віднести до початку понтичного віку пізнього міоцену (7,3 млн р. т.), коли геохори злаково-різнотравного саваностепоного типу запанували на всьому півдні України, відтіснивши лісову рослинність до балок і річкових долин (див. підрозд. 2.2, 4.3.2, 4.3.3).

Після цієї події тренди бореалізації та остепення ландшафтів не вщухали. Вони могли лише періодично уповільнюватись або частково переривались під час більш вологих і теплих кліматичних фаз. Для лісових ландшафтів тренд бореалізації полягав у випадінні з їхнього складу тепло-, волого- та тіньюлюбних видів, властивих субтропікам (ліквідамбар, секвоя, тюльпанове дерево, магнолія, ніса, дзельква) та їх заміщенні видами помірного поясу (*Tilia*, *Betula*, *Alnus*, *Quercus*, *Fagus*, *Carpinus*), а також хвойними *Pinus* і *Picea*. Інакше кажучи, тренд бореалізації лісових ландшафтів пліоцену являв собою поступове наближення лісів тургайського типу до лісів, родовий склад, зовнішній вигляд, екологічні та хорологічні особливості яких стали доволі близькими до сучасних. До кінця пліоцену значна частина субтропічних видів вимерла, а деякі з них (зонтичні сосни, кипарисові, дзельква, сумач та ін.) збереглися лише у рефугіумах. На плакорних елювіальних місцезонах (зональних) вони не зустрічались.

Зафіксувати часовий момент, після якого лісові ландшафти України позбулись своїх субтропічних рис, доволі непросто. Процес заміщення помірними видами субтропічних був поступовим і тривалим. Так, елементи субтропічного ґрунтоутворення та субтропічної флори простежуються аж до дніпровського зледеніння плейстоцену (див. підрозд. 2.3.2). Цей процес також мав поступально-регресивний характер, тому під час похолодань ґрунтоутворення субтропічного типу практично припинялось, а субтропічні види рослин скорочували свій ареал і чисельність аж до локального вимирання деяких з них. Виходячи з цього, холодний палеогеографічний етап пліоцену, який значна частина субтропічних видів пережити не змогла, можна прийняти за часовий маркер кардинальної й незворотної втрати ландшафтами півдня Східноєвропейської рівнини своїх субтропічних рис.

Аналіз матеріалів, наведених у роботах (Сиренко Е. А., Турло, 1986; Сиренко Н. А., 2017), вказує на те, що як "рубіжний" для етапу неогенової передісторії сучасного ландшафтогенезу України можна прийняти сіверський палеогеографічний етап пізнього пліоцену. Після нього значна частина субтропічних видів (магнолія, тсуга, ліквідамбар та ін.) вимерла й у наступному теплому етапі (берегівському) вони вже не зустрічались. Н. А. Сиренко та С. І. Турло (1986) вказують і на інші

"рубіжні" ознаки сіверського етапу, який відділяє "залишково-субтропічне" минуле міоценових і пліоценових ландшафтів рівнин України від їх наступного "помірно теплого" габітусу. Отже, сіверський палеогеографічний етап кінця пліоцену (2,8–2,43 млн р. т.) приймемо за хронологічний рубіж між помірно тепло-субтропічними "залишково-тургайськими" лісами пліоцену й лісами, які за своїм флористичним складом були дуже подібними до сучасних. На цей момент також окреслилась і територіальна диференціація лісів на два зональні варіанти: північний бетулярний і південний кверцетальний (про це йшлося в підрозд. 4.3).

Поряд із бореалізацією лісів пліоцену відбувалось подальше остепнення ландшафтів. Після утворення на півдні України в кінці понтичного віку суцільної зони саваноїдного степу процес остепнення полягав у поступовому зникненні з ландшафтів саваноїдних степів і субтропічних рідколій рис савани. До цих рис належать високотравність, поодинокі дерева серед травостою (акацій та ін.), поширеність страусів і великих ссавців гіпаріонового комплексу, домінування в ґрунтовому покриві червоноколірних і жовто-буроколірних ґрунтів тощо. Внаслідок прогресуючого похолодання клімату та його аридизації саваноїдний степ еволюціонував до степу як типу трав'яної рослинності, в якій домінують мікротермні ксерофільні дернинні злаки. Тип ґрунтоутворення змінився від субтропічного червоноколірного у міоцені-пліоцені на буроземний в еоплейстоцені (Матвіїшина та ін., 2010). Розгляд цього питання в підрозд. 2.2 і 4.3.2 свідчить, що на території України степи сучасного типу остаточно змінили собою саваноїдні степи у середині пліоцену (в інтервалі 4–3 млн р. т.). Умовно віднесемо цю подію до айдарського холодного етапу пліоцену (3,32–3,1 млн р. т.).

Отже, трансформація саваноїдних степів у степи сучасного типу завершилась раніше, ніж бореалізація тургайських лісів. Тому для території України в цілому момент зміни спектра ландшафтних зон з їх субтропічно-тепло-помірного пліоценового типу на сучасний, властивий теплому архетипу плейстоцену, слід віднести до часу, коли виникли близькі до сучасних зони мішаних і широколистих лісів. Це сталося у сіверський палеогеографічний етап пліоцену (2,8–2,43 млн р. т.). Кінець цього етапу відповідає біотичному нуль-моменту *BZ-g-v* (див. підрозд. 4.3.2).

Дві розглянуті вище події ландшафтогенезу розділяють етап неогенової передісторії сучасних ландшафтів України його на три підетапи: пізньоміоценової бореалізації тургайських лісів, пліоценової полізональності ландшафтів, еоплейстоценових осциляцій ландшафтогенезу. Їхню стислу характеристику наведено в табл. 7.3.

Таблиця 7.3

Підетапи неогенової передісторії сучасних ландшафтів України

Підетап	Початок	Головні риси
Пізньоміоценової бореалізації тургайських лісів	початок меотичного віку міоцену (9,6 млн р. т.)	<ul style="list-style-type: none"> • деградація лісів тургайського типу; • слабо виражена природна зональність; • зростання площ саваноїдної рослинності; • поширення гіпаріонового фауністичного комплексу
Пліоценової полізональності ландшафтів	початок понтичного віку пізнього міоцену (7,3 млн р. т.)	<ul style="list-style-type: none"> • випадіння зі складу лісів видів, властивих субтропікам, і заміщення лісів субтропічного типу лісами, родовий склад яких був близьким до сучасного; • територіальна диференціація лісів на два зональні варіанти: північний бетулярний і південний кверцетальний; • трансформація саваноїдних степів у степи; • виникнення зональної архітектури типу "ліс – лісостеп – степ"
Еоплейстоценових осциляцій ландшафтогенезу	сіверський палеогеографічний етап пліоцену (2,8–2,43 млн р. т.) кінець підетапу – приазовський палеогеографічний етап плейстоцену (0,850 млн р. т.)	<ul style="list-style-type: none"> • потепління та похолодання більш істотно позначаються на ландшафтах (зокрема істотне скорочення та зникнення видів-термофілів під час похолодань); • під час похолодань клімату перигляціальні ландшафти не формувались, теплолюбні види виживали у рефугіумах; експансії арктобореальних видів не було; • під час потеплень відновлювались помірно теплі і субтропічні ландшафти • підетап є перехідним між етапом неогенової передісторії ландшафтів та етапом їх плейстоценових трансформацій

Особливості двох перших підетапів неогенової передісторії ландшафтів було розглянуто вище. Натомість підетап еоплейстоценових осциляцій

ландшафтогенезу вимагає деяких коментарів. Чергування потеплінь і похолодань – характерна риса клімату неогенового періоду (див. рис. 2.6). Але внаслідок високої температури в ранньому та середньому неогені похолодання не приводили до глибинних змін ландшафтів. Навіть і під час похолодань тогочасні клімат, рослинність і ґрунти лишались субтропічними. Прогресуюче зниження температури впродовж усього неогену досягло в його кінці, особливо в еоплейстоцені, рівня, за якого характер реакції ландшафтів на похолодання якісно змінився. Під час трьох останніх похолодань етапу неогенової передісторії ландшафтогенезу (пліоцен і еоплейстоцен) зимові температури знижувались до -10 – -15 °C (Сиренко Е. А., Турло, 1986). Такі умови були несприятливими для термофільних видів і насамперед теплолюбні з них вимерли (болотний кипарис, дзельква, ліквідамбар та ін.). Натомість більшого поширення набули широколисті види (дуб, граб, в'яз, липа, клен). Хоча зими холодних кліматичних фаз пліоцену і початку еоплейстоцену були доволі морозними, але в ґрунтах значних кріотурбацій не простежується. Це вказує на те, що типових перигляціальних умов у той час ще не було. Вони настали лише під час приазовського палеогеографічного етапу плейстоцену (850–780 тис. р. т.). Його ми й приймаємо за хронологічну межу між підетапом еоплейстоценових осциляцій ландшафтогенезу та етапом його плейстоценових трансформацій (див. табл. 7.3).

Відмінність між ритмічними змінами ландшафтів у кінці етапу неогенової передісторії сучасного ландшафтогенезу та протягом етапу його плейстоценових трансформацій полягає в тому, що ці зміни в кінці неогену мали менш виразний характер. До формування ландшафтів холодного перигляціального архетипу вони призвести не могли – багаторічного промерзання ґрунту, експансії арктобореальних видів не було, присутність у складі рослинності широколистих видів була значною. У теплі фази кінця пліоцену – еоплейстоцену ландшафти перебували в умовах тепло-помірного клімату, що сприяло формуванню коричнювато-бурих, бурих і червоно-бурих ґрунтів.

Загалом підетап еоплейстоценових осциляцій ландшафтогенезу можна розглядати як перехідний між етапом неогенової передісторії ландшафтів та етапом їх плейстоценових трансформацій.

Стадійність етапу неогенової передісторії сучасних ландшафтів

Як було зазначено вище, виділення стадій еволюції ландшафтів ґрунтується на періодичності (ритмічності)

ландшафтогенезу. В неогені та плейстоцені ця періодичність була пов'язана з чергуванням теплих і холодних кліматичних фаз з

відповідними реакціями ландшафтів на ці коливання. Існуючі схеми етапності природи неогену та четвертинного періоду спираються саме на періодичність кліматичних коливань цих геохронологічних періодів. Для території України існує кілька варіантів цієї схеми, три з яких наведено в табл. 7.4.

Таблиця 7.4

Схеми палеогеографічної етапності неогенового і четвертинного періодів ([1] – за М.Ф. Веклич та ін. (1993); [2] – за Стратиграфічним кодексом України (2012); [3] – за Н.П. Герасименко (2004); блакитним фоном позначено холодні палеогеографічні етапи, рожевим – теплі)

Геохронологічна (стратиграфічна) шкала			Палеогеографічні етапи (=стадії ландшафтогенезу)			
Період	Епоха	Вік	Назва	Початок, тис. р.		
				за [1]	за [2]	за [3]
Четвертинний	Голоцен			13,3	11	11,2
	Плейстоцен	Пізній	Причорноморський	21	24	15
			Дофіновський	50		18
			Бузький	75		27
			Витачівський	90	57	55
			Удайський	100	71	74
		Прилуцький	130	127	104	
		Середній	Тясминський	170	186	110
			Кайдацький	240	242	130
			Дніпровський	290	301	180
			Потягайлівський	420	334	230
	Орільський		364		250	
	Завадівський		427	410		
	Ранній	Тилігулський	480	474	500	
		Лубенський	640	621	600	
		Сульський	730	659	650	
		Мартоносський	920	787	780	
	Еоплейстоцен	Пізній	Приазовський	1000	793	850
			Широкинський	1290	1240	1200
			Іллічівський	1400	1300	1300
Ранній		Крижанівський	1610	1540	1550	
		Березанський	1900	1800	1800	

Закінчення табл. 7.4

Геохронологічна (стратиграфічна) шкала			Палеогеографічні етапи (=стадії ландшафтогенезу)			
Період	Епоха	Вік	Назва	Початок, тис. р.		
				за [1]	за [2]	за [3]
Неогеновий	Пліоцен	Пізній	Берегівський	2430	не визначались	не визначались
			Сіверський	2800		
		Середній	Богданівський	2900		
			Кизил'ярський	3000		
			Ярківський	3100		
			Айдарський	3320		
			Севастопольський	3800		
		Ранній	Оскільський	4300		
			Любимівський	4680		
			Салгирський	4970		
			Іванківський	5300		
			Бельбецький	5500		
			Знам'янський	6500 (?)		
	Міоцен	не виділені				

Як можна бачити з табл. 7.4, етап неогенової передісторії сучасного ландшафтогенезу поділяється на 6 теплих і 6 холодних стадій (= палеогеографічних етапів). Головні відмінності між ними ми розглядали підрозд. 2.3.2. Варто лише додати, що відмінності між суміжними холодними та теплими стадіями ландшафтогенезу зростали від раннього пліоцену до еоплейстоцену. Цю закономірність відображено виділенням підетапів неогенового ландшафтогенезу. Якщо визначальні риси перших двох підетапів пов'язані передусім зі спрямованими еволюційними змінами (бореалізацією лісів, остепненням), а фази потеплень-похолодань і фази посушення-зволоження лише накладались на цей тренд, то останній підетап (еоплейстоценових осциляцій) вирізняється саме ритмічністю змін ландшафтів. Протягом цього підетапу змінилося 3 холодних (сіверський, березанський, іллічівський) і 3 теплих (берегівський, крижанівський, широкинський) стадій еволюції ландшафтів. Врешті амплітуда кліматичних коливань і реакцій ландшафтів на них досягла такої величини, що етап неогенової передісторії ландшафтів змінився етапом їх плейстоценових трансформацій.

З детальною палеогеографічною та палеоландшафтознавчою характеристикою наведених у табл. 7.4 палеогеографічних етапів (=стадій еволюції ландшафтів) для неогену та еоплейстоцену можна ознайомитись за роботами (Веклич, 1982; Веклич, Сиренко, 1976; Матвіїшина та ін., 2010; Сиренко Н. А., Турло, 1986; Сиренко Е. А., 2017 та ін.).

7.2.3. Етапність плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу

На відміну від попереднього етапу еволюції ландшафтів, для якого загальний тренд на похолодання відігравав визначальне значення, сутність етапу плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу зумовлена насамперед кліматичними коливаннями. Зміна контрастних архетипів ландшафтогенезу – холодного перигляціального і теплого міжльодовикового, є сутністю цього етапу еволюції ландшафтів України. Разом із цим на тлі кліматичних коливань і відповідних їм ритмічних змін ландшафтів простежується й загальний тренд їхньої еволюції у плейстоцені. Він полягає у поступовій втраті ландшафтами субтропічних рис і їх бореалізації. На цій підставі етап плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу можна поділити на два підетапи, межею між якими є дніпровське зледеніння. Аргументацію такого поділу й характеристику цих підетапів було наведено в підрозд. 2.3.2, тому обмежимося тут лише табличним узагальненням вищенаведеної інформації (табл. 7.5).

До дніпровського зледеніння під час теплих стадій ландшафтогенезу у ландшафтах України проявлялись субтропічні рис рослинності, ґрунтів і клімату, після цього зледеніння таких рис у ландшафтах не простежувалось навіть і в найтепліші післядніпровські палеогеографічні етапи.

Таблиця 7.5

Періодизація етапу плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу

Підетап	Початок	Головні риси
Додніпровський	початок приазовського палеогеографічного етапу плейстоцену (850 тис. р. т.)	<ul style="list-style-type: none"> • наявність субтропічних рис у ландшафтах теплих стадій ландшафтогенезу; • степова зона в теплі стадії не формувалась, замість неї – розріджені ксерофітні ліси і чагарники; • під час зледеніння на території України існували льодовикові покриви, багаторічна мерзлота займала меші площі, ніж у післядніпровський підетап

Підетап	Початок	Головні риси
Післядніпровський	початок кайдацького палеогеографічного етапу (130 тис. р. т.)	<ul style="list-style-type: none"> • відсутність субтропічних рис у ландшафтах (крім Південного берега Криму); • у потепління переважають ландшафти теплопомірного і помірного типів; • сформувалась степова зона, за складом рослин і характером ґрунтоутворення близька до сучасної; • під час зледенінь льодовикові покриви на території України не утворювались, натомість значні площі охоплювала багаторічна мерзлота

Стадійність плейстоценового ландшафтогенезу для територій України описано в численних працях О. Т. Артюшенко, Л. Г. і А. Г. Безусько, А. Б. Богущького, М. Ф. Веклича, Н. П. Герасименко, П. Ф. Гожики, Ю. М. Дмитрука, М. О. Куниці, Ж. М. Матвіїшиної, І. В. Мельничука, Н. О. Сиренко, С. І. Турло, В. М. Шовкопляса та ін. Серед цих публікацій найширші регіональні узагальнення (для всієї України) можна знайти в монографіях (Безусько та ін., 2011; Веклич, 1982; Герасименко, 2004, 2020; Куница, 2007; Матвіїшина та ін., 2010; Мельничук, 2004; Сиренко Н. А., Турло, 1986 та ін.). Наявність таких узагальнень позбавляє необхідності ретельно розглядати зазначене питання у цій книзі. Для орієнтації читача у стадійних змінах ландшафтів України протягом етапу їх плейстоценових трансформацій наведено табл. 7.6.

Як можна бачити з табл. 7.6, під час теплих стадій ландшафтогенезу простежуються циклічні зміни ландшафтів, а саме – наявність двох фаз кліматичного оптимуму і фази похолодання між ними. Під час кліматичних оптимумів інтенсивність ґрунтоутворення була високою, а участь видів-термофілів у складі рослинності – значною. Під час міжфазових похолодань ґрунтоутворення загальмовувалось і змінювалось на лесонагромадження, а рослинність набувала ксеротичних і кріотичних рис.

У палеогеографії така циклічність (фактично – двохфазність) палеогеографічних етапів є підставою для їх поділу на підетапи. Більше того, в межах кожного підетапу виділяються й їхні фази. Ними вважаються проміжки часу, тривалістю в сотні років, впродовж яких ґрунтоутворення мало один напрямок та інтенсивність. Для України найбільш ретельно така етапність змін ландшафтів за плейстоцен обґрунтована та описана Н. П. Герасименко (2004, 2020). Для ландшафтної географії достатній поділ плейстоценового ландшафтогенезу на його стадії, які відповідають часовим проміжкам панування певного архетипу ландшафтогенезу

(холодного і теплого). Їхня тривалість – від десятків до перших сотень тисяч років (див. табл. 7.5, 7.6).

Таблиця 7.6

Стадійність змін ландшафтів України на етапі плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу [складено переважно за реконструкціями Н. П. Герасименко (2004) і Н. О. Сиренко Н. А., С.І. Турло (1986); блакитним фоном позначено холодні палеогеографічні етапи, рожевим – теплі]

Палеогеографічний етап = (стадія ландшафтогенезу)	Початок, тис. р. т.	Головні риси
Післядніпровський підетап ландшафтогенезу		
Причорноморський	15	Переважають холодні (перигляціальні) степи за участю лободових, полинових, злаків, ефедри. На півночі обмежене поширення мають березово-соснові рідколісся з <i>Betula fruticosa</i> і <i>Betula nana</i> . На півночі лесової області формуються еолові піски. Знахідки пилку дуба, в'яза, липи вказують на існування рефугіумів широколистих видів
Дофіновський	18	Ранній кліматичний оптимум: на півночі – лісостепові ландшафти (ліси – сосново-березові, ґрунти – дерново-бурі; середина смуга – степові ландшафти з дерново-карбонатними ґрунтами, південь – сухостепові ландшафти з чорноземними і каштановими ґрунтами. Пізній оптимум: на півночі – субперигляціальні лісостепові на ландшафти зі слабкорозвиненими дерново-бурими глейвовими ґрунтами, середина смуга – північнобореальні сухостепові ландшафти з малопотужними чорноземними ґрунтами, південь – напівпустельні ландшафти із засоленними бурими ґрунтами
Бузький	27	На усій території України переважають перигляціальні степи: різнотравно-злакові на півночі, злакові – у серединній смузі, ксерофітні – на півдні. У фазу потепління – ксерофітизація степів та виникнення субперигляціального березово-соснового лісостепу за участю кріофітів та ялини

Продовження табл. 7.6

Палеогеографічний етап = (стадія ландшафтогенезу)	Початок, тис. р. т.	Головні риси
Витачівський	55	Ранній кліматичний оптимум: на півночі – березово-соснові ліси за участю широколистяних та ялини на бурих лісових і дернових ґрунтах, на півдні – рідколісся та лучні степи на бурих рендзинах. Пізній оптимум – субперигляціальні ландшафти з арктобореальними видами та ініціальними ґрунтами (від лісостепових рендзин на півночі до бурих напівпустельних на півдні). Під час похолодання між фазами оптимумів – панування різнотравно-злакових степів, на півночі – з холодолюбними видами; зникнення широколистяних видів дерев на рівнинах
Удайський	74	На півночі – тундролісостеп, у серединній макросмузі – злаково-різнотравні степи з єрником, на півдні – сухі степи
Прилуцький	104	Ранній кліматичний оптимум: північ – мішані ліси на дерново-підзолистих ґрунтах; серединна смуга – широколисті ліси з домінуванням граба на бурих, сіро-бурих і сірих лісових ґрунтах і лісостеп на бурих і чорноземних ґрунтах; південь – степи від різнотравно-злакових чорноземних до сухих на темно-каштанових ґрунтах. Пізній оптимум: північ – широколисті ліси на бурих ґрунтах; серединна смуга – південнобореальний лісостеп на дернових і бурих ґрунтах; південь – степи на чорноземних і лучно-чорноземних ґрунтах. Під час похолодання між фазами оптимумів – зміна різнотравно-злакових степів на полиново-злакові з кріофітами
Тясминський	110	На півночі – перигляціальні лісостепові ландшафти з арктобореальними видами, на півдні – субперигляціальні степи з поодинокими широколистяними видами дерев у зниженнях рельєфу

Продовження табл. 7.6

<i>Палеогеографічний етап = (стадія ландшафтогенезу)</i>	<i>Початок, тис. р. т.</i>	<i>Головні риси</i>
Кайдацький	130	Ранній кліматичний оптимум: північ – ялинові, пізніше – сосново-березові ліси на охристо-залізистих ґрунтах; серединна смуга – лісостеп із домішкою ялини на лучних опідзолених ґрунтах; південь – злаково-різнотравний степ на дернових ґрунтах. У кінці фази оптимуму – зростання посушливості й зміщення меж ландшафтних зон на північ, освітлення лісів і посилення гумусонагромадження на Поліссі та в лісостепу. Пізній оптимум: північ – широколистохвойні ліси (сугрудки) на дерново-підзолистих ґрунтах; серединна макросмуга – дубово-грабові ліси на ясно-сірих ґрунтах; південь – лісостеп на бурих і чорноземних ґрунтах. У кінці фази оптимуму – зростання посушливості й зміщення зон на північ, у лісостепу зменшення площі лісів й зникнення з них граба, в мішаних лісах – зникнення ялини та широколистих видів. Під час похолодання між оптимумами: на півночі – бореальні ліси, південніше – степи
Дніпровський	180	На півночі до затоплення льодовиковими водами – березово-сосновий лісостеп на оглеєних суглинках; на більшій частині території злакові та полиново-злакові степи на лесах; на півдні – субперигляціальні напівпустелі із розтріскуванням ґрунтів, у кінці стадії – полиново-злакові степи
<i>Додніпровський підетап ландшафтогенезу</i>		
Потягайлівський	230	На півночі – мішано-лісові ландшафти; у серединній макросмузі – дубово-сосновий лісостеп на бурих лісових лесиваних і чорноземних ґрунтах; на півдні – різнотравно-злакові степи на коричнювато-бурих ґрунтах із широколистими видами дерев у долинах річок, сухий степ на засолених червонувато-бурих ґрунтах у приморській смузі

Продовження табл. 7.6

<i>Палеогеографічний етап = (стадія ландшафтогенезу)</i>	<i>Початок, тис. р. т.</i>	<i>Головні риси</i>
Орільський	250	Перигляціальні ландшафти зі значною посушливістю клімату, збідненим ксерофїтним складом рослинності. На півночі – соснові рідколісся, в серединній макросмузі – злакові степи, на півдні – полиново-злакові степи
Завадівський	410	Ранній кліматичний оптимум: північ – тепло-помірні широколисті і хвойно-широколисті ліси на бурих і буро-підзолистих ґрунтах; серединна макросмуга – суббореальний лісостеп з пліоценовими елементами (горіх, гїкорі) на коричнево-бурих ґрунтах; ландшафти приморських районів близькі до середземноморських. У пізній оптимум на його початку: у серединній макросмузі – тепло-помірні дубові ліси та лісостеп на бурих лесивованих і чорноземоподібних ґрунтах, південніше – тепло-суббореальний лісостеп; у кінці оптимуму – зростання посушливості. Під час похолодання між оптимумами – степові ландшафти на лесах
Тилігульський	500	На півночі – перигляціальний лісостеп, який за участю кріофїтів наближався до тундролісостепу; на більшій частині території України – перигляціальні злаково-полиново-лободові степи, у приморській смузі – субперигляціальні сухостепові ландшафти з рефугіумами бореальних деревних порід
Лубенський	600	У ранній оптимум – широколисто-хвойні ліси на сірих, сіро-бурих, коричневатобурих лісових ґрунтах, зустрічались пліоценові види (гїкорі, горіх, шовковиця). У пізній оптимум – широколисті ліси зі значним поширенням граба на сірих лісових ґрунтах, лісостепові ландшафти із значним залісненням і різнотравно-злакові степи з чагарниками на чорноземоподібних та ін. темноколірних гумусово-аккумулятивних ґрунтах

Закінчення табл. 7.6

<i>Палеогеографічний етап = (стадія ландшафтогенезу)</i>	<i>Початок, тис. р. т.</i>	<i>Головні риси</i>
Сульський	650	Поява типових перигляціальних ландшафтів з аркто-бореальними кріофітами, потужними кріотурбаціями й інтенсивним лесонагромадженням. Лісові геохори – переважно у долинах річок і зниженнях рельєфу, в них домінують сосна, береза, вільха. За площею переважають перигляціальні і субперигляціальні степові ландшафти (лободові, полинові, злаки)
Мартоносський	780	Значне поширення широколисто-хвойних лісів (сосна, ялина, ялиця, дуб, граб, в'яз, бук, липа, клен та ін.) за участю пліоценових елементів (горіх, шовковиця, сумах та ін.) на бурих лісових і червонувато-коричневих ґрунтах. У трав'яній рослинності – переважно мезофільні види, степова зона редукована, а в найтепліші фази – відсутня. На півдні Причорноморської низовини – субсередземноморські ландшафти. Загалом найбільш зволожена й тепла стадія плейстоцену
Приазовський	850	Елементи субперигляціального педогенезу (первинно-земляні жили), потужне лесоутворення, значні площі обіймають степові та лісостепові ландшафти на лесах і сіроколірних суглинках, серед лісів переважають березово-соснові, на півдні – за участю широколистих порід; у зниженнях ці породи поширені по всій території України

7.2.4. Етапність голоценової історії ландшафтів

Початок етапу голоценової історії ландшафтів відносимо не до "офіційної" дати початку голоцену, встановленої Міжнародною комісією зі стратиграфії (11 700 ± 99 р. т. відносно 2000 р.), а до часу, коли у ландшафтах зникла багаторічна та сезонна мерзлота й панівна роль перейшла від кріотичних до ксеротичних елементів флори. У підрозд. 2.4

було з'ясовано, що для мішанолісової, широколистолисової, лісостепової зон і північного степу України це сталося на початку бореального періоду голоцену (9,0 тис. р. т.), а для степу Причорноморської низовини – в середині пребореалу (приблизно 9,5 тис. р. т.). З того часу й дотепер клімат і ґрунтово-рослинний покрив ландшафтів України зазнавали змін (див. розд. 3). Існує декілька пропозицій щодо їх етапності (Безусько та ін., 2011; Веклич, Герасименко, 1993; Герасименко 2004, 2015; Золотун, 1974; Кременецкий, 1991; Лисецкий, 2000; Пашкевич, 1981; Смирнова и др., 2004 та ін.). Більшість цих пропозицій беруть за основу схему періодизації голоцену Блітта–Сернандера й наповнюють виділені в ній періоди відповідним ґрунтознавчим, біогеографічним чи ландшафтознавчим змістом.

Більший інтерес становлять пропозиції щодо етапності голоцену, в яких його поділ на часові проміжки ("періоди", "етапи") безпосередньо ґрунтується на змінах ландшафтів, тоді як підрозділи шкали Блітта–Сернандера використовуються лише для часової орієнтації виділених етапів. Серед схем такого типу наведемо розробки О. Л. Александровського (2015-а) та Н. П. Герасименко (2015).

Схема етапності голоцену була розроблена О. Л. Александровським для ґрунтів, але має ширший ландшафтознавчий зміст. Для території Східної Європи цей автор виділяє шість періодів голоценового ґрунтоутворення (Александровский, 2015-а):

1 – період перервного мерзлотного педогенезу (перехід від пізнього плейстоцену до голоцену) – різкі коливання клімату, переважають мерзлотні ґрунти зі слабкорозвиненим профілем;

2 – період ранньоголоценового становлення ґрунтового покриву (ранній голоцен 10,3–8 тис. р. т.) – потепління й формування повнорозвинених ґрунтів, становлення сучасних зональних ландшафтів; час найбільш сильних змін ґрунтів, але до нашого часу релікти цього періоду не збереглися;

3 – період стабільного стану ґрунтового покриву (середній голоцен – 8–5(3,5) тис. р. т.) – теплий клімат за нетривалих похолодань і коливань зволоженості, відносно стабільний стан ландшафтів і квазірівноважний стан ґрунтів;

4 – період біокліматичної еволюції ґрунтів (пізній голоцен, 3,5–1 тис. р. т.) – похолодання, експансія лісових ландшафтів, еволюція частини середньоголоценових чорноземів у сірі опідзолені ґрунти, а сірих і темно-сірих – у дерново-підзолисті;

5 – період історичної антропогенної еволюції ґрунтів (1(2)–0,3 тис. р. т.) – поступове поширення антропогенних впливів, але в ґрунтовому

покриві вони проявляються лише на локальному рівні й опосередковано (через зміни людиною рослинності);

б – період антропо-техногенної еволюції ґрунтів (300 р. т. й дотепер) – поширення безпосередніх впливів на ґрунт, розвиток процесів дегуміфікації, змиву ґрунтів, їх вторинного засолення, осолонцювання, ущільнення тощо.

Н. П. Герасименко (2004, 2015) намічає таку схему етапності еволюції ландшафтів України в голоцені:

а – потепління та збільшення зволоження за істотної амплітуди змін ландшафтів та їхньої еволюції від бореальних до суббореальних типів (з початку голоцену до початку атлантичного періоду голоцену);

б – потепління й збільшення зволоження з незначними амплітудами змін ландшафтів (від початку атлантики до "головного термічного оптимуму голоцену" 5,5 тис р. т.); у сучасному лісостепу це час найбільшого поширення лісових, а у степу – лісостепових ландшафтів;

в – зростання континентальності клімату й зменшення площі широколистяних ландшафтів, поширення сухих степів (кінець атлантики – середина суббореалу);

г – збільшення зволоження й поширення широколистяних ландшафтів, просування лісостепу на південь і схід у межі степової зони (друга половина суббореалу – початок субатлантики);

д – похолодання й зменшення площі широколистяних ландшафтів (середня – пізня субатлантика).

Якщо не брати до уваги те, що схема Н. П. Герасименко враховує тільки природні зміни ландшафтів, а у схемі О. Л. Александровського два останні періоди виділені за характером антропоізації ґрунтів, то у своїх загальних рисах обидві ці схеми подібні. Вони відображають загальний план змін ландшафтів за голоцен: поступове подолання ландшафтами наслідків останнього зледеніння у ранньому голоцені до врівноваження рослинності і ґрунтів з кліматом, яке тривало до атлантичного періоду → квазірівноважний розвиток ландшафтів в умовах "термічного оптимуму" атлантичного періоду голоцену → сукцесійні зміни ландшафтів (переважно вздовж рядів зволоження та теплозабезпечення) як їхня реакція на кліматичні осциляції суббореалу і субатлантики, а також на впливи людини на рослинність і ґрунти (вторинні сукцесії) → визначальний вплив людської діяльності на зміни ландшафтів. Наведеній послідовності зміни відповідають чотири підетапи голоценової історії ландшафтів України (табл. 7.7).

Таблиця 7.7

Підетапи голоценової історії ландшафтів України

Підетап	Початок	Головні риси
Ранньоголоценового онтогенезу	середина пребореалу – початок бореалу (9,0–8,4 тис. р. т.)	<p>пристосування (онтогенез) ґрунтів і рослинності до теплих кліматичних умов голоцену, а саме:</p> <ul style="list-style-type: none"> • у Поліссі: первинні сукцесії від бідних сосняків на піщаному субстраті до складних суборів (домінанти – дуб, граб, сосна) на дерново-підзолистих ґрунтах; • в серединній макросмузі (лісостеп) – сукцесії від березово-соснових лісів на примітивних дерново-карбонатних суглинкових ґрунтах до дібров на сірих опідзолених ґрунтах; • у степу – сукцесії від полинових угруповань на дернових і дерново-карбонатних ґрунтах до різнотравно-злакових степів на чорноземах
Квазірівноважного стану атлантичного оптимуму	початок атлантичного періоду голоцену (8,0 тис. р. т.)	<ul style="list-style-type: none"> • уповільнення процесів формування ґрунтів і сукцесій; • сукцесії рослинності обмежуються змінами стадій, недалекоких від клімаксу; • межі між ландшафтними зонами лишаються стабільними; • значне поширення широколистих лісів, у степу – лучних різнотравно-злакових угруповань
Пост-атлантичних сукцесій	кінець атлантичного періоду голоцену (4,6 тис. р. т.)	різноспрямовані вторинні сукцесійні зміни ландшафтів під впливом кліматичних осциляцій та впливів людини на рослинний покрив;
Антропогенний	середина XVIII ст.	<ul style="list-style-type: none"> • антропогенні впливи набули регіонального масштабу; • природна рослинність знищена на більшій частині території України; • ландшафти в близькому до корінного стану збереглися в дуже небагатьох місцях; • інтенсивні форми ландшафтокористування (водні меліорації, хімізація рослинництва, стрімкий ріст урбанізації тощо)

**Підетап
ранньоголоценового
онтогенезу ландшафтів**

У ранньому голоцені відбувалось пристосування ґрунтів і рослинності ландшафтів до значно більш теплих кліматичних умов. На початку цього підетапу ґрунти Полісся були представлені оглиненими гумусовими горизонтами та гумусовими клино-подібними структурами без ознак їх текстурної диференціації (Александровский, 1983), а рослинність – сосновими, березово-сосновими та березовими лісами, в яких були холододлюбні види, властиві пізньольодовиковому флористичному комплексу (Артюшенко и др., 1982; Безусько та ін., 2011; Пашкевич, 1972). В Українському лесовому ЛЕВ-макрореґіоні були розвинені дернові та дерново-карбонатні суглинкові ґрунти (Герасименко, 2004), на яких зростали березово-соснові ліса, на півдні – різнотравно-злакові степи зі значною участю полинових і лободових (Безусько та ін., 2011; Болиховская, 2007).

Протягом пребореалу та бореалу ці, фактично постперигляціальні, ґрунти та рослинність розвивались у напрямку позбавлення своїх кріотичних рис до формування врівноваженого з кліматом і субстратом стану (наприклад, для Полісся – сосново-дубових лісів на дерново-підзолистих ґрунтах). Цей процес ми розглядали в підрозд. 3.3.1, де він був названий онтогенетичною інерційністю голоценового ландшафтогенезу. Зумовлена нею часова затримка розвитку ґрунтів і рослинності розтягнулась від 1500 до 5000 років і для мішано-лісових ландшафтів Полісся завершилась у фазах АТ-1 і АТ-2 атлантичного часу, для широколистолисових ландшафтів – у АТ-2, для чорноземних степів – у АТ-1. Часовий проміжок від початку голоценової історії ландшафтогенезу до досягнення ландшафтами їх врівноваженого стану розглядаємо як перший підетап названого етапу. Для різних реґіонів і зональних типів ландшафтів України він розпочався й завершився у різні строки (див. підрозд. 3.3.1).

**Підетап квазірівноважного стану
атлантичного оптимуму**

Після досягнення ландшафтами врівноваженого з кліматом стану темпи багатьох природних процесів помітно уповільнились. Так, у розвитку чорноземів виділяються дві фази: інтенсивного розвитку, яка триває близько 2,5 тис. р. (тобто для України – до початку атлантики), та фаза уповільненого розвитку, тривалістю від 2,5 до 6–7 тис. р. Темпи утворення гумусу та зростання потужності гумусових горизонтів відрізняються на цих фазах у десятки разів (Голеусов, Лисецкий, 2005). За Н. П. Герасименко (2004), амплітуда змін

зональних ландшафтів України протягом атлантики була значно меншою, ніж під час інших періодів голоцену. Межі ландшафтних зон протягом атлантики лишались незмінними (Безусько та ін., 2011).

Впродовж підетапу квазірівноважного стану ландшафтів клімат лишався теплим з незначними коливаннями зволоженості. Це сприяло поширенню широколистолисових ландшафтів, у тому числі в межах сучасної степової зони. За оптимального зволоження, яке за Н. П. Герасименко (2004) склалось у часовому інтервалі 6,9–6,3 тис. р. т., граб поширювався на 500 км на схід від його сучасного ареалу. Загалом атлантичний період голоцену – час найбільшого поширення широколистих лісів, у яких домінували дуб, липа, граб, клен. Заплавні та байрачні ліси, складені цими породами, поширювались далеко на південь у межах сучасної степової зони й доходили до Приазов'я та пониззя Дніпра. У степу частка різнотрав'я збільшилась, а злаків – зменшилась. На значних просторах північної та середньої підзон степу переважали лучні степи, які витіснили типчаково-ковилові степи, а злаково-полинові степи південного степу взагалі на той час були відсутні (Кременецкий, 1991).

Загалом врівноважена сукцесійна динаміка ландшафтів була дещо порушена в кінці атлантичного періоду у зв'язку з аридизацією клімату й врешті перервана помітним похолоданням на межі між атлантикою та суббореалом.

Підетап постатлантичних сукцесій ландшафтів

Підетап охоплює суббореальний і більшу частину субатлантичного періодів голоцену, коли на кліматичні осциляції цього часу ґрунти та рослинність реагували відповідними сукцесійними змінами. Більшу амплітуду ці коливання мали в суббореалі, меншу – в субатлантиці.

Поряд з кліматичними чинниками змін ландшафтів на цьому підетапі дедалі більшу роль починали відігравати антропогенні впливи. Як було вказано в підрозд. 5.4, до середини XVIII ст. вони мали точковий або локальний характер, але реакція ландшафтів на них могла набувати регіонального масштабу. Вперше ця масштабна невідповідність (впливи локальні, а відгук на них – регіональний) проявилась у середньоголоценовому постагрікультурному остепненні ландшафту (підрозд. 5.3). Фактично цей процес являв собою вторинну сукцесію, спрямовану не на відновлення лісу, а на формування нового стану ландшафту, краще врівноваженого з більш посушливими кліматичними умовами суббореального періоду голоцену. Таким станом на той час були не діброви, а

лучні чорноземні степи. Пізніші культури, зокрема скіфо-сарматська, також ініціювали сукцесійні зміни ландшафтів. Однак і ці зміни були спрямовані не на відновлення корінної рослинності, а у бік нових станів, врівноважених зі зміненими людиною умовами¹⁹.

Отже, після того, як у кінці атлантики ландшафти були виведені зі стану їх відносної рівноваги, вони виявились залученими до сукцесійних змін, поштовх яким дали як кліматичні коливання, так і діяльність людини. На відміну від підетапу ранньоголоценового онтогенезу, коли зміни ландшафтів являли собою первинні сукцесії, спрямовані у бік кліматичного клімаксу, у суббореалі та субатлантиці сукцесії ландшафтів мали інший характер. По-перше, вони були вторинними (тобто починались на вже сформованому ґрунті, а через це проходили набагато швидшими темпами). По-друге, вони були спричинені різними чинниками (похолоданням або потеплінням, збільшенням чи зменшенням зволоження, різноманітними впливами людини). По-третє, сукцесії мали мінливий у часі напрямок: у певні часові проміжки вони були спрямовані в бік ксерофітизації ландшафтів, в інші проміжки – у бік їх мезофітизації тощо.

З наведеного порівняння видно, що "картина" ландшафтних сукцесій у середньому-пізньому голоцені була набагато складнішою, ніж у ранньому голоцені. Через це, якщо для підетапу ранньоголоценового онтогенезу ландшафтів виділення еволюційних стадій не є принципово важливим, то для підетапу постатлантичних сукцесій воно є цілком слушним. За спрямованістю сукцесійних змін ландшафтів України в цьому підетапі можна виділити чотири стадії (табл. 7.8).

Стадія суббореальної бореалізації ландшафтів (кінець пізньої атлантики – ранній суббореал). Різке похолодання і певне збільшення зволоженості наприкінці пізньої атлантики АТ-3 призвели до зменшення площі широколистих і сосново-широколистих лісів, заміщення широколистих видів дерев березою, вільхою, сосною. Степова рослинність зазнала мезофітизації, що призвело до поширення лісостепу на південь і у більш континентальні східні регіони України, зокрема на Донецьку височину.

Отже, ландшафтна сукцесія на цій стадії визначалась похолоданням і більшим зволоженням і була спрямована від клімаксових станів атлантики (для неморальних лісів – діброви) до більш мікротермних і гумідних варіантів мішаних лісів. При цьому широколисті ліси не зникли з рівнин України, а лише зменшили свою площу й, імовірно, видове різноманіття (зокрема, через випадіння з їх складу в'язових *Ulmus*).

¹⁹ За Г. Госсеном, такий стан має назву плезіоклімаксу, до нього близьке поняття потенційної рослинності за Р. Туксеном.

Таблиця 7.8

Стадії підетапу постатлантичних сукцесій ландшафтів України

Назва стадії	Хронологічні рамки стадії, тис. р. т.	Напрямок сукцесійних змін
Суббореальної бореалізації	кінець пізньої атлантики – ранній суббореал (4,6–4,1)	сукцесія визначалась похолоданням і більшим зволоженням й була спрямована від клімаксових станів атлантики (для неморальних лісів – діброви) до більш мікротермних і гумідних варіантів мішаних лісів
Суббореальної термоаридизації	друга половина суббореалу (4,1–2,6)	провідні фактори сукцесії – потепління та аридизація клімату; її напрямок – у бік ксероморфізації, у південній макросмузі – у бік галоморфізації
Субатлантичної бореалізації	перша половина субатлантики (2,6–1,5)	провідні фактори сукцесії – похолодання та гумідизація; напрямок – від ксероморфних до мезоморфних станів; локально під антропогенним впливом – регресивна сукцесія в бік ксероморфізації
Вторинних антропогенних сукцесій субатлантики	друга половина субатлантики (1,5–0,2)	

Стадія суббореальної термоаридизації (друга половина суббореалу, 4,1–2,6 тис. р. т.). Потепління та зменшення гумідності клімату призвели до помітного скорочення площ лісів і зменшення в них ролі мезофітів, зокрема граба. Його пилок у відкладах кінця суббореалу на Лівобережжі взагалі не зустрічається (Герасименко, 2004). У лісостепу відбувалось зменшення лісових геохор, заміщення лучних фітоценозів різнотравно-злаковими й, як наслідок цих процесів – певне зміщення межі зони лісостепу на північ. У степах різнотравно-злакові угруповання поступались площею полиново-злаковим. В особливо посушливі кліматичні фази цієї стадії відбувалось засолення ґрунтів, розвіювання пісків, осушення заплав, формування в їхніх межах лучних ґрунтів. Зауважимо, загальний тренд

аридизації цієї стадії був перерваний у часовому проміжку 3,3–2,9 тис. р. т. У цей час темпи перелічених процесів загальмувались або вони тимчасово припинились (наприклад, розвіювання пісків на терасах Дніпра змінилось їх закріпленням на дюнах).

Отже, на стадії суббореальної термоаридизації ландшафтів провідними факторами їхньої сукцесії було потепління та аридизація клімату. Для ландшафтів північного та середнього макросмуг України це зумовило напрямок їх сукцесійних змін у бік ксероморфізації, а для ландшафтів південної макросмуги – також і в бік галоморфізації. Наслідком цього стала редукція широколистих лісів і ксерофітизація лучної рослинності.

Особливість стадії суббореальної термоаридизації ландшафтів полягає в тому, що їх сукцесія проходила вздовж одного ряду (ксероморфного), але її напрямок був різним на початку та в кінці вказаної стадії. На її початку, коли прохолодні та гумідні умови попередньої бореальної стадії почали змінюватись на більш теплі та посушливі, зміни ландшафтів являли собою прогресивну сукцесію. Вона була спрямована від холодних і перезвожених станів у бік клімаксу. В кінці стадії подальше зростання посушливості клімату й продовження течії сукцесії вздовж ксероморфного ряду означало віддалення від більш мезоморфного клімаксового стану на все більш ксероморфні стани ландшафтів. Така сукцесія вважається "регресивною". Прогресивністю ксероморфної сукцесії початку стадії суббореальної термоаридизації ландшафтів можна пояснити поширення у тогочасних лісах бука, граба, липи, відновлення у них в'язових, на що вказують дані Л. Г. Безусько (2011) й які суперечать висновкам більшості інших дослідників голоцену України щодо скорочення й навіть відсутності граба у суббореалі.

Стадія субатлантичної бореалізації ландшафтів (перша половина субатлантики, 2,6–1,5 тис. р. т.). Похолодання та зволоження викликало зміну знаку сукцесій, які на цьому етапі були спрямовані в бік від ксероморфних до мезоморфних станів ландшафтів. Такі зміни привели до поширення широколистих лісів і заміщення ними лучних і лучно-степових ділянок, збільшення у лісах участі дуба, граба, в'яза, клена, липи, підвищення заліснення лісостепової зони, мезофітизації степів, формуванню дерново-підзолистих ґрунтів на терасах і високих заплавах річок. У кінці цієї стадії перелічені процеси були загальмовані потеплінням клімату. В деяких ареалах діяльність людини спричинила сукцесійні тренди протилежної спрямованості. Прогресивна сукцесія в бік мезоморфних станів, властива природним ландшафтам, змінилась під впливом розорювання та випасу на регресивну сукцесію в бік ксероморфних станів.

Стадія вторинних антропогенних сукцесій субатлантики (друга половина субатлантики, 1,5–0,2 тис. р. т.). Хоча залюднення території України почалось з раннього палеоліту (близько 1 млн р. т.), лише з середини атлантичного періоду голоцену реакція ландшафтів на діяльність людини почала набувати регіонального масштабу. В контексті сукцесійних змін ландшафту це знайшло свій прояв у тому, що сукцесії стали контролюватись не стільки кліматичними чинниками, скільки антропогенними – випасом, конвертацією лісів у ріллю тощо. Як наслідок – суто природні сукцесії лісових ландшафтів, які були властиві попереднім стадіям підетапу постатлантичних сукцесій, все більше поступались місцем вторинним сукцесіям – пасквальній (пасовищній), постпірогенній, заростання "вікон" у лісовому покриві та інших. Сукцесії степових ландшафтів також у цей час набули характеру вторинних антропогенних сукцесій. Л. Г. Дінесманн (1977) дійшов висновку, що пізньоголоценову ксерофітизацію лучних степів не можна пояснити змінами клімату, натомість її чинником може бути тільки пасквальна дигресія.

З погляду історії господарського освоєння ландшафтів України слід мати на увазі, що на стадії вторинних антропогенних сукцесій субатлантики більшу частину території України продовжували обіймати ландшафти, які перебували в близькому до натурального стану. Мова йде лише про те, що на цій стадії на характер, напрямок, фінальну стадію сукцесійних змін почала істотно впливати людська діяльність.

**Антропогенний підетап
голоценової історії ландшафтів**

Якщо на підетапі вторинних антропогенних сукцесій існувала масштабна невідповідність між антропогенними впливами (мали локальний масштаб) і реакцією ландшафтів на них (мала регіональний масштаб), то з середини XVIII ст. вже й самі антропогенні впливи набули регіонального масштабу, охопивши собою більшу частину території України. До цього призвело масове розорювання земель і вирубування лісів. Як наслідок – натуральні та близькі до них ландшафти були заміщені на антропогенні з позбавленим природним рослинним покривом і зміненими ґрунтами. Масштаби і темпи цього процесу було схарактеризовано в підрозд. 5.4, де також виділено стадії антропогенізації ландшафтів України. Антропогенному підетапу голоценової історії ландшафтів відповідають дві із цих стадій (див. табл. 5.2), а саме стадія Деметри (переважно землеробського освоєння земель) і стадія Ареса (інтенсифікації ландшафтокористування шляхом водних меліорацій, хімізації рослинництва, зростанням урбанізації тощо). Межа між цими стадіями – 1960-ті роки.

На завершення розд. 7 варто зробити зауваження, що запропонована у ньому схема етапності еволюції ландшафтів України може бути уточнена, деталізована, ба й навіть по-іншому укладена. Це пояснюється тим, що розчленування неперервного ряду еволюційних змін ландшафтів на його окремі часові проміжки містить суб'єктивну складову, зокрема залежить від обраних автором таксонів схеми етапності, критеріїв їх виділення тощо.

Загальну схему етапності еволюції ландшафтів України від палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу до сьогодення наведено в табл. 7.9.

Таблиця 7.9

**Хронологічна схема етапності еволюції ландшафтів
рівнинної частини території України**

Етапи	Підетапи і їх початок, млн р. т.	Стадії і їх початок, млн р. т.
Палеоген-неогеновий рубіж ландшафтогенезу	Олігоценний тропічно-субтропічний (початок олігоцену – 33,9)	не виділено
	Середньоміоценовий помірно теплий (початок міоцену – 23,03)	не виділено
Неогенової передісторії сучасних ландшафтів	Пізньоміоценової бореалізації тургайських лісів (початок меотичного віку міоцену – 9,6)	не виділено
	Пліоценової полізональності ландшафтів (початок понтичного віку міоцену – 7,3)	не виділено
	Еоплейстоценових осциляцій ландшафтогенезу (сіверський палеогеографічний етап пліоцену, 2,8–2,43)	3 холодні і 3 теплі стадії, починаючи від сіверського й закінчуючи широкинським палеогеографічними етапами
Плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу	Додніпровський (початок приазовського палеогеографічного етапу – 0,85)	4 стадії теплого і 4 стадії холодного архетипів ландшафтогенезу, починаючи від приазовського палеогеографічного етапу й закінчуючи дніпровським палеогеографічним етапом

Закінчення табл. 7.9

Етапи	Підетапи і їх початок, млн р. т.	Стадії і їх початок, млн р. т.
Плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу	Післядніпровський (початок кайдацького етапу – 0,13)	4 стадії теплого і 4 стадії холодного архетипів ландшафтогенезу від кайдацького до причорноморського етапу
Голоценової історії ландшафтів	Ранньоголоценового онтогенезу (середина пребореалу – початок бореалу, 0,0095– 0,009)	не виділено
	Атлантичного оптимуму (початок атлантичного періоду голоцену – 0,008)	не виділено
	Постатлантичних сукцесій (кінець атлантичного періоду голоцену – 0,0046)	<ul style="list-style-type: none"> • Суббореальної бореалізації (4,6 тис. р. т.) • Суббореальної термоаридизації (4,1 тис. р. т.) • Субатлантичної бореалізації (2,6 тис. р. т.) • Вторинних антропогенних сукцесій субатлантики (1,5 тис. р. т.)
	Антропогенний (середина XVIII ст.)	<ul style="list-style-type: none"> • Стадія Деметри – землеробська (середина XVIII ст.) • Стадія Ареса – інтенсивного ландшафтокористування (1960-ті рр.)

Розділ 8

ГЕНЕТИКО-ЕВОЛЮЦІЙНІ РЯДИ СУЧАСНОГО ЛАНДШАФТОГЕНЕЗУ

8.1. Вступні зауваження. Поняття ландшафтогенезу та генетико-еволюційних рядів

Ландшафтогенез і його типи

Термін "ландшафтогенез" доволі широко використовується у ландшафтознавстві (Коломыць, 2017, 2018; Ландшафтогенез-2000, 1996; Михно, 1999; Шищенко, 1999 та ін.). Але його загальноприйнятої дефініції немає. У нашому розумінні, сформованому роботою П. Г. Шищенка (1999), **ландшафтогенез – сукупність процесів, умов їх перебігу та змін ландшафтів, завдяки яким вони набувають певної впорядкованості та характерних рис.** Якщо еволюцію ландшафту можна уявити як послідовність його змін у часі, то ландшафтогенез – як "механізм", який пов'язує ці зміни та процеси між собою й дія якого рухає еволюцію у певному напрямку й з певними темпами. Отже, ландшафтогенез можна вивчати у двох ракурсах: як дослідження взаємодії процесів і умов формування ландшафтів і як дослідження послідовності змін ландшафтів, які він зумовлює. Перший дослідницький ракурс можна назвати функціональним і він лежить у річищі геофізики, геохімії ландшафтів і ландшафтно-екології. Другий ракурс – етологічний (від "етологія" – наука про поведінку) й стосується проблематики становлення та еволюції ландшафтів. У цій книзі, ландшафтно-еволюційній за змістом, ландшафтогенез досліджуватимемо в його етологічному ракурсі.

На сьогодні типологія ландшафтогенезу не опрацьована. Під час вивчення сучасної еволюції ландшафтів очевидним є його поділ на два архетипи: холодний перигляціальний і теплий міжльодовиковий (див. підрозд. 2.3.2). У межах кожного з цих архетипів можливе виділення їх кількох типів²⁰. Передусім виділяються рівнинний та гірський типи ландшафтогенезу. В певних ландшафтах вони можуть поєднуватись, в результаті чого постають ландшафти, які класифікуються як передгірні. Є

²⁰ Термін "тип" у цій книзі використовується в його позаранговому значенні, як множина об'єктів, подібних за будь-якою ознакою й на будь-якому щаблі таксономічної системи.

поважні підстави вважати їх самостійним класом ландшафтів поряд з рівнинним та гірським (Чернега, 2004). Але створені передгірні ландшафти завдяки поєднанню двох типів ландшафтогенезу – рівнинного та гірського. Ця книга обмежується розглядом еволюції рівнинних ландшафтів України, тому гірського ландшафтогенезу та його рядів ми у ній не торкатимемося.

Для рівнинного ландшафтогенезу розрізнятимемо його елювіальний, гідроморфний, транзитний (схилловий) та амфібіальний (заплавний і літоральний) типи. На різних абіотичних субстратах ці три типи ландшафтогенезу відбуваються неоднаково, й тому за вихідними поверхнями ландшафтогенезу доцільно розрізнити піщано-супіщаний, моренно-суглинковий, лесовий, скельний та інші менш поширені на території України типи ландшафтогенезу.

Фактично елювіальний ландшафтогенез, тобто той, що відбувається на рівнинах з глибоким рівнем залягання ґрунтових вод, є зональним типом ландшафтогенезу, провідним чинником якого є клімат. За цієї ознакою на території України нині діють два типи ландшафтогенезу: помірний і субсередземноморський (на Південному березі Криму). В минулі еволюційні етапи був поширений також ландшафтогенез субтропічного типу в його вологолісовому та аридно-напівпустельному проявах. З огляду на істотні відмінності перебігу багатьох процесів у ландшафтах з лісовою та з трав'яною рослинністю є сенс виділяти лісовий і трав'яний типи ландшафтогенезу. Щоправда, вони можуть переходити один в одного в процесі еволюційних і сукцесійних змін ландшафтів, а також у певних геохорах відбуватись одночасно, накладаючись один на одного.

Гідроморфний ландшафтогенез проходить на аренах, де ґрунтові води беруть участь у ґрунтоутворенні. Він може бути різних типів – алювіальний, болотний, низинний та ін. Окремий випадок – галоморфний ландшафтогенез, який визначається впливом легкорозчинних солей ґрунтових вод на речовинні складові й процеси ландшафту.

Типи транзитного (схиллового) ландшафтогенезу можна розрізнити за різними ознаками. Наприклад, за процесами, що проходять на схилах (зсуваний, ерозійний, обвальо-осипний ландшафтогенез тощо), за субстратом, яким складені схили (схилловий делювіально-суглинковий, вапняковий, глинистий тощо). Такий поділ має процесно-функціональний зміст і доречний під час функціонального вивчення ландшафтогенезу. Досліджуючи його в етологічному ракурсі, важливо розрізнити типи транзитного ландшафтогенезу за його напрямком – у бік дестабілізації схиллових геохор денудаційними процесами, або в бік їх природної стабілізації через розвиток ґрунтів і рослинного покриву на

схилах. Ці два типи транзитного ландшафтогенезу назвемо денудаційним і постденудаційним.

Як окремий тип ландшафтогенезу мусимо виділяти й антропогенний.

Якщо розглянутим вище типам ландшафтогенезу, що виділені за різними ознаками, надати певного таксономічного рангу з його відповідною назвою (на кшталт відділ – клас – рід – вид), отримаємо класифікацію ландшафтогенезу. В табл. 8.1 наведено її можливий варіант для сучасного (голоценового) ландшафтогенезу.

Таблиця 8.1

**Таксономічна схема класифікації
сучасного природного ландшафтогенезу**

Таксон	Головний критерій виділення	Приклади та індексація
Архетип (=відділ)	архетип ландшафтогенезу	теплий міжльодовиковий (W) – холодний перигляціальний (C)
Підвідділ	стадіали та перехідні від одного архетипу до іншого	для архетипу W: постгляціальний (<i>preW</i>), власне теплий (<i>trueW</i>); для архетипу C – власне холодний (<i>trueC</i>), холодний інтерстадіальний (<i>interC</i>)
Клас	морфоструктури мегарельєфу, тип природної стріальності (горизонтальна зональність або вертикальна поясність)	рівнинний (P) – гірський (M)
Підклас	макрорельєф – орографія та генезис	для рівнинного класу: денудаційно-височинний (<i>Pup</i>), акумулятивно-низинний (<i>Plo</i>), давньотерасовий (<i>Pat</i>) та ін.
Рід	тип водно-геохімічного режиму ландшафту	елювіальний (E), гідроморфний (H), транзитний (T), галоморфний (G), марітимний (M)
Підрід	провідні фізико-географічні процеси	для елювіального роду: зональний (z), літогенний (p); для транзитного роду – денудаційний (d), постденудаційний (pd); для гідроморфного роду – заплавної алювіальний (al), рівнинний лучно-болотний (bg), схиловий мочаристий (m) та ін.

Закінчення табл. 8.1

Таксон	Головний критерій виділення	Приклади та індексація
Формація	субстрат, вихідна поверхня ландшафтогенезу	піщано-супіщаний (<i>s</i>), моренно-суглинковий (<i>m</i>), лесовий (<i>l</i>), скельний (<i>r</i>), щільнокарбонатний (<i>k</i>) та ін.
Вид	гідротермічні умови ландшафтогенезу	мезоморфний (<i>mm</i>), мезоксеротичний (<i>mx</i>), ксеротичний (<i>x</i>), кріотичний (<i>cr</i>) та ін.
Регіональний варіант	особливості ландшафтогенезу в певних регіонах	для теплого сучасного елювіального кліматогенного мезоморфного ландшафтогенезу на лесах (<i>trueW-Pup-Ez-mm-l</i>): а – західноукраїнський (з формуванням букових лісів), б – подільсько-придніпровський (з формуванням грабових дібров), в - слобожанський (те саме – кленово-липових і ясеневоліпових дібров)

У схемі класифікації ландшафтогенезу в табл. 8.1 таксоном найвищого рангу прийнято відділ. Він відповідає архетипу ландшафтогенезу, яких впродовж еволюції сучасних ландшафтів України було два: теплий і холодний. Починаючи від етапу голоценової історії ландшафтогенезу, усі генетико-еволюційні ряди рівнинних ландшафтів України є реалізацією його теплого міжльодовикового архетипу. Потреба у введенні таксону підвідділу ландшафтогенезу зумовлена тим, що зміна одного архетипу ландшафтогенезу іншим не була раптовою, й у ці перехідні періоди ландшафтогенез відзначався своєрідністю.

Так, у формуванні сучасного стану ландшафтів рівнинної України та обрисів її сучасного ландшафтного покриву важливу роль відіграли процеси, які відбувались не стільки під час панування останнього (валдайського=віслянського) холодного архетипу ландшафтогенезу, скільки під час його переходу до теплого (голоценового) ландшафтогенезу. Часовий проміжок від завершення LGM до початку власне теплого архетипу ландшафтогенезу тривав на просторах рівнинної України до пребореального періоду голоцену. Ландшафтогенез у цей час полягав у позбавленні ландшафтами своїх гляціальних рис і все більшому закріпленні

рис його теплого архетипу (зокрема, ґрунтоутворення замість породотворення). Ландшафтогенез такого типу вважатимемо постґляціальним, або передміжльодовиковим (*preW* в табл. 8.1).

У схемі класифікації ландшафтогенезу його рівнинний клас поділяється на роди за типом ландшафтно-геохімічного режиму (елювіальний, транзитний, гідроморфний та ін.), які тісно пов'язані з типом місцеположень (плакорно-рівнинним, схиловим, низинним та ін.). Однак у контексті еволюції ландшафту традиційний для геохімії ландшафту та геотопології підхід до виділення типів режимів-місцеположень доцільно доповнити двома типами: галоморфним і марітимним (таласоморфним).

До галоморфних належать ландшафти, чії властивості, процеси й еволюція визначаються надмірною кількістю солей у ґрунтах, підґрунті, рослинах і ґрунтових водах. Відповідно, галоморфний рід ландшафтогенезу *G* охоплює процеси та зміни ландшафтів, визначальним чинником яких є наявність і активність легкорозчинних солей у їх різних геокомпонентах. На рівнинній частині території України галоморфний ландшафтогенез здебільшого проходить у низинних гідроморфних місцеположеннях, де головним джерелом надходження солей до ландшафту є мінералізовані ґрунтові води. За цієї ознакою галоморфний ландшафтогенез слід було б розглядати як варіант (підрід) гідроморфного ландшафтогенезу. Але наявність і активність солей у ландшафтах визначає настільки своєрідні риси їхньої динаміки, еволюції, екологічних режимів, що саме засоленість виступає провідним чинником ландшафтогенезу. Він розглядається у цій книзі як одноранговий з гідроморфним ландшафтогенезом і, відповідно, вирізняються два самостійні генетико-еволюційні ряди: гідроморфний і галоморфний (див. табл. 8.1).

Марітимний ландшафтогенез (від лат. *maritimus* – морський) своїм провідним чинником має вплив морських вод на узбережні низинні території. Утворені завдяки цьому ландшафти відзначаються настільки своєрідними рисами, а шляхи їхнього формування настільки оригінальні, що дослідники висловлюються щодо виділення марітимних ландшафтів окремо від галоморфних (Кривульченко, 2005; Онойко, 2008 та ін.).

Вид ландшафтогенезу виділяється за гранулометричним складом вихідних поверхонь ландшафтогенезу. Оскільки в різних регіонах один і той самий вид ландшафтогенезу може мати свої особливості, у схемі класифікації ландшафтогенезу передбачені його регіональні варіанти. Для теплого сучасного елювіального зонального мезоморфного ландшафтогенезу приклади його регіональних варіантів наведено в табл. 8.1.

Генетико-еволюційні ряди

Ландшафтогенез певного типу зумовлює зміни ландшафтів у відповідному напрямку. Він немов задає для ландшафту вектор його розвитку (креод, за Уоддінгтоном, 1970) від певного нуль-моменту через низку послідовних стадій до сучасного стану або до стану, на якому цей тип ландшафтогенезу перервався й поступився місцем ландшафтогенезу іншого типу. Тому найбільш відповідним дослідницьким прийомом вивчення ландшафтогенезу в етологічному ракурсі є побудова генетико-еволюційних рядів ландшафтів – як послідовності змін станів ландшафтів у процесі їхньої еволюції під впливом певного чинника чи їх комбінації. **Під генетико-еволюційним рядом розуміємо послідовність змін ландшафтів від обраного нуль-моменту їх формування до сучасного стану, зумовлену провідним чинником ландшафтогенезу.**

Назвою "генетико-еволюційний ряд" наголошується, що він несе інформацію і про генезис ландшафтів і про їх еволюцію. "Генетичність" ряду полягає у визначенні фактору чи кількох факторів і умов, які визначили характер і напрямок змін ландшафтів. "Еволюційність" ряду полягає у встановленні часової послідовності змін ландшафтів у ході їхньої еволюції.

Поняття генетико-еволюційного ряду в близькому до наведеного вище його розумінні використовується в ґрунтознавстві, фітоценології, геоморфології та інших природничо-географічних науках, але під дещо різними назвами (еволюційні, генетичні, еволюційно-динамічні ряди). У ландшафтознавстві пріоритет введення терміна "генетичний ряд ландшафтів" належить Ф. М. Мількову (1977-а). Щоправда, під ним учений розумів не послідовність змін ландшафтів у певних умовах, а групу ландшафтів одного генезису. Всього Мільков виділив 12 генетичних рядів (=груп) ландшафтів, як-от кліматогенний, тектогенний, вулканогенний та ін. До розуміння ряду як послідовності змін ландшафтів у часі значно ближчим є поняття факторально-динамічного ряду (Краукліс, 1979; Сочава, 1978). За своїм змістом воно є дуже близьким до поняття сукцесійного ряду в моноклімаксовій (клементезіанський) версії сукцесії й, відповідно, орієнтоване на вивчення не еволюційних змін ландшафту, а його багаторічної динаміки. І. І. Мамай (2005) у своїй методології дослідження ландшафту як "генетико-еволюційної цілісності" вважає, що реконструкція еволюції ландшафтів має полягати у побудові їх еволюційно-динамічних рядів. Ці ряди описують зміни ПТК під дією морфолітогенних, термічних, гідрологічних, геохімічних чинників (Мамай, 2005). Однак, у чому

полягає сутність цих рядів і їх відмінність від сукцесійних (факторально-динамічних за Сочавою) рядів І.І.Мамай не уточнює. Практичної реалізації цієї методології також немає.

Питання співвідношення генетико-еволюційних і сукцесійних рядів вимагає з'ясування. Почати варто з того, що обидва ці ряди – не власне динаміка чи еволюція ландшафту, а лише науковий спосіб вивчення та опису змін ландшафтів у багаторічному часовому масштабі. Загальний принцип побудови рядів – їх упорядкування у такий спосіб, щоби сусідні позиції ряду обіймали ландшафти, найбільш подібні між собою за обраними критеріями їх порівняння. Залежно від цих критеріїв можна будувати ординаційні, сукцесійні (факторально-динамічні за Сочавою-Крауклісом), еволюційні та інші ряди ландшафтів²¹.

Відмінність між генетико-еволюційними та сукцесійними рядами ландшафтів лежить не стільки в площині розрізнення між динамікою та еволюцією, скільки в напрямках вивчення змін ландшафтів у багаторічному часовому масштабі. Ці зміни можна вивчати як за допомогою сукцесійних, так і за допомогою генетико-еволюційних рядів. Причому часовий масштаб сукцесійних і еволюційних змін ландшафтів не є вирішальною ознакою їх відмінності між собою. Адже навіть за "нормального" ходу сукцесії вона може тривати понад тисячу років, а в разі її блокування на певних стадіях, що в реальності зазвичай і відбувається, сукцесійні зміни розтягуються на кілька тисяч років (Разумовський, 1991). Такий само порядок часу мають і еволюційні зміни ландшафтів. Наявність спільного діапазону часових масштабів сукцесії та еволюції ландшафтів (від тисяч до перших десятків тисяч років) вказує на те, що сукцесійні ряди можна використовувати не тільки для вивчення динаміки ландшафтів, а й їх еволюції.

Отже, генетико-еволюційні та сукцесійні ряди – різні способи вивчення багаторічних змін ландшафтів, у тому числі еволюційних. Ці ряди висвітлюють еволюцію з дещо різних ракурсів, а тому не суперечать, а доповнюють один одного. Головні відмінності між ними полягають у такому.

Генетико-еволюційний ряд – це послідовність змін ландшафтів, які вони *вже пройшли* від обраного нуль-моменту ландшафтогенезу й дотепер. Сукцесійні ряди – послідовність змін, які ландшафти *повинні проходити* за посилення чи послаблення дії певного фактору. Обидві ці послідовності слід вважати гіпотетичними, але в генетико-еволюційних

²¹ Огляд цих рядів та принципів їх побудови можна знати в роботі (Гродзинський, 2014).

рядах гіпотеза стосується *реконструкції пройдених змін*, а в сукцесійних рядах – *імовірних змін у напрямку клімаксу*, який також є гіпотетичним. Кінцевою ланкою генетико-еволюційного ряду є *сучасний стан* ландшафту, а сукцесійного ряду – його *клімаксовий стан*. У цьому стані ландшафти здебільшого не перебувають, а за умов антропогенного тиску на них – і не можуть перебувати. Генетико-еволюційний ряд – це впорядкування ландшафтів уздовж осі, яка відповідає певному процесу, умовам або їх поєднанню, які діяли впродовж еволюції ландшафтів. Натомість сукцесійний ряд будується вздовж осі, яка являє собою не безпосередньо природні процеси чи умови, а *комплексний ефект* від їхньої дії – гідроморфізацію, ксерофітизацію, галоморфізацію ландшафтів тощо. Наприклад, сукцесійний ряд гідроморфізації є рядом зростання зволоженості ландшафтів, яка може бути спричинена багатьма різними причинами: гідрогеологічними, кліматичними, антропогенними. Побудова генетико-еволюційних рядів має на меті насамперед *з'ясування шляхів становлення сучасних ландшафтів* і не претендує на прогностичність, натомість важлива функція сукцесійних рядів – можливість *прогнозування ймовірних змін ландшафтів* за певних змін їх факторів.

Отже, попри те, що між сукцесійними та еволюційними змінами ландшафтів прірви немає, між способами вивчення цих змін, якими є генетико-еволюційні й сукцесійні ряди ландшафтів, існують істотні відмінності. Їх узагальнено в табл. 8.2.

Таблиця 8.2

Головні відмінності між генетико-еволюційними та сукцесійними рядами ландшафтів

Ознаки ряду	Генетико-еволюційні ряди	Сукцесійні ряди
Принцип впорядкування у ряд	послідовність вже пройдених у процесі еволюції станів ландшафту	послідовність станів, які ландшафт повинен проходити під впливом фактору
Зміст ряду	вісь, яка відповідає певному природному процесу чи їх поєднанню	вісь, яка описує комплексний ефект від дії кількох односпрямованих процесів
Кінцева ланка ряду	сучасні ландшафти або ландшафти, на яких ландшафтогенез певного типу перервався	клімаксові стани ландшафту

Закінчення табл. 8.2

<i>Ознаки ряду</i>	<i>Генетико-еволюційні ряди</i>	<i>Сукцесійні ряди</i>
Таксономічний ранг геоохор, що впорядковуються в ряд	від елементарних (геотопи) до мезогеохор, ландшафтних смуг, ландшафтних зон і підзон	елементарного рангу (геотопи, фації)
Середній час реалізації ряду	десятки тисяч років	сотні і перші тисячі років, для вторинних сукцесій – десятки років
Головна мета побудови ряду	реконструкція шляхів становлення сучасних ландшафтів	встановлення змін ландшафтів під впливом певного фактору, в тому числі – прогнозних змін
Гіпотетичність ряду	стосується реконструкції минулих змін ландшафту	стосується: а - ймовірних змін ландшафту при зміні факторів його динаміки; б – уявлення про клімаксовий (фінальний) стан

З порівняння генетико-еволюційного та сукцесійного рядів ландшафту видно, що ці ряди різні за своїм змістом. Хоча для вивчення еволюції можна використовувати сукцесійні ряди ландшафтів, але більші можливості надає побудова їх генетико-еволюційних рядів. Вони будуються як часова послідовність змін одного ландшафту іншим унаслідок дії того природного чинника або пов'язаних чинників, які діяли протягом певного часового проміжку еволюції. Постає питання: для яких саме проміжків еволюції ландшафтів є сенс встановлювати їх генетико-еволюційні ряди?

Часові рамки генетико-морфологічних рядів. Суто теоретично генетико-еволюційні ряди ландшафтів можна будувати для будь-якого часового проміжку еволюції, аж від абіотичного субстратно-глибинного нуль-моменту ландшафтогенезу (їх час показано на рис. 4.1) й до сьогодні. Однак практична реалізація цієї можливості обмежується браком достатніх для відновлення цих рядів даних для палеогену, неогену й навіть плейстоцену.

Для ландшафтно-географічного вивчення становлення сучасного ландшафтного покриву в регіональному масштабі (зокрема, території України) найбільший інтерес становлять сучасні генетико-еволюційні ряди ландшафтів. Ними вважатимемо ряди, зміни ландшафтів уздовж яких тривали безперервно й увінчались досягненням їх сучасних станів. Початок таких рядів доцільно співвідносити з нуль-моментом останнього

неперервного розвитку ґрунтового-біотичної складової ландшафтів (тип нуль-моменту Vz-s-Ic, див. підрозд. 4.3.2). Для рядів зонального ландшафтогенезу цей нуль-момент відповідає середині пребореалу – початку бореалу (9,5–9,0 тис. р. т.), коли після останнього льодовикового періоду (Валдайського = Віслянського) на абіотичному субстраті або на примітивних постперигляціальних ґрунтах дерново-карбонатного типу з розрідженим рослинним покривом піонерних кріотичних угруповань почалось формування сучасних зональних ґрунтів і рослинності. Для ландшафтогенезу інших типів початковим стадіям їхніх генетико-еволюційних рядів може відповідати момент оголення площинною ерозією абіотичного субстрату (транзитний ландшафтогенез і його ряди), момент відкладення алювіального матеріалу на заплаві (алювіальний ландшафтогенез) тощо. Від вказаних початкових стадій (фактично це стадії абіотичного чи близького до нього субстрату) розвиток ландшафтів безперервно триває дотепер, або ж – тривав до моменту, коли ґрунтового-рослинний покрив був докорінно змінений людиною й розвиток ландшафту пішов вздовж ряду їх антропізації.

Топологія генетико-еволюційних рядів не обов'язково повинна мати лінійну послідовність. Конфігурація багатьох з них розгалужена. За своєю топологією (але не за змістом!) генетико-еволюційні ряди подібні до суцесійних рядів і можуть: починатися з декількох ініціальних стадій (наприклад, різних за літологією абіотичного субстрату), ряди яких врешті сходяться до "головного"; на певних серійних стадіях подальший розвиток може піти кількома різними шляхами (дивергенція ряду); така дивергенція може мати своїм наслідком формування декількох фінальних стадій (наприклад, у лісостепу – діброву та різнотравно-злаковий лучний степ).

Хронологічна послідовність змін ландшафтів і їх послідовність на генетико-еволюційному ряді не обов'язково повинні збігатися між собою. Генетико-еволюційний ряд описує *загальний тренд* еволюційних змін ландшафтів. Якщо провідний чинник і умови ландшафтогенезу лишаються незмінними, то послідовність стадій ландшафтів на генетико-еволюційному ряді збігається з часовою послідовністю їх змін. Однак якщо в ході еволюції ці умови тимчасово змінюються (наприклад, після потепління – похолодання), то зміни ландшафтів протягом певного часу відбуваються у зворотному напрямку й ландшафтогенез немов повертається до вже пройдених стадій.

Повернення до еволюційних стадій, які дуже нагадують раніше вже пройдені, характерне для зональних генетико-еволюційних рядів. Наприклад, після відносно теплих стадій алерьюду зі сформованими дерновими ґрунтами і мішаними лісами з настанням дріасу-3 ландшафто-

генез перейшов до значно більш критичних стадій "холодного степу", які вже були пройдені раніше в дріасі-2. Звичайно, абсолютно тотожними ці стадії не були, однак у загальних рисах були подібними між собою. За своїм "поступально-зворотним" характером генетико-еволюційні ряди подібні до сукцесійних.

Класифікація генетико-еволюційних рядів. Різноманіття сучасних ландшафтів є наслідком різноманіття генетико-еволюційних рядів їх становлення. За великим рахунком, кожна геохора, навіть локального рангу, є неповторною за особливостями ландшафтогенезу й за шляхами свого розвитку. Класифікація цих шляхів, тобто генетико-еволюційних рядів ландшафтогенезу, покликана виявити генетико-еволюційну близькість між певними ландшафтами й відмінності між ними. Класифікація генетико-еволюційних рядів пов'язана з класифікацією ландшафтогенезу, але повної відповідності між ними немає. Це пояснюється тим, що генетико-еволюційний ряд є "продуктом" власне ландшафтогенезу, а не його певного типу.

Навіть якщо обмежитись етапом голоценової історії ландшафтогенезу, то для більшості ландшафтів України їх еволюція була спричинена не одним, а кількома типами ландшафтогенезу. В деяких геохорах і типах ландшафтів ці типи могли проходити одночасно. Так, у геохорах лісів паркового типу суміщаються лісовий та лучний типи ландшафтогенезу; у передгірних ландшафтах – його гірський та рівнинний типи; в ландшафтах знижених рівнин і річкових терас низьких і середніх рівнів суміщається ландшафтогенез елювіального та гідроморфного типів (у геохімії ландшафтів такі ландшафти класифікуються як елювіально-гідроморфні). Проте частіше різні типи ландшафтогенезу змінюють один одного в процесі еволюції, коли на певній її стадії один тип ландшафтогенезу поступається місцем іншому. Така зміна не зупиняє неперервного ряду еволюційних перетворень ландшафту – він триває, щоправда являє собою реалізацію ландшафтогенезу іншого, ніж попередній, типу. Так, у голоценовій еволюції ландшафтів України виділялись відрізки часу, коли вона визначалась різними провідними чинниками, а отже – почерговим перебігом у них ландшафтогенезу різного типу. Власне, виділені в підрозд. 7.2.4 стадії голоценової історії ландшафтів і ґрунтуються на зміні типів ландшафтогенезу в ландшафтах рівнинної частини території України.

Отже, один генетико-еволюційний ряд може охоплювати зміни, які на певних його відтинках визначались різними типами ландшафтогенезу. Зміна цих типів може бути спричинена зовнішніми чинниками, найчастіше кліматичними, а може мати ендегенний характер, коли певний тип ландшафтогенезу (наприклад, лучний) немов підготовлює

інший (лісовий). Усі ці зміни та переходи знаходять своє відображення в одному генетико-еволюційному ряді ландшафтогенезу. Відтинки цього ряду, які охоплюють зміни станів ландшафтів, зумовлених одним типом ландшафтогенезу, будемо називати серіями.

Схему класифікації генетико-еволюційних рядів сучасного теплого архетипу ландшафтогенезу для рівнинної частини території України наведено на рис. 8.1.

Кілька коментарів до класифікації генетико-еволюційних рядів на рис. 8.1. Її порівняння з класифікацією ландшафтогенезу у табл. 8.1 свідчить про існуючі розбіжності між ними. Їх головна причина пов'язана з тим, що один ряд може бути зумовлений кількома типами ландшафтогенезу. Якщо ці ряди складені на тривалий проміжок часу (як, наприклад, на увесь етап голоценової історії ландшафтів), то один генетико-еволюційний ряд здебільшого охоплює зміни ландшафтів, зумовлені різними типами ландшафтогенезу. Так, для рівнинних ландшафтів України початкові ланки більшості генетико-еволюційних рядів являють собою стани ландшафту та їхні зміни, що були зумовлені постгляціальним ландшафтогенезом *preW*. В кінці пребореального – початку бореального періодів голоцену він змінився на тип *trueW* – власне теплий ландшафтогенез.

В серединній ЛЕВ-макросмузі України (див. рис. 6.1) тип ландшафтогенезу протягом голоцену неодноразово змінювався з лісового на трав'яний. Але ці зміни формують один генетико-еволюційний ряд. Власне, чергування лісового та трав'яного типів ландшафтогенезу є характерною ознакою еволюції ландшафтів цієї макросмуги, особливо зони лісостепу. Це й знайшло своє відображення в побудованих генетико-еволюційних рядах її ландшафтів: вони включають і лісовий, і трав'яний типи ландшафтогенезу (див. підрозд. 8.2.3).

З рис. 8.1, можна помітити, що ознаки, за якими в класифікації генетико-еволюційних рядів ландшафтогенезу виділені таксони, характеризують переважно абіотичні складові та властивості ландшафтів. Це пояснюється тим, що для більшості ландшафтів зміни їхніх станів у голоцені полягали в змінах їх мобільної та біотично-активної складових (за А. Крауклісом, 1979), тоді як їх фіксована (літогенна) основа лишалась практично незмінною. Проте незмінність цієї основи не свідчить про її пасивну участь у ландшафтогенезі. Навпаки – вона була активною, оскільки саме властивості абіотичного субстрату та кліматичних умов визначили, в яких напрямках (вздовж яких рядів) проходило на ньому ландшафтогенез.

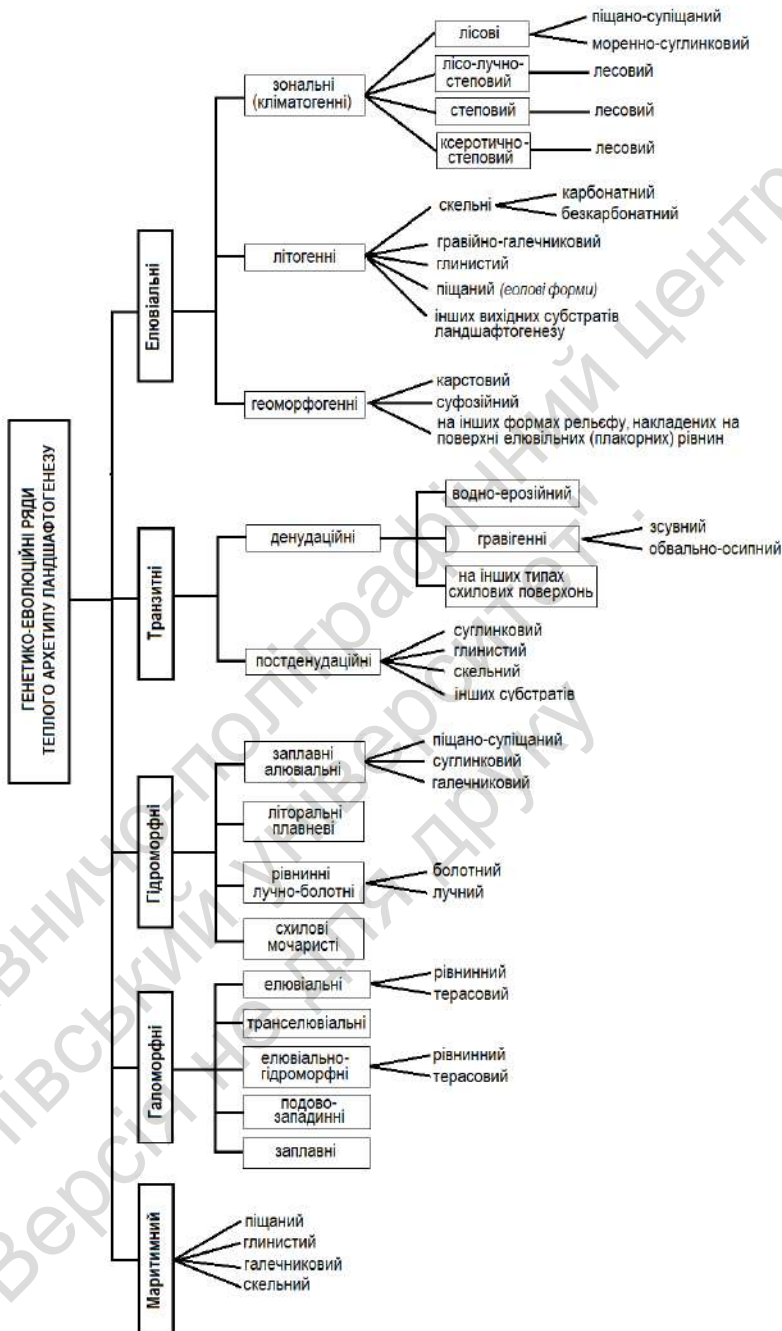


Рис. 8.1. Схема класифікації генетико-еволюційних рядів теплового архетипу ландшафтогенезу (для ландшафтів рівнинної частини території України)

Терміни "елювіальний" і "гідроморфний" мають у класифікації генетико-еволюційних рядів дещо інший зміст, ніж вони мають у геохімії ландшафту, де позначають не режими, а типи елементарних ландшафтів за їх водно-міграційним режимом. У класифікації рядів на рис. 8.1 терміни "елювіальний" та "гідроморфний" стосуються не стільки типу існуючого у ландшафті геохімічного режиму, скільки типу режиму, який формується ландшафтогенезом і до якого ландшафт прямує в ході своїх змін. Отже, до елювіальних відносимо ряди, які охоплюють як власне елювіальні стадії ландшафтів, так і їх елювіально-гідроморфні стадії, якщо в процесі еволюції вони змінились на елювіальні й ландшафти позбавились рис свого минулого гідроморфізму. Такий розвиток, зокрема, був властивий сухостеповим ландшафтам з каштановими ґрунтами.

Поділ генетико-еволюційних рядів на лісові та степові дещо умовний. Якщо вважати степовими ландшафти початку пребореалу, коли їх рослинність була представлена переважно трав'яними ксерофітами, то подібні "степові" стадії пройшли всі сучасні ландшафти України, зокрема – й широколистих лісів. Інакше кажучи, степові стадії мали б бути присутніми в усіх генетико-еволюційних рядах рівнинних ландшафтів України. Але з ландшафтно-екологічних і ландшафтно-географічних позицій виглядає дещо незвичним вважати степовими перигляціальні та постгляціальні ландшафти. Їх рослинний покрив і справді складали трав'яні та чагарничкові ксерофільні види, але вони були не термофільними (ознака степового біому), а кріофільними або евритопними. Ґрунти та клімат цих ландшафтів нічим не нагадували степи теплого архетипу ландшафтогенезу, в тому числі й сучасні. Отже, хоча в палеогеографічній літературі ландшафти холодного архетипу часто називають степовими чи тундро-степовими (Артюшенко и др., 1982; Герасименко, 2004, 2020; Гричук, 1989; Сиренко, Турло, 1986 та ін.), ми їх за степові не вважатимемо. На наш погляд, цим ландшафтам краще би пасувала інша назва. Наприклад, трав'яні кріо-ксеротичні перигляціальні та постгляціальні.

Інше зауваження щодо поділу генетико-еволюційних рядів на лісові та степові стосується зонального ландшафтогенезу на лесових породах, який у серединній ЛЕВ-макросмузі України може призвести до формування як широколистолісових, так і лучно-степових геохор. Ареал, де вони у ландшафтному покриві чергуються між собою, вважається зоною лісостепу. Тут упродовж голоцену відбувались зміни лісових геохор на лучно-степові й навпаки й тут вони завжди співіснували. Такий ряд нами названий зональним лісо-лучно-степовим.

Слід зазначити, що серед біогеографів існує думка, що флора лучних степів за своїми генетичними зв'язками і географічними елементами ближча до флори широколистих лісів, ніж справжніх степів, а тому лісостепова зона розглядається у складі широколистолисової біогеографічної області (Дідух, 2008; Смирнова и др., 2004; Удра, 1981).

З розгляду генетико-еволюційних рядів рівнинних ландшафтів України, з яким читач познайомиться у наступних пірозділах, буде видно, що доцільним є виділення не тільки схематичних типів рядів, передбачених їх класифікаційною схемою на рис. 8.1, а й їх регіональних варіантів.

Хоча у цій книзі проблема класифікації сучасних ландшафтів України не розглядається, але варто вказати на зв'язок між класифікацією генетико-еволюційних рядів і класифікацією ландшафтів. Класифікацій ландшафтів може бути багато різних. Але якщо намагатись створити класифікацію, яка має генетико-еволюційний зміст (одвічна мрія представників генетичного ландшафтознавства), то вона повинна спиратись не на "літогенну основу" ландшафту, а на класифікацію генетико-еволюційних рядів ландшафтогенезу. Адже саме вони розкривають шляхи та чинники формування сучасного стану ландшафтів і, до певної міри, тренди їх майбутніх змін.

Маючи на меті подальшу роботу з ландшафтної географії України, одним з результатів якої має бути оновлена класифікація ландшафтів, кожен з типів ландшафтогенезу та генетико-еволюційних рядів у цій книзі позначений відповідним індексом (див. табл. 8.1). Вони нам з часом знадобляться для створення бази даних ландшафтів України та "кореляції" типів сучасних ландшафтів з генетико-еволюційними рядами і типами ландшафтогенезу, які привели до їх формування.

8.2. Зональний ландшафтогенез та його генетико-еволюційні ряди

Зональний тип ландшафтогенезу описує зміни ландшафтів, які зумовлені суто кліматичними причинами й полягають в адаптації (приведенні у відповідність) ґрунтово-рослинного покриву ландшафтів, їх водного та інших режимів до кліматичних умов певного часу. Інші чинники формування ландшафтів, такі як надмірна зволоженість, засоленість субстрату, делювіальний змив тощо, видозмінюють кліматично зумовлений тренд ландшафтогенезу. Тому у своєму чистому вигляді він проявляється на рівнинних поверхнях з незасоленим

субстратом і заляганням ґрунтових вод на рівні, який виключає їхню участь у формуванні ґрунтів. При цьому на різних вихідних субстратах і в різних гідротермічних умовах зональний ландшафтогенез проходить неоднаково, тобто реалізується у декількох генетико-еволюційних рядах. Це положення стосується й елювіального ландшафтогенезу на піщаному субстраті, правомірність віднесення якого до зонального буде аргументовано далі у цьому підрозділі.

Для рівнинної частини території України співвідношення вихідних елювіальних поверхонь сучасного ландшафтогенезу і гідротермічних умов його перебігу дає п'ять типів зональних рядів, а саме: зональний лісовий на піщано-супіщаних відкладах (Zfs), зональний лісовий на льодовикових (моренних) і водно-льодовикових суглинках (Zfm), зональний лісо-лучно-степовий на лесових породах (Zf-sl), зональний степовий на лесових породах (Zsl) і зональний ксеротично-степовий на лесових породах (Zxsl).

8.2.1. Зональний лісовий ряд на піщано-супіщаних відкладах

Зональний лісовий генетико-еволюційний ряд на піщано-супіщаних відкладах Zfs описує послідовність змін ландшафтів на піщано-супіщаному субстраті в умовах достатнього атмосферного зволоження й за відсутності додаткового надходження вологи від ґрунтових і паводкових вод. Вихідними поверхнями ландшафтогенезу вздовж цього ряду є водно-льодовикові та льодовикові рівнини з піщаними, супіщаними, глинисто-піщаними відкладами. Ці рівнини складають більшу частину Поліського польодовикового ЛЕВ-макрорегіону, крім його Прип'ятського мезорегіону, в еволюції ландшафтів якого переважали процеси гідроморфного ландшафтогенезу (див. підрозд. 6.2.1).

В умовах елювіального (автоморфного) ландшафтно-геохімічного режиму ландшафтогенез на водно-льодовикових піщаних рівнинних поверхнях Полісся контролювався кліматом. Він визначив розвиток ландшафтів від польодовикових піщаних арен до сосново-дубових лісів на дерново-підзолистих ґрунтах. Геохори з цими ґрунтами під змішаними сосново-дубовими лісами (*Quercus-Pinion*: *Pinus sylvestris*, *Quercus robur*) можна вважати клімаксовими (чи принаймні субклімаксовими) для Українського Полісся. Відповідно, водно-льодовикові піщані рівнини елювіального режиму із сосново-дубовими і сосновими лісами на дерново-підзолистих ґрунтах легкого механічного складу розглядаємо як зональні типи ландшафтів, а усе Полісся – як зону мішаних лісів. Такий

зональний статус Полісся є традиційним для вітчизняної географії, попри те, що від часів В. В. Докучаєва, М. М. Сибірцева та Г. М. Висоцького побутує теза, що зональними слід вважати ґрунти і рослинність, які сформовані тільки на породах середньої водопроникності (суглинках), тоді як ґрунти і рослинність на пісках належать до азональних або інтразональних. Дотримуючись цього положення, О. С. Мигунова (2001) мішані ліси за участю сосни на піщаних ґрунтах Полісся вважає азональними утвореннями, як і все Полісся відносить до азональних регіонів. Зауважимо, що у ґрунтознавстві існує й інша думка. Згідно з нею зональні ґрунти формуються на породах будь-якого механічного складу й в межах однієї зони зональними можуть бути не один, а кілька типів ґрунтів (Дюшофур, 1970).

У ширшому, ландшафтно-географічному, ніж суто ґрунтознавчому чи геоботанічному, ракурсі піщані рівнини Полісся зональні в тому розумінні, що були створені холодним архетипом ландшафтогенезу під час панування якого склалась природна зональність парагляціального типу (див. підрозд. 2.3.2). Солярна зональність голоцену наклалась на неї й синергетичним ефектом цієї суперпозиції стала ландшафтна зона мішаних (сосново-широколистих) лісів на дерново-підзолистих ґрунтах легкого механічного складу. Формування цієї зони відбувалось уздовж елювіального зонального піщано-супіщаного генетико-еволюційного ряду Zfs.

Вважаючи мішані ліси Полісся на піщаних водно-льодовикових відкладах зональними, а генетико-еволюційний ряд їхнього формування – зональним, варто звернути увагу на те, що, крім піщаних рівнин Полісся, елювіальний піщаний ландшафтогенез властивий також піщаним субстратам іншого генезису. Йдеться передусім про піщані боріві (здебільшого другі надзаплавні) тераси Дніпра, Самари, Сіверського Донця, Південного Бугу та інших річок. При цьому ґрунтово-рослинний покрив, який постає в результаті елювіального піщаного ландшафтогенезу, виявляється подібним як для поліських зандрових рівнин, так і для піщаних алювіальних терас. Ця подібність дала підстави Г. І. Денисику та О. П. Чиж (2002) розглядати арени терасового піщаного ландшафтогенезу як "поліські острови" в зоні лісостепу. За своїм генезисом ці "острови" до зональних поліських ландшафтів не мають жодного стосунку. Їх формування, отже, йшло за своїм генетико-еволюційним рядом, який розглянемо у підрозд. 8.3.

На відміну від лесового ЛЕВ-макрорегіону, плейстоценова та голоценова еволюція рослинності та ґрунтів Українського Полісся вивчені набагато слабше. Практично єдиним джерелом фактичного матеріалу для цього вивчення є відклади торф'яних боліт, за пилком в

яких можна скласти уявлення щодо видового складу рослин ландшафтів Полісся. Однак, до яких саме типів ландшафтів (піщаних зандрових, суглинкових моренних, глинисто-піщаних озерно-алювіальних і навіть лесових "острівних") ці рослини належали, визначити можна тільки гіпотетично. Внаслідок специфіки дерново-підзолистих ґрунтів, які, за О. Л. Александровським (1983), "забувають" пройдені стадії свого становлення, безпосередні фактичні дані про голоценову еволюцію ґрунтів на піщаних та інших субстратах Полісся практично відсутні.

Через ці причини зміни ландшафтів уздовж елювіального піщаного генетико-еволюційного ряду доводиться встановлювати опосередкованими прийомами. Для початкових стадій ряду це можливо зробити за аналогією із сучасними постгляціальними ландшафтами, які перебувають у процесі позбавлення своїх кріотичних рис. Мають значення також матеріали щодо заростання піщаних кар'єрів і відвалів, а також "просторово-часових" рядів ґрунтів на піщаних поверхнях.

Схему елювіального піщаного генетико-еволюційного ряду Zfs наведено на рис. 8.2.

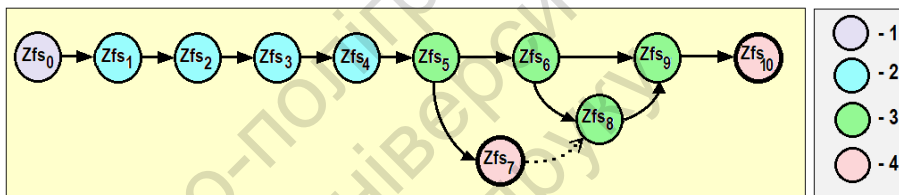


Рис. 8.2. Схема зонального лісового генетико-еволюційного ряду на піщано-супіщаних відкладах Zfs:

1 – ініціальна стадія, 2 – постгляціальні стадії, 3 – стадії теплого міжльодовикового ландшафтогенезу, 4 – фінальні стадії. Стадії: Zfs₀ – оголеного піщаного субстрату; Zfs₁ – первинного біотичного освоєння (водорості); Zfs₂ – піщаної тундри; Zfs₃ – ксеро-кріотична трав'яна ("холодного степу"); Zfs₄ – соснового рідколісся на дерновому ґрунті; Zfs₅ – соснових лісів на дернових опідзолених ґрунтах; Zfs₆ – дрібнолисто-соснових лісів на приховано-підзолистих ґрунтах; Zfs₇ – бідних сосняків на дерново-сильнопідзолистих ґрунтах; Zfs₈ – сосняків з дубом на дерново-підзолистих ґрунтах; Zfs₉ – дрібнолисто-соснових лісів на дерново-сильнопідзолистих ґрунтах; Zfs₁₀ – дубово-соснових лісів на дерново-слабко- і середньопідзолистих ґрунтах

Еволюція ландшафтів елювіальних піщаних рівнин уздовж їх зонального ряду Zfs починається на пісках та інших субстратах легкого механічного складу, відкладених льодовиком чи його талими водами. Ініціальною стадією цього ряду є оголений піщаний субстрат. На рис. 8.2 цю стадію позначено як Zfs₀. До появи на мінеральному піщаному субстраті вищих рослин тут спершу оселяються синьо-зелені та зелені

водорості, у тому числі азотфіксуючі. На відміну від глинистих і кам'янистих поверхонь, участь лишайників і мохів у біотичному освоєнні піщаних субстратів є набагато меншою. За даними О. Д. Арманда та А. О. Тішкова, на постгляціальних піщаних поверхнях острова Шпіцберген стадія їх первинного біотичного освоєння Zfs₁ триває щонайменше декілька десятків років (Исаков и др., 1986). Після нагромадження водоростями деякої кількості органіки й азоту стає можливим заселення та ецезис вищих рослин з родини ломикаменевих Saxifragaceae, хрестоцвітих (*Cochlearia officinalis* L., *Draba* sp. sp.), злаків (*Poa* sp.sp., *Puccinellia phryganoides* (Trinn.) Scribn et Merz), осок (*Carex subspathacea* Wormsk., *C. Ursina* Dew.). Перелічені види – представники прильодовикової тундри. Вірогідно, саме вони були піонерними рослинами освоєння абіотичного субстрату зандрових та інших піщаних рівнин Полісся. На початку стадії піщаної тундри Zfs₂ почалось формування примітивних ґрунтів.

На початкових польодовикових стадіях піщаних ландшафтогенез проходив в умовах холодного клімату й наявності мерзлоти з її сезонним відтаюванням на глибину у кілька десятків см. Це зумовлювало слабку випаровуваність, повільну й неглибоку фільтрацію, що, у свою чергу, призводило до перезволоження приповерхневої товщі, її слабкої аерації та розвитку закисних процесів. Ці умови та чинники зумовлюють перебіг глейового процесу й одночасно обмежують текстурну диференціацію ґрунтів. В результаті на піщаних субстратах з піонерною вищою рослинністю виникали малопотужні оглеєні недиференційовані чи дуже слабо диференційовані ґрунти. За генетичною "докучаєвською" номенклатурою їх можна віднести до тундрових глейових, а за міжнародною номенклатурою ґрунтів WRB – до Cryosols (вірогідно, найбільш відповідні – Gleyi-Turbic Cryosols і Cryic Histosols (Cryosols, 2004).

Важлива риса формування ландшафтного покриву піщаних поверхонь Полісся на стадії піщаної тундри Zfs₂ полягала в тому, що ґрунти формувались не на всій поверхні, а лише в місцях, де вже утворились куртини рослин. Отже, "піонерність" стадії Zfs₂ стосується не тільки складу рослинності та примітивності ґрунту, а й розрідженості ґрунтового-рослинного покриву. Площа, зайнята куртинами рослин з ембріональним ґрунтом під ними, зростала дуже повільно. Даних щодо швидкості цього зростання для піщаних рівнин відшукати не вдалося, але дослідження Західного Шпіцбергену свідчать, що на основній морені (вірогідно, валунні суглинки) за 50 років після відступу льодовика рослинність встигає вкрити лише 1% її площі (Тишков, 1985). Якщо

припустити лінійне у часі зростання площі рослинного покриву, то формування суцільного ґрунтово-рослинного покриву у польодовиковій тундрі має завершитись за 5 тис. років. Судячи з наявних для території України палеокліматичних реконструкцій (Безусько, 1999; Безусько та ін., 2010), клімат тут навіть у дріасі був теплішим, ніж сучасний клімат острова Шпіцберген. Слід мати на увазі, що й тривалість вегетаційного періоду в середніх широтах довша, ніж у високих. Отже, суцільний ґрунтово-рослинний покрив міг у Поліссі сформуватися швидше, але на це мало піти не менш як 1 тис. років.

Поряд із заростанням піщаного субстрату зандрових рівнини Полісся йшов процес розвитку профілю ґрунтів і заселення їх менш кріофільними видами. Серед них були представники так званого холодного степу: полини *Artemisia* підроду *Seriphidium*, види роду *Ephedra*, лободові *Kochia prostrata*, *Eurotia ceratoides* (Безусько, 1999; Дідух, 2008). Ці види мігрували до новоутворених польодовикових піщаних рівнин з прилеглої перигляціальної зони або з локальних рефугіумів, що розташовувались у межах Поліського ЛЕВ-регіону на його підвищених морфохорах. Сухолюбність вказаних рослин вказує на те, що ґрунти до цього часу мали стати менш оглеєними. Це вказує на те, що стадія піщаної тундри Zfs_2 змінилась ксеро-кріотичною трав'яної стадією ("холодного степу") Zfs_3 . Наявність у складі рослинності цієї стадії лободових може свідчити про те, що властивий їй рослинний покрив ще не був суцільним. Малопотужні ґрунти піщаних арен Полісся у пізньольодовиків'я і раннього голоцену О. Александровський (2005) називає "карликовими підзолами".

Подальший розвиток ґрунтів полягав у зростанні потужності та диференціації їхнього профілю, а рослинності – в появі чагарників і дерев. Як було встановлено в підрозд. 3.3.1, формування дерново-підзолистих ґрунтів Полісся обіймає часовий проміжок у близько 2,5 тис. років. Але він стосується часу формування цих ґрунтів за умов, коли мерзлота якщо не остаточно зникла, то принаймні її шар протанув на глибину, з якої її вплив на ґрунтоутворення став неістотним. Для території Українського Полісся цей момент належить до пребореалу – початку бореалу голоцену. До цього часу розвиток ґрунтів визначався посиленням дернового і послабленням глейового процесу, а опідзолювання блокувалось шаром мерзлоти. Якщо воно й відбувалось, то з малою інтенсивністю й було недостатнім для текстурної диференціації ґрунтів. Вони, отже, належали до ґрунтів дернового типу й такими лишалися впродовж більшої частини постгляціального відтинку зонального лісового піщано-супіщаного генетико-еволюційного ряду Zfs .

На дерновій стадії розвитку піщаних ґрунтів було можливим приживання дерев. Для піщаних рівнин Полісся деревами піонерного заселення були сосна і береза. Вони вибагливі не стільки до потужності та гумусності ґрунту, скільки до його водного режиму, а саме – доступності вологи протягом усього вегетаційного періоду. Тому на відталому на 20–30 см піщаному ґрунті, навіть за його незначної потужності (до 10 см або й менше) вже стає можливим ецезис сосни і берези. Ксеро-кріотична трав'яна стадія Zfs_3 змінюється на стадію Zfs_4 соснового рідколісся на дерновому ґрунті.

За палінологічними реконструкціями рослинності Полісся рідколісся за участю сосни *Pinus sylvestris* і видів берези, в тому числі чагарникових карликової *Betula nana* і *B. humilis* – найперші на піщаних постгляціальних рівнинах деревні фітоценози (Артюшенко и др., 1982; Безусько, 1999; Зерницкая, 2016). Однак встановити, які ґрунти були розвинені під ними, можна лише гіпотетично. Вважатимемо, що під впливом деревного опаду в дернових мерзлотних ґрунтах почались процеси опідзолювання. Через шар мерзлоти їх інтенсивність була малою й могла призвести до виникнення ґрунтів, які за сучасною вітчизняною номенклатурою називаються дерновими опідзоленими. В них підзолистий горизонт не виражений, а сліди опідзолювання має лише верхній дерновий горизонт (Полевой определитель почв, 1981). Отже, стадія Zfs_4 "соснове рідколісся на дерновому ґрунті" мала змінитись стадією Zfs_5 "соснові ліси на дернових опідзолених ґрунтах". У цих лісах могли зростати й інші види дерев (берези, вільхи), однак сосна була домінантом.

Подальша еволюція соснових лісів польодовикових піщаних рівнин полягала у зростанні потужності ґрунтів і посиленні процесів їх опідзолювання аж до формування дерново-підзолистих ґрунтів. Їх, як було зазначено вище, вважаємо за фінальні (клімаксові) для піщаних субстратів елювіальних рівнин помірного клімату. Видовий склад рослинності змінювався за рахунок випадіння з його складу холодолюбних видів (зокрема, дріади *Dryas octopetala* та чагарникових видів берези *Betula nana* і *B. humilis*) й зростанням участі мезофітів і таких типових лісових псамофітів, як цмин пісковий *Helichrysum arenarium*, куничник наземний *Calamagrostis epigejos*, перстач пісковий *Potentilla arenaria* та ін. У складі деревостану усе більшу роль почали відгравати листяні види – аж до появи у найбільш багатих оселищах дуба *Quercus robur*, що є ознакою клімаксу для рослинності піщаних елювіальних геохор.

У цьому еволюційному процесі зміни ґрунтів далеко не завжди були синхронізовані зі змінами рослинності. Зокрема, ґрунти досягли свого клімаксового стану раніше, ніж рослинність (див. підрозд. 3.3.1). Порушення рослинного покриву піщаних лісів внаслідок природних пожеж і інших чинників спричиняли їх пірогенні та інші сукцесії, що означало можливість існування різних угруповань на одних і тих самих ґрунтах. Тому виділені нижче стадії зонального лісового генетико-еволюційного ряду піщаних рівнин являють собою своєрідні "ядра типовості" – найчастіше повторювані й тривалі у часі комбінації стану розвитку ґрунтів і стану рослинності. Між ними були перехідні стадії.

Стадію Zfs₅ "соснові ліси на дернових опідзолених ґрунтах" змінила стадія більш розвинених ґрунтів, в яких через інерційне запізнення формування елювіального горизонту спершу виокремився ілювіальний, а через 500 років – елювіальний горизонт (Александровский, Александровская, 2005). Такі ґрунти давали можливість успішно пройти ецезис деяким листовим видам дерев. Для відносно багатих оглинених піщаних ґрунтів цими видами були насамперед вільха чорна *Alnus glutinosa* і ліщина звичайна *Corylus avellana*. Ліси стали більш зімкненими, участь лободових і полинів зменшилась. Цю стадію назвемо "дрібнолисто-соснові ліси на приховано-підзолистих ґрунтах" Zfs₆.

Однак після стадії Zfs₅ можливим був і інший шлях розвитку соснових лісів. Він був пов'язаний зі значним посиленням елювіальних процесів і формуванням на збідненому піщаному субстраті дерново-сильнопідзолистих ґрунтів. На них могли зростати лише сосняки практично без домішки інших порід дерев. На цій стадії, позначимо її Zfs₇ "бідні сосняки на дерново-сильнопідзолистих ґрунтах", піщані ландшафти могли утримуватись дуже довго. Для їх переходу до наступної еволюційної стадії (мішаних лісів) потрібно було збагачення ґрунту поживними елементами або ж споживання біоелементів коренями рослин безпосередньо з ґрунтових вод. Якщо для гідроморфних і напівгідроморфних піщаних рівнин це було можливим, то для елювіальних геохор зандрових рівнин на потужних одночленних бідних пісках це було й лишається неможливим. Отже, не будучи клімаксовою, стадія бідних сосняків на дерново-сильнопідзолистих ґрунтах стала фінальною для геохор елювіальних рівнин на бідних піщаних відкладах з глибоким рівнем залягання ґрунтових вод. Описану ситуацію дивергенції шляхів еволюції піщаних елювіальних ландшафтів з доволі швидким досягненням однієї з її фінальних стадій показано на рис. 8.2.

Швидке досягнення фінального стану Zfs₇ бідного сосняку на дерново-сильнопідзолистих ґрунтах є наслідком безпосередньої й

швидкої трансформації дернових опідзолених ґрунтів у дернові сильнопідзолисті. Цей процес проходив у геохорах на неоглинених пісках з промивним водним режимом. За інших умов, коли процеси елювіювання були менш інтенсивними й дерново-підзолисті ґрунти формувались через стадію Zfs₆ приховано-підзолистих ґрунтів, були можливі два головні шляхи ландшафтогенезу. Якщо опідзолювання ґрунтів проходило інтенсивно, а дерновий процес не посилювався, то ландшафт зі стадії Zfs₆ переходив до стадії Zfs₈ дрібнолисто-соснових лісів на дерново-сильнопідзолистих ґрунтах. У цю стадію можливий перехід і зі стадії Zfs₇ чистих сосняків на бідних пісках, але для цього необхідна зміна режиму трофності ландшафту з оліго- на мезотрофний. Для неоглинених пісків, які не підстелюються багатшими на мікроелементи відкладами (наприклад, моренними суглинками), це є лише гіпотетичною можливістю. У випадку, коли при еволюції від дернових до дерново-підзолистих ґрунтів підзолистий процес проходив на тлі посилення дернового, то дерновий горизонт збагачувався біогенними елементами, його потужність зростала. За даними О. С. Мигунової (1993), поява дуба під покривом сосни на піщаних ґрунтах стає можливою за вмісту P₂O₅ близько 0,02 % і K₂O близько у 0,03 % в їх верхньому 1,5 м шарі ґрунту й підґрунтя. Ця важлива зміна знаменує початок стадії Zfs₉ сосняків з дубом на дерново-підзолистих ґрунтах. Найбільш відповідні цій стадії були слабо- та середньопідзолисті види цих ґрунтів.

Стадію Zfs₉ "сосняки з дубом на дерново-підзолистих ґрунтах" може змінити стадія дубово-соснового лісу, в якій дуб виходить у другий ярус. За цитованою працею О. С. Мигунової, для цього необхідно, щоби в верхньому 1,5 м шарі ґрунту вміст P₂O₅ перевищив 0,04 %, а K₂O – 0,06 %. Досягнення такого рівня забезпечення рослин поживними елементами можливе на супіщаних дерново-підзолистих ґрунтах, а також на піщано-глинистих відмінах цих ґрунтів, якщо вони з глибини до 1,5 м підстеляються багатшими суглинками. Стадія Zfs₁₀ дубово-соснового лісу на дерново-слабо і середньопідзолистих ґрунтах є фінальною для усього елювіального піщано-супіщаного генетико-еволюційного ряду. Її слід вважати едафічним клімаксом для піщаних зандрових і моренно-зандрових рівнин Українського Полісся. Формування тут кліматичного клімаксу із сосною і дубом у першому ярусі неможливе через бідність піщаного і супіщаного субстратів. Це стає можливим на рівнинах, складених суглинковими відкладами.

Швидкість проходження розглянутих стадій піщаного генетико-еволюційного ряду істотно залежала від особливостей субстрату й, як

наслідок, механічного складу ґрунтів. На кварцевих пісках, які на 96–98 % складаються з діоксиду кремнію, цей процес проходив повільно й до стадій мішаного лісу не доходив. Його кінцевою стадією є чисті оліготрофні сосняки на піщаних дерново-сильнопідзолистих ґрунтах (стадія Zfs₇, див. рис. 8.2). Натомість на супісках та оглинених пісках, які володіють більшими запасами поживних елементів, еволюція вздовж генетико-еволюційний ряду Zfs проходила швидшими темпами. На такому підґрунті вона могла дійти до фінальних стадій мішаних лісів із дубом у другому ярусі.

Зональний ландшафтогенез у Поліссі впродовж усього голоцену (можливо, за виключенням його суббореального періоду) відбувався в умовах дещо надмірного атмосферного зволоження. Крім цього, й ґрунтові води тут залягали близько до кореневмісного шару ґрунту. Тому за найменшого посилення чинників гідроморфізму ландшафтогенез зі свого зонального елювіального лісового ряду Zfs "переключався" на гідроморфні лучні та торф'яно-болотні генетико-еволюційні ряди. Через це в сучасному ландшафтному покриві Полісся піщано-супіщані геохори, які є "нащадками" чистої елювіальної зональної еволюційної лінії Zfs, обіймають незначні площі. Здебільшого вони лежать у межах зандрових рівнин.

Вище зазначалось, що зональні генетико-еволюційні ряди мають свої регіональні варіанти. Втім це не стосується зонального лісового піщано-супіщаного ряду Zfs. Завдяки тому, що піщаний субстрат значно мірою нівелює просторову і часову варіацію інших чинників ландшафтогенезу, загальний тренд змін ландшафтів піщаних рівнин Полісся був однаковим у всіх його регіонах. Провінційні відмінності Полісся, добре відомі українським природознавцям, пов'язані насамперед з геологічним фундаментом ландшафтів, а не з еволюцією піщаних рівнин. Вона на всіх породах, перекритих піщано-супіщаними водно-льодовиковими відкладами, проходила за однією загальною схемою, зображеною на рис. 8.2.

8.2.2. Зональний лісовий ряд на льодовикових і водно-льодовикових суглинках

Зональний лісовий генетико-еволюційний ряд на суглинках льодовикового та водно-льодовикового походження (індекс ряду Zfm) описує послідовність змін ландшафтів на суглинковому субстраті в умовах достатнього атмосферного зволоження. Вздовж цього ряду йшла еволюція ландшафтів Поліського польодовикового ЛЕВ-макрорегіону, ґрунтотворними породами яких є льодовикові (моренні) та водно-

льодовикові суглинки. На відміну від піщаних субстратів, бідність яких стримує як темпи еволюції, так і її просування в бік кліматичного клімаксу, суглинки значно багатші на мінеральні речовини. Вони також визначають кращі водно-фізичні властивості ґрунтів, які на них формуються, й стримують різко промивний водний режим, з яким поживні речовини на піщаних ґрунтах виносяться за межі профілю й стають недоступними для рослин.

Вказані та низка інших рис льодовикових і водно-льодовикових суглинків зумовили відмінності еволюції поліських елювіальних ландшафтів вздовж суглинкового ряду Zfm від їх еволюції вздовж піщаного ряду Zfs. Головними можна вважати дві відмінності між цими рядами: 1 – фінальні стадії ряду Zfm відповідають не едафічному, як для ряду Zfs, а кліматичному клімаксу (грабовим дібровам *Carpinion betuli*); 2 – через кращу реакцію суглинкових ґрунтів на літолого-мінералогічний склад порід, що їх підстелюють, ряд Zfm має кілька відгалужень (серій), які описують особливості ландшафтогенезу суглинкових геохор на різних породах, що їх підстелюють (піщано-глинистих, крейдяних, кристалічних). Піщаний субстрат, як було зазначено вище, цей вплив нівелює. Натомість, якщо потужність суглинків менша за 2 м, ландшафтогенез залежить і від порід, на яких ці суглинки залягають.

Ініціальною стадією Zfm₀ зонального лісового суглинкового ряду є оголений суглинковий субстрат, відкладений у результаті діяльності льодовика. Як і для піщаних поверхонь, її перехід у наступну стадію Zfm₁ первинного біотичного освоєння відбувається шляхом поселення на абіотичному субстраті синьо-зелених водоростей. Але на суглинках участь у цьому процесі відіграють також накипні лишайники та наґрунтові мохи родів *Pohlia*, *Bryum*, *Sphagnum*. Серед них зустрічаються окремі екземпляри квіткових рослин *Phippsia algida*, *Deschampia brevifolia*, *Saxifraga rivularis* (Исаков и др., 1986).

Як і для піщаного зонального ряду Zfs, початкові постгляціальні стадії суглинкового зонального ряду Zfm визначались істотним впливом вічної мерзлоти. Це, зокрема, вплинуло на оглеювання примітивних ґрунтів, причому на суглинках воно, ймовірно, відбувався більш виразно, ніж на пісках. У результаті на стадії Zfm₂ суглинкової тундри ґрунти були представлені тундровими глейовими. Рослинний покрив на цій стадії був сильно розрідженим. Можна, однак, припустити, що його зімкненість зростала швидшими темпами, ніж на плоских піщаних зандрових рівнинах Полісся. Цьому сприяло більше поширення на рівнинах з водно-льодовиковими суглинками нанопідвищень, а на валунних суглинках – також і валунів, під захистом яких і формувались куртини

квіткових рослин. Поступовий розвиток рослинного покриву за рахунок його збагачення полинами, лободовими, осоковими тощо призвів до переходу суглинкових геохор тундрового типу до наступної стадії Zfm_3 – трав'яної ксеро-кріотичної ("холодного степу").

Під час ксеро-кріотичної трав'яної стадії Zfm_3 відбувалось подальше розширення площі, зайнятої зімкненим рослинним покривом (злиття куртин між собою), зменшення частки спорових у складі рослинності, формування дернових ґрунтів, розселення на території деревних рослин – передусім берези та сосни. Ю. М. Дмитрук (2015) вказує, що в пребореалі-бореалі на півночі Волинського Полісся переважали березові ліси, а на півдні – соснові. Можливо, такий територіальний розподіл головних для постгляціалу та прохолодних холодних етапів голоцену деревних порід склався після завершення ксеро-кріотичної стадії Zfm_3 . Причиною цього послуговували не регіональні кліматичні відмінності (береза і сосна мають широкі амплітуди за факторами тепла і вологи), а особливості субстрату, на якому розвивались ґрунти. Якщо на початкових стадіях ряду Zfm (постгляціальні стадії Zfm_0 – Zfm_3) визначальний вплив на становлення ґрунтів мала вічна мерзлота, то з її поступовою деградацією та формуванням більш розвинених ґрунтів, усе більшого впливу на ґрунтоутворення набувала потужність верхнього шару суглинків і літологія порід, на яких він залягає. Поширення березових лісів на півночі Волинського Полісся, а соснових – на його півдні, на що вказує Ю. М. Дмитрук (2015), і можна пояснити тим, що на рівнинах півночі цього регіону моренні суглинки мають більшу потужність, а на півдні вони малопотужні й підселяються елювієм крейдових порід.

Отже, після стадії Zfm_3 еволюційні шляхи поліських суглинкових рівнин, сформованих на різних породах, вирізнялись своєрідністю. Послідовність змін ландшафтів, однорідних за своєю літогенною основою, називатимемо літологічною серією відповідного генетико-еволюційного ряду. Їх показано на рис. 8.3.

Як видно з рис. 8.3, після ксеро-кріотичної стадії Zfm_3 на ландшафто-генезі суглинкових моренно-водно-льодовикових рівнин Полісся починає позначатись субстрат, на якому ці суглинки були відкладені. Внаслідок цього лінійний постгляціальний ряд змін від ініціальної стадії Zfm_0 до стадії Zfm_3 зазнає дивергенції й розходиться на чотири серії, зокрема: серію на потужних водно-льодовикових суглинках, серію на суглинках, що залягають на піщано-глинистих відкладах, серію на суглинках, що залягають на елювії крейдових порід, серію на суглинках, що залягають на кристалічних породах.

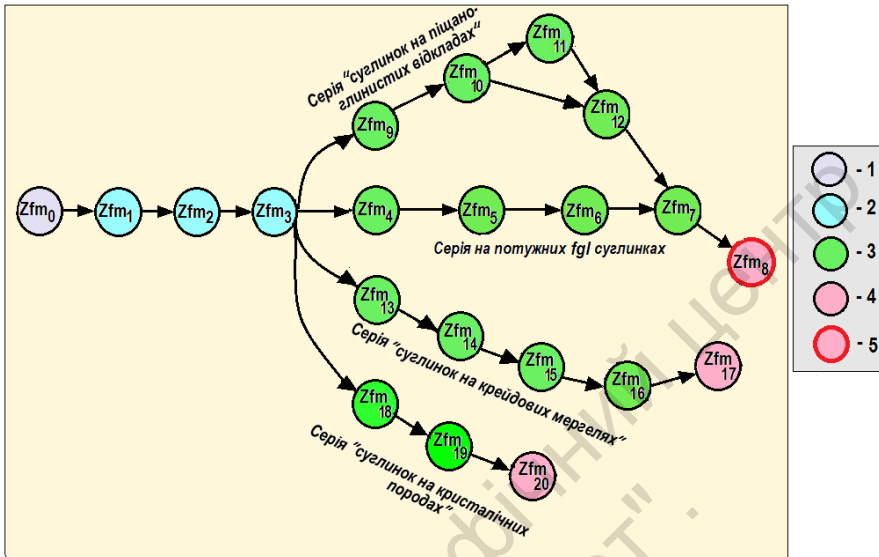


Рис. 8.3. Схема зонального лісового генетико-еволюційного ряду на льодовикових і водно-льодовикових суглинках Zfm:

1 – ініціальна стадія, 2 – постгляціальні стадії, 3 – стадії теплового міжльодовикового ландшафтогенезу, 4 – фінальні стадії, 5 – стадія кліматичного клімаксу (зональної норми ландшафтогенезу). Стадії: Zfm₀ – оголеного суглинкового субстрату; Zfm₁ – первинного біотичного освоєння; Zfm₂ – суглинкової тундри; Zfm₃ – ксеро-кріотична трав'яна; Zfm₄ – сосново-березових лісів на дернових суглинкових ґрунтах; Zfm₅ – соснових лісів на дернових опідзолених ґрунтах; Zfm₆ – широколисто-соснових лісів на дерново-підзолистих ґрунтах; Zfm₇ – сосново-дубових лісів на дерново-слабко- і середньо-підзолистих ґрунтах; Zfm₈ – грабово-дубових лісів на дерново-підзолистих ґрунтах, перехідних до ясно-сірих опідзолених ґрунтах; Zfm₉ – сосново-березових лісів на дернових супіщано-суглинкових ґрунтах; Zfm₁₀ – дрібнолисто-соснових лісів на дернових опідзолених ґрунтах; Zfm₁₁ – дрібнолисто-соснових лісів на дерново-сильнопідзолистих ґрунтах; Zfm₁₂ – широколисто-соснових лісів на дерново-слабко- і середньо-підзолистих ґрунтах; Zfm₁₃ – дрібнолисто-соснових лісів з слабкорозвиненими парарендзинами; Zfm₁₄ – широколисто-соснових лісів на розвинених парарендзинах; Zfm₁₅ – те саме на вилугуваних і опідзолених парарендзинах; Zfm₁₆ – сосново-грабово-дубових лісів на суглинкових дерново-підзолистих ґрунтах; Zfm₁₇ – багатих сосново-дубових термофільних лісів на дерново-підзолистих ґрунтах; Zfm₁₈ – розріджених березово-соснових лісів на дернових скелетних слабкорозвинених і короткопрофільних ґрунтах; Zfm₁₉ – березово-соснових лісів на дернових скелетних опідзолених ґрунтах; Zfm₂₀ – березово-соснових лісів на розвинених дернових скелетних опідзолених ґрунтах

Серія на потужних водно-льодовикових суглинках

Геохори з потужним покривом льодовикових і водно-льодовикових суглинків після стадії Zfm₃ змінюються на ста-

дію Zfm₄ сосново-березового лісу на дернових суглинкових ґрунтах. Ці ґрунти володіють кращими водно-фізичними властивостями й багатші на

поживні елементи, ніж дернові піщані ґрунти. Через це на них формувались лісові фітоценози більш різноманітного видового складу та з більшою зімкненістю крон, ніж фітоценози на аналогічній стадії зонального лісового піщаного ряду Zfs. Крім видів берези і сосни, в лісах на суглинкових дернових ґрунтах пізнього дріасу набули поширення й інші деревні та чагарникові види, зокрема вільха сіра *Alnus incana* та чорна *A. glutinosa*, душекія *Duschekia alnobetula*, ялівець *Juniperus* sp. (Безусько, Безусько, 2002). Розвиток процесів елювіювання у дернових ґрунтах призвів до їх поступового опідзолювання й разом із ним до появи у лісах широколистяних порід – в'яза, дуба, ліщини, а також ялини *Picea abies*. За аналогією з зональним піщаним рядом Zfs цю стадію суглинкового ряду Zfm назвемо "соснові ліси на дернових опідзолених ґрунтах" (стадія Zfm₅ на рис. 8.3). Від подібної стадії піщаного ряду Zfs₅ вона відрізнялась багатшим складом лісів і присутністю в них ялини.

З подальшим розвитком підзолистого процесу й лісової рослинності стадія Zfm₅ соснового лісу змінилась стадією Zfm₆ широколисто-соснового лісу на дерново-підзолистих ґрунтах. На цій стадії ландшафтогенезу у складі лісів ялини вже не було, а широколисті породи, насамперед дуб, набули ролі едифікаторів другого ярусу. На наступній стадії Zfm₇ ці ліси еволюціонували в сосново-дубові, де дуб вийшов у верхній ярус. Стадія Zfm₇ сосново-дубових лісів (*Quercus-Pinion*) на дерново-слабко- і середньо-підзолистих ґрунтах є термінальною для серії ряду на потужних водно-льодовикових суглинках зонального лісового ряду Zfm. На цій стадії лісовий ландшафтогенез в Українському Поліссі затримується на дуже довгий час й у більшості геохор стадія Zfm₇ на широколистолисову стадію Zfm₈ не змінюється.

Перехід Zfm₇→ Zfm₈, тобто зміна мішаного лісу на широколистяний, мав місце лише в певних геохорах Полісся. Про це свідчить наявність у сучасному ландшафтному покриві Полісся, здебільшого його південної частини, геохор з грабовими дібровами на суглинкових дернових опідзолених ґрунтах (перехідних до ясно-сірих опідзолених), сформованих на потужних водно-льодовикових суглинках. Стадію Zfm₈ грабово-дубових лісів *Carpinion betuli* на дерново-підзолистих ґрунтах, перехідних до ясно-сірих опідзолених є підстави вважати кліматичним клімаксом зони мішаних лісів Українського Полісся. Щоправда, досягти його було можливо лише вздовж серії на потужних суглинках генетико-еволюційного ряду Zfm (див. рис. 8.3). Більше того, досягнення стадії Zfm₈ слід вважати відносно рідкісною подією. Для її здійснення потрібні були гідротермічні та едафічні умови, оптимальні для широколистяних видів (насамперед граба і дуба). Наявні палінологічні дані для голоцену

дають підстави вважати, що такі умови склалися у першій половині його атлантичного періоду, коли дуб і граб на території України набули максимального поширення.

Не виключено, що за продовження тенденції до потепління клімату в Українському Поліссі досягнення стадії кліматичного клімаксу Zf_{m8} зі стадії Zf_{m7} стане характерним сукцесійним переходом. Це приведе до збільшення площі широколистолисових геохор у цьому регіоні. Однак Полісся залишиться належним до зони мішаних лісів навіть і за істотного потепління клімату та ксерофітизації його ландшафтів. Піщаний субстрат, який переважає за площею у цьому регіоні, не дасть можливості широколистим видам витіснити сосну з рослинного покриву.

***Серія на суглинках, що підстеляються
піщано-глинистими відкладами***

Послідовність змін геохор уздовж цієї серії можна розглядати як проміжну між описаною

щойно серією на потужних суглинках та зональним лісовим піщаним генетико-еволюційним рядом Zfs . Залягання водно-льодовикових і моренних суглинків на піщаних і піщано-глинистих відкладах зумовлює більш повне й глибоке промивання ґрунтової товщі. Воно посилює підзолистий процес і разом із ним веде до подібності ландшафтогенезу на суглинках до ландшафтогенезу на пісках. Водночас суглинковий склад ґрунтів і підґрунтя зумовлює їх більше багатство, що споріднює серію на суглинках, що підстеляються піщано-глинистими відкладами, із серією на потужних водно-льодовикових суглинках.

Можна припустити, що еволюція елювіальних ландшафтів з водно-льодовиковими суглинками на піщаних і піщано-глинистих відкладах відбувалась такими шляхами. Ксеро-кріотичну трав'яну стадію Zf_{m3} холодного степу змінила стадія Zf_{m9} сосново-березового лісу на дернових супіщано-суглинкових ґрунтах (див. рис. 8.3). Посилення підзолистого процесу й збагачення лісів широколистими породами призвело до трансформації дернових ґрунтів у дернові опідзолені, до більшої участі дрібнолистих й поширення широколистих порід у лісах. Внаслідок цих процесів стадія Zf_{m9} змінилась на стадію Zf_{m10} дрібнолисто-соснових лісів на дернових опідзолених ґрунтах. Продовження цих тенденцій призвело до формування дерново-підзолистих ґрунтів зі слабким і середнім рівнем опідзолювання. На цих ґрунтах дрібнолисті породи поступились місцем широколистим і сформувались ліси з домінуванням дуба у другому ярусі, а сосни – у першому (стадія Zf_{m12} широколисто-соснових лісів на дерново-слабко- і середньо-підзолистих ґрунтах). Стадію Zf_{m12} вважаємо фінальною для

еволюційної серії покривних суглинків на піщано-глинистих породах. Для неї характерний добре розвинений профіль ґрунту з потужним ілювіальним і перехідним у породу горизонтами, які сформовані на суглинках. Такий ґрунт немов згладжує вплив піщано-глинистого субстрату, який залягає під ними, й подальша еволюція таких геохор спрямовується в бік кліматичного клімаксу – стадії Zfm₈ (див. рис. 8.3).

Описаний вище шлях еволюції сосняків на дернових ґрунтах (Zfm₉) до широколисто-соснових лісів на дерново-слабко- та середньопідзолистих ґрунтах (Zfm₁₂) був головним для ландшафтів з водно-льодовиковими суглинками на піщано-глинистих відкладах. Водночас в Українському Поліссі на цих рівнинах зустрічаються дерново-сильнопідзолисті суглинково-супіщані ґрунти. Це може свідчити про те, що досягнення стадії Zfm₁₂ могло відбуватись через стадію Zfm₁₁ дерново-сильнопідзолистих ґрунтів, які потім внаслідок посилення ілювіальних процесів змінились на середньопідзолисті. Втім це лише припущення. Вказані два варіанти змін геохор відображено на рис. 8.3.

Серія на суглинках, що залягають на крейдових породах

На рівнинних поверхнях південної частини Волинського Полісся, у Малому Поліссі, а також Новгород-Сіверському Поліссі під покривом водно-льодовикових і моренних суглинків залягають крейдові породи. Геохори елювіального режиму з такою геологічною будовою у Волинському Поліссі мають острівне поширення, значних площ не займають і відповідають ділянкам денудаційних рівнин, дещо підвищених над рівнем зандрових рівнин. У Малому Поліссі морфолітохори елювіальних рівнин з водно-льодовиковими суглинками на крейдових породах обіймають більші площі, хоча поступаються за своїм поширенням геохорам на крейдових породах, які перекриті не суглинковими, а піщано-глинистими відкладами. Аналогічне співвідношення властиве й Новгород-Сіверському Поліссю.

Крейдові породи володіють низкою особливостей, які зумовлюють специфічний розвиток ґрунтів, відомих під назвою рендзин²². Ці ґрунти

²² У класифікації ґрунтів України (Полевой определитель почв, 1981) рендзини як окремих видів ґрунтів не виділяються й віднесені до дерново-карбонатних ґрунтів. Проте дернові ґрунти, сформовані на вапняках і сформовані на крейдових породах (мергелях і крейді), істотно відрізняються між собою. В цій книзі ґрунти, що залягають безпосередньо на щільних крейдових породах, називаються рендзинами; ґрунти, що залягають на цих породах, але перекриті шаром їх елювію, пісками, суглинками, називаються парарендзинами; а дернові ґрунти на вапняках – дерново-карбонатними ґрунтами. За номенклатурою WRB рендзинам і парарендзинам відповідають Rendzic Leptosols (World Reference Base, 2015).

нерідко розглядаються як інтразональні біолітогенні, оскільки вони зустрічаються виключно на крейдових породах і в доволі різноманітних кліматичних умовах (Андрущенко, 1970; Кирильчук, Позняк, 2004). Беручи це до уваги, генетико-еволюційний ряд геохор з рендзинами, сформованими на крейдових породах, вважати зональним не можна. За провідним чинником еволюції цей ряд слід віднести до літогенного (див. рис. 8.1) й як такий його буде розглянуто далі у підрозд. 8.3.

Однак в еволюції елювіальних геохор, ґрунти яких залягають не безпосередньо на крейдовому мергелі (рендзини), а на водно-льодовикових суглинках, які його перекривають (парарендзини), кліматичний чинник ландшафтогенезу відігравав істотну роль. З просуванням еволюції вздовж цієї серії його роль зростала, а субстрату – зменшувалась. Отже, усю серію на водно-льодовикових суглинках, що залягають на крейдовому мергелі, слід вважати проміжним між зональним рядом Zfm та інтразональним елювіальним літогенним рядом на крейді Lm. Початкові стадії цієї серії – більш літогенні, бо значною мірою контролюються субстратом, а кінцеві стадії – зональні, оскільки подальший розвиток ґрунтів і рослинності визначається кліматом. На це, зокрема, вказують два альтернативні шляхи еволюції рендзин: вони врешті змінюються або на дерново-підзолисті ґрунти, або на буроземи. У ландшафтознавчих термінах це означає розходження еволюційного ряду геохор на крейдових породах на дві зонально-кліматичні гілки: мішанолісову (рендзини еволюціонують у дерново-підзолисті ґрунти) і широколистолисову (рендзини трансформуються у буроземи).

Загальна тенденція змін геохор на водно-льодовикових суглинках, що підстеляються крейдовими мергелями, полягає у формуванні з дернових мерзлотних ґрунтів рендзин, а потім – парарендзин, зростанні їх потужності, поступовому вилугуванню від карбонатів, опідзолюванню й врешті трансформації у дерново-підзолисті ґрунти. Разом із цими змінами ґрунтів рослинний покрив набуває все більш неморального (широколистолисового) характеру. Ряд стадій, які є вузловими в описаній тенденції, має такий вигляд.

Ксеро-кріотична трав'яна стадія Zfm₃ з тундровими глейовими ґрунтами змінюється на стадію Zfm₁₃ дрібнолисто-соснового лісу зі слабкорозвиненими парарендзинами – ґрунтами з недиференційованим темноколірним профілем, потужністю до 25–30 см. Завдяки високому вмісту кальцію у ґрунтотворних породах і лужному середовищу розклад органічних речовин у цих ґрунтах сповільнений, що призводить до зростання їх гумусності (Кирильчук, Позняк, 2004). В умовах промивного

режиму зростає також потужність цих ґрунтів і стає можливим зростання тут широколистих порід. В результаті стадія Zfm₁₃ сосняків і дрібнолистих лісів зі слабкорозвиненими парарендзинами змінюється на стадію Zfm₁₄ широколисто-соснових лісів на розвинених парарендзинах зі слабко-диференційованим профілем, потужність якого перевищує 50 см.

Висока насиченість карбонатами крейдових мергелів перешкоджає розвитку в парарендзинах зонального для лісової зони процесу ґрунтоутворення – опідзолювання. Однак якщо парарендзини сформовані на суглинках і досягли розвиненого профілю, то за промивного водного режиму й під лісовим покривом стає можливим розвиток процесів вилугування та опідзолювання. Завдяки ним через стадію Zfm₁₅ широколисто-соснових лісів на вилугуваних і опідзолених парарендзинах еволюційна серія елювіальних геохор на суглинках, що залягають на крейдових мергелях, завершується стадією Zfm₁₆ сосново-грабово-дубового лісу на суглинкових дерново-підзолистих ґрунтах. Від "класичних" ґрунтів цього типу вони відрізняються хіба що слабкіше вираженим і менш потужним елювіальним горизонтом, а також більшою насиченістю основами через періодичне олугування нижньої частини профілю. Це дало підстави іменувати такі ґрунти дерново-підзолистими вторинно-насиченими (Полевой определитель почв, 1981).

Стадія сосново-грабово-дубових лісів Zfm₁₆ серії суглинків на крейдовому елювії має спільні риси зі стадією сосново-дубових лісів Zfm₇ серії потужних суглинків. Ця подібність полягає у термінальному характері обох цих стадій. Досягши їх, подальша еволюція геохор уздовж відповідних серій утруднена й може статися лише за особливо сприятливих умов. Для серії на суглинках, що залягають на крейдових породах, такі умови складаються в елювіальних морфофорах з дещо кращими умовами теплозабезпечення, наприклад на вершинних і привершинних поверхнях денудаційних пасом і горбів (Волинське Полісся). В таких умовах можливе ще більше, ніж на стадії Zfm₁₆, насичення основами ґрунтів і подальше зменшення потужності їх елювіального горизонту (наближення дерново-підзолистих до опідзолених ґрунтів). Цей процес супроводжується збагаченням видового складу сосново-дубових лісів і формування біотопів, які класифікуються як багаті сосново-дубові термофільні ліси *Potentillo albae-Quercetum*, *Serratulo-Pinetum* (Дідух та ін., 2011). Стадію Zfm₁₇ з такими ґрунтами можна розглядати як едафічний клімакс для серії геохор на суглинках, що залягають на крейдових породах. Вона є доволі близькою до кліматичного клімаксу зони мішаних лісів Українського Полісся (стадії Zfm₈).

Серія змін на суглинках, що залягають на кристалічних породах

Серія описує зміни геохор елювіальних рівнин і пологих схилів, де мало-потужні льодовикові та

водно-льодовикові суглинки залягають на кристалічних породах Українського кристалічного щита (гранітах, гнейсах, пегматитах та ін.). Такі геохори поширені в Житомирському Поліссі. Вони займають тут невеликі площі через те, що більшість геохор з такою геологічною будовою тяжіють до річкових долин, а отже належать до транзитного та гідроморфного генетико-еволюційних рядів. А рівнинні геохори, в яких кристалічні породи не перекриті шаром суглинків, нами віднесені до елювіального літогенного ряду Lg.

На ділянках рівнин, складених суглинками, які перекривають кристалічні породи, дренаж утруднений. Це зумовлювало розвиток тут гідроморфних процесів і, відповідно, еволюційні зміни ландшафтів уздовж гідроморфного генетико-еволюційного ряду. Тому для геохор з будовою "суглинків на кристалічних породах" ландшафтогенез елювіального типу був можливий здебільшого на пологих схилах моренних пасом і річкових долин, де дренаж кращий і водозастійні процеси не отримують розвитку. За цих умов зі ксеро-кріотичної трав'яної стадії Zfm₃ геохори еволюціонували до стадії Zfm₁₈ розрідженого березово-соснового лісу на дернових скелетних слабкорозвинених, а згодом – короткопрофільних ґрунтах. Подальша еволюція полягала у зростанні потужності профілю ґрунту, його опідзолюванні, збільшенні зімкненості деревостану. Розвиток цих процесів привів до формування стадії Zfm₁₉ березово-соснового лісу на дернових скелетних опідзолених ґрунтах – менш скелетних і більш потужних, ніж ґрунтів попередньої стадії. Подальша текстурна диференціація цих ґрунтів і розвиток деревостану у бік його кращого габітусу і багатшого видового різноманіття привели до переходу геохор до наступної стадії Zfm₂₀ березово-соснового лісу на дернових скелетних опідзолених ґрунтах. Ця стадія є фінальною для еволюційної серії на суглинках, що залягають на кристалічних породах. Подальша еволюція геохор уздовж цієї серії у бік дерново-підзолистих ґрунтів під широколистяними лісами блокувалась потужністю шару суглинків, яка була недостатньою для розвитку кореневої системи дорослих широколистяних дерев.

На завершення розгляду зонального лісового генетико-еволюційного ряду на водно-льодовикових суглинках Zfm варто звернути увагу на те, що у Поліссі, поряд із геохрами на водно-льодовикових суглинках,

мають поширення й геохори на лесових суглинках – т. зв. лесові острови Полісся. За підрахунками Ю. М. Веклича (2018), їх площа в межах України становить приблизно 6 550 км². Попри подібність за своїм гранулометричним складом, водно-льодовикові та лесові суглинки відрізняються за багатьма іншими ознаками. Зокрема, водно-льодовикові суглинки менш шпаруваті, не гумусовані, не мають горизонтів похованих ґрунтів, мають більший вміст глинистих часток, в них часто присутні прошарки піску, гравію, а у валунних суглинках – включення уламкових порід. Ці відмінності виявились настільки істотними для ландшафтогенезу, що в умовах однакового клімату на лесових суглинках Полісся формувались сірі опідзолені ґрунти з клімаксовими грабовими дібровами, тоді як на водно-льодовикових суглинках ґрунтогенез закінчився на дерново-підзолистих ґрунтах. Їх вкривають не широколисті, а мішані ліси.

8.2.3. Зональний лісо-лучно-степовий ряд на лесових породах

Зональний лісо-лучно-степовий генетико-еволюційний ряд на лесових породах Zf-sl описує послідовність змін ландшафтів на лесах і лесових суглинках в умовах достатнього атмосферного зволоження. Цей розгалужений з декількома регіональними варіантами ряд охоплює ландшафти кількох сучасних природних зон України: широколистолісової, лісостепової, деяких ареалів мішано-лісової (лесові острови) зон, а також північну смугу степової зони (екотон із зоною лісостепу).

Важлива особливість цього ряду полягає в тому, що еволюція вздовж нього призводила до становлення двох типів зональних ландшафтів: широколистих лісів *Quercus-Fageteta* і лучних степів *Festuco-Brometea*. За голоценову історію сучасного ландшафтогенезу між цими типами ландшафтів були й взаємні переходи, причому в обидва боки (зміна лісу на лучний степ й навпаки). Від часів С. І. Коржинського було висунуто чимало припущень щодо причин цих змін, але й досі вони напевно не встановлені. Принаймні пояснити їх суто кліматичними змінами за голоцен далеко не завжди можливо. Антропогенний чинник, на який нерідко "списують" витіснення трав'яними геохорами лісових, також далеко не завжди відповідальний за цю трансформацію.

Докладніше питання територіальних відносин між лучним степом і широколистими лісами автор планує розглянути у монографії "Ландшафтна географія України". Натомість у цій главі важливо зафіксувати тезу, згідно з якою у зоні лісостепу існують два зональні типи ландшафтів:

широколистолісові та лучно-степові. Кожен з них має свою клімаксову стадію. Для лісових ландшафтів нею є дубові ліси на сірих опідзолених ґрунтах, а для лучно-степових – різнотравно-типчаково-ковилові угруповання на типових чорноземах. Обидві ці зональні типи ландшафтів з відповідними їм клімаксами є "одвічними" у тому розумінні, що в лісостеповій зоні вони одночасно існували від моменту свого виникнення (підетап атлантичного оптимуму голоценового ландшафто-генезу) й до сьогодні. На це вказують палінологічні дані: пилкові спектри всіх періодів голоцену містять як пилок широколистих видів, властивих клімаксовим стадіям лісових ландшафтів (дуб, граб, клен, липа), так і лучно-степових видів, характерних для заключних стадій сукцесії трав'яних ландшафтів (Артюшенко и др., 1982; Безусько та ін., 2011; Герасименко, 2004 та ін.). Реконструкції ґрунтового покриву на різні часові зрізи голоцену також свідчать про те, що в зоні лісостепу він складався як з широколистолісових ґрунтів (сірих і бурих опідзолених), так і лучно-степових і степових чорноземів (Александровский, 1983; Герасименко, 2004; Чендев, 2008).

Еволюція ландшафту лісостепу полягала не тільки, а радше – не стільки, у "боротьбі" за простір між лісовими та лучно-степовими геохрами, скільки у зміні одного типу лісових геохор на інші лісові типи й у зміні одних трав'яних типів геохор на інші їх трав'яні типи. Звичайно, були й зміни лісових геохор на лучно-степові й навпаки. Про це свідчать зміни протягом голоцену пропорції між трав'яними та деревними видами у пилових спектрах. Були й певні зміщення меж між лісовою, лісостеповою й степовою зонами (див. підрозд. 3.2). Але ці обставини не відмінюють співіснування в серединній макросмузі України двох зональних типів геохор (широколистолісових і трав'яних), яке безперервно підтримувалось принаймні з бореального часу голоцену. Це дає підстави вважати, що в межах серединної ЛЕВ-макросмуги України, й лісостепової зони як її частини, існували й досі існують дві сукцесійні системи: лісова і лучно-степова. Кожна з них має свої термінальні (клімаксові та субклімаксові) стадії. Ці системи не ізольовані одна від одної, й сукцесійні ряди однієї системи змикаються з рядами іншої системи. Стимулом для "переключення" сукцесії з одного ряду на інший можуть бути як кліматичні чинники, так і антропогенні.

Аналогічним до сукцесійної була й голоценова еволюція ландшафтів серединної ЛЕВ-макросмуги України. Її зональний лісовий ряд на лесових породах Zf-sl складається з лісової та лучно-степової серій, кожна з яких має свої термінальні і фінальні стадії. Ці серії можуть переходити одна в одну. Зокрема, постаґрікультурне остепнення

ландшафтів, яке розглядалось у підрозд. 5.3, є прикладом переходу ландшафтогенезу з його лісової серії на лучно-степову.

Ініціальною стадією для генетико-еволюційного ряду Zf-sl можна було б вважати рівнинні поверхні з нововідкладеним лесово-суглинковим матеріалом без ґрунтового та рослинного покриву на ньому (стадія Zf-sl₀). Однак лесовим перигляціальним рівнинам такі абіотичні поверхні не були властиві навіть під час зледенінь. В умовах холодного архетипу ландшафтогенезу лесові перигляціальні рівнини не були позбавленими ґрунтового-рослинного покриву. Більше того, цей покрив був настільки різноманітним, що це дало підстави вважати його "гіперзональним" (Величко, 1973). Сутність цього явища в його ландшафтно-географічному вимірі вже розглядалась у підрозд. 2.3.2: "гіперзональність" полягає у високій мозаїчності ландшафтного покриву, окремі геохори якого належали до тундрового, ксеро-кріотичного трав'яного ("холодно-степового"), бореально-лісового зональних типів. У ландшафтно-еволюційному контексті ця мозаїчність означає, що перигляціальні лесові рівнини складались з геохор, які перебували на різних стадіях свого розвитку – від стадії піонерної тундри до бореально-лісових стадій. Попри уявну "гіперзональність" перигляціальних рівнин і складну (мало не хаотичну) мозаїку геохор різних зональних типів, вони вкладаються в доволі просту послідовність змін інціальних і постльодовикових стадій ландшафтогенезу на лесових суглинках. З настанням стадій теплого архетипу ландшафтогенезу структура зонального лісо-лучно-степового ряду на лесових породах Zf-sl значно ускладнюється (рис. 8.4).

Як вказано вище, стадія Zf-sl₀ поверхні абіотичного лесовосуглинкового субстрату розглядається як ініціальна для зонального мезоморфного генетико-еволюційного ряду Zf-sl. Однак такі поверхні виникали не внаслідок акумуляції на них лесового матеріалу, а через руйнування дефляцією вже існуючих примітивних ґрунтів, практично незахищених розрідженим рослинним покривом. Отже, стадія абіотичного субстрату Zf-sl₀ є вторинною – результатом втрати внаслідок дефляції ґрунтового покриву геохор у стадії Zf-sl₁. Такою могла бути стадія суглинкової тундри, яка сама пройшла шлях формування від різнотравно-лишайникової до чагарниково-мохової тундри на тундро-глейових ґрунтах. Абіотичні поверхні стадії Zf-sl₀ могли виникнути внаслідок видування шару ґрунту в цих тундрових геохорах. Після цього стадія тундри Zf-sl₁ знову відновлювалась з абіотичної стадії Zf-sl₀. Ці взаємні переходи (Zf-sl₀ ↔ Zf-sl₁) показано на рис. 8.4, на якому обидві ці стадії кваліфіковано як ініціальні.

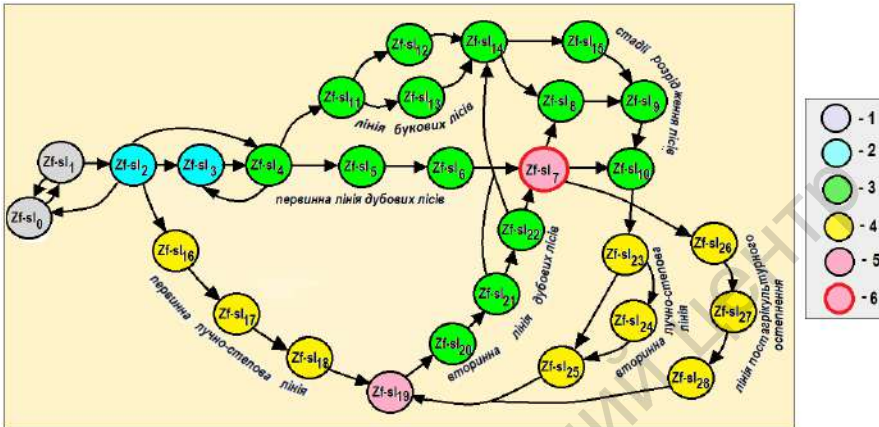


Рис. 8.4. Схема зонального лісо-лучно-степового генетико-еволюційного ряду на лесових породах Zf-sl:

1 – ініціальні стадії, 2 – постгляціальні стадії, 3 – стадії теплого лісового ландшафтогенезу, 4 – стадії теплого трав'яного ландшафтогенезу, 5 – фінальні стадії, 6 – стадії кліматичного клімаксу (зональної норми ландшафтогенезу). Стадії: Zf-sl₀ – абіотичного лесового субстрату; Zf-sl₁ – суглинкової тундри; Zf-sl₂ – кріо-ксеротична трав'яна; Zf-sl₃ – дрібнолисто-соснових лісів на дернових суглинкових ґрунтах; Zf-sl₄ – широколисто-соснових лісів на дернових опідзолених ґрунтах; Zf-sl₅ – мішаних лісів з дубом у другому ярусі, сосною – у першому ярусі на ясно-сірих опідзолених ґрунтах; Zf-sl₆ – сосново-дубових лісів на сірих опідзолених ґрунтах; Zf-sl₇ – грабових і кленово-липових дібров на темно-сірих опідзолених ґрунтах; Zf-sl₈ – геміксерофітних дібров на ксерофітно-лісових чорноземах; Zf-sl₉ – освітлених ксерофітних дібров (з *Quercus pubescens*) на ксерофітно-лісових чорноземах; Zf-sl₁₀ – паркових дібров (з *Q. robur*) на чорноземах опідзолених; Zf-sl₁₁ – буково-хвойних лісів на бурих лісових ґрунтах; Zf-sl₁₂ – мертвопокровних бучин на бурих лісових ґрунтах і Zf-sl₁₃ – багатоярусних бучин на сірих опідзолених ґрунтах; Zf-sl₁₄ – буково-грабово-дубових лісів на сірих опідзолених ґрунтах; Zf-sl₁₅ – паркових дубово-букових лісів на чорноземах ксеротично-лісових; Zf-sl₁₆ – мезокріотичних лук на дернових ґрунтах; Zf-sl₁₇ – остепнених лук на чорноземовидних ґрунтах; Zf-sl₁₈ – біднорізотравно-полиново-злакових лучних степів на чорноземах типових середньопотужних мало- і середньогумусних; Zf-sl₁₉ – різнотравно-осоково-злакових лучних степів на чорноземах типових глибоких середньо- і багатогумусних; Zf-sl₂₀ – освітлених дібров на лісових чорноземах; Zf-sl₂₁ – зімкнених дібров на чорноземах опідзолених; Zf-sl₂₂ – грабових дібров на сірих і темно-сірих опідзолених ґрунтах з другим гумусовим горизонтом; Zf-sl₂₃ – чагарникових різнотравних лук на чорноземах опідзолених; Zf-sl₂₄ – остепнених лук на чорноземах вилугованих; Zf-sl₂₅ – різнотравно-злакових лучних степів на чорноземах типових; Zf-sl₂₆ – різнотравного перелогу; Zf-sl₂₇ – кореневищного злакового різнотрав'я на чорноземах слабкореградованих; Zf-sl₂₈ – багаторізотравно-злакових лучних степів на чорноземах реградованих

Як і на суглинкових поверхнях Українського Полісся, на лесових перигляціальних рівнинах стадія тундри заміщувалась кріо-ксеротичною трав'яною стадією ("холодного степу") Zf-sl₂ – рівнин з примітивними дерновими оглеєними ґрунтами, вкритими кріотичними ксерофітними і широкоареальними видами, такими як *Ephedra distachya*, *Krascheninnikovia*

ceratoides, *Kochia prostrata*, *Artemisia* підроду *Seriphidium* та ін. (Безусько та ін., 2011). Хоча проективне покриття трав'яного ярусу могло на цій стадії бути значним, задернованість поверхні лишалась не дуже високою, що зумовлювало її вразливість до дефляції. Внаслідок її посилення було можливим повернення стадії Zf-sl₂ до ініціальної стадії Zf-sl₀. Для холодного ландшафтогенезу дефляція була інтенсивною й, поряд із вічною мерзлотою, стримувала еволюцію ландшафтів уздовж зонального лесового ряду Zf-sl. Крім цих двох чинників, прохолодний і сухий клімат пізньюльдовиків'я і пребореалу не сприяв розвитку гумусоаккумулятивних процесів і швидкому формуванню ґрунтів. Ф. М. Лісецький (2000) вважає, що, попри високий ґрунтотворний потенціал лесоподібних суглинків (він оцінюється у 3,5–4 мм/рік приросту гумусового горизонту), швидкість формування цього горизонту в кінці плейстоцену – початку голоцену досягала щонайбільше 0,38–0,58 мм/рік.

Втім повільний розвиток дернових ґрунтів не виключав їх заселення деревними і чагарниковими видами, такими як сосна *Pinus sylvestris*, види берези *Betula pendula* (береза пухнаста), *B. pubescens* (повисла), *B. nana*, (карликова), *B. humilis*, (низька), вільха сіра *Alnus incana* і чорна *A. glutinosa*, обліпіха звичайна *Hippophae rhamnoides*, ялівець *Juniperus*, верба *Salix* та ін. Поява цих та інших видів, серед яких береза та сосна домінували, знаменувала настання наступної стадії Zf-sl₃ дрібнолисто-соснових лісів на дернових суглинкових ґрунтах. Наявність рефугіумів широколистих порід у перигляціальних рівнинах (принаймні в дріасі-3) сприяла їх поширенню в бореальні сосново-березові ліси, які врешті еволюціонували у стадію Zf-sl₄ широколисто-соснових лісів. Ґрунти під цими лісами могли бути дерновими опідзоленими. Не виключено, що експансія широколистих порід з їх рефугіумів відбувалась й на кріоксеротичній трав'яній стадії Zf-sl₂, що могло спричинити зміну ландшафтів безпосередньо до стадії Zf-sl₄, оминаючи стадію Zf-sl₃, чи принаймні через її коротку тривалість. Водночас періодичні похолодання раннього голоцену спричиняли збільшення участі сосни й зменшення широколистих порід аж до їх зникнення. Відбувався, отже, перехід зі стадії Zf-sl₄ до стадії Zf-sl₃. Ці взаємні переходи кінця плейстоцену-початку голоцену відображено на рис. 8.4.

У бореальному періоді голоцену важливою рисою соснових лісів на стадії Zf-sl₄ була значна участь степових елементів у їхньому трав'яному ярусі (Безусько та ін., 2011). Завдяки цьому еволюція геохор від цієї стадії була можливою не вздовж лісової, а вздовж трав'яної лінії (див. рис. 8.4). До цієї альтернативи еволюційних шляхів розвитку повернемося після розгляду лісової лінії еволюції елювіальних ландшафтів на лесах.

З досягненням стадії Zf-sl₄ широколисто-соснових лісів на дернових опідзолених ґрунтах подальший розвиток лісових геохор полягав у заміщенні широколистими видами (дуб, липа, в'яз) хвойних – сосни, ялини і модрина (два останні види були присутні в Західноукраїнському регіональному варіанті зонального лесового ряду Zf-sl). Цей процес відбувався паралельно з текстурною диференціацією дернових ґрунтів, яка завершилась формуванням сірих опідзолених ґрунтів – зональних для широколистих лісів Східноєвропейської рівнини. Їх становлення потребувало 2–2,5 тис. років (див. підрозд. 3.3.1). На цьому еволюційному шляху можна виділити три "вузлові" стадії: Zf-sl₅ – мішані ліси з дубом і грабом (у Слобожанському регіональному варіанті ряду Zf-sl – з дубом, кленом і липою) на ясно-сірих опідзолених ґрунтах, причому вказані широколисті види були едифікаторами другого ярусу, а сосна – першого ярусу; стадія Zf-sl₆ – сосново-дубові ліси на сірих опідзолених ґрунтах з виходом дубу та його супутників (граб, липа, клен) у перший ярус; Zf-sl₇ – грабові діброви або кленово-липові діброви (Слобожанський варіант) на темно-сірих опідзолених ґрунтах.

Стадія Zf-sl₇ відповідає кліматичному клімаксу зони широколистих лісів Східноєвропейської рівнини (Разумовский, 1981). Однак для зонального лісового генетико-еволюційного ряду на лесах ця стадія не є фінальною. Внаслідок кліматичних змін упродовж голоцену вона змінювалась на інші. Зокрема, з настанням більш посушливих кліматичних умов клімаксові діброви еволюціонували у більш ксеротичні дубові ліси за участю дуба пухнастого *Quercus pubescens*, більш термофільного, ніж *Quercus robur*. Освітленість цих лісів була більшою, ніж дібров стадій Zf-sl₆ і Zf-sl₇, тому під пологом лісу зростали мезоксерофітні лучно-степові трави (костриця овеча *Festuca ovina*, тонконіг лучний *Poa pratensis*, види ковили *Stipa* sp. та ін.). Більша фітомаса трав'яного ярусу дібров з *Quercus pubescens* сприяла посиленню гумусоаккумулятивних процесів і послабленню опідзолювання ґрунтів. У результаті темно-сірі опідзолені ґрунти набували ознак чорноземів. У вітчизняних класифікаціях ґрунтів такі ґрунти як окремий вид не виділяються (Папіш та ін., 2008; Полевой определитель почв, 1981; Полупан та ін., 2005). Натомість у класифікації ґрунтів Молдови вони вирізняються як чорноземи ксерофітно-лісові (Крупеников, Подымов, 1987). Приймемо цю назву. Отже, за настання більш посушливих умов, стадія Zf-sl₇ може змінюватись на стадію Zf-sl₈ геміксерофітних дібров на ксерофітно-лісових чорноземах.

Стадія Zf-sl₈ геміксерофітних дібров не є обов'язковою для лісової серії зонального генетико-морфологічного ряду Zf-sl. Вона могла

замінити клімаксову стадію Zf-sl₇ лише в геохрах, де для цього виникали відповідні кліматичні умови й існувала можливість занесення насіння едифікатора ксерофітних дібров – дуба пухнастого. Обидві ці умови склались у південній смугі Подільської височини. Саме там зміна стадій Zf-sl₇ → Zf-sl₈ повинна була бути характерною. В інших регіонах лесових рівнин України вона, ймовірно, не відбувалась. На сьогодні в межах України рівнинних геохор геміксерофітних дібров з дубом пухнастим на ксерофітно-лісових чорноземах практично не зберіглося через суцільне розорювання вододільних рівнин (воно на півдні Поділля почалося від часів трипільців, див. підрозд. 5.2).

Зі стадії Zf-sl₇ діброви могли еволюціонувати у стадію паркових дібров Zf-sl₁₀ на чорноземах опідзолених, а зі стадії Zf-sl₈ цей перехід відбувався через стадію Zf-sl₉ паркових ксерофітних дібров на ксерофітно-лісових чорноземах. У цьому переході свою роль відігравав антропогенний чинник: знищення людиною чагарників і підросту, вибіркоче вирубування найцінніших дерев, випасання худоби у лісах тощо. Теоретично розрідженню лісів на стадіях Zf-sl₇ – Zf-sl₉ могло сприяти періодичне погіршення кліматичних умов для зростання широколистих видів (такими, насамперед, є більш посушливі кліматичні фази голоцену). Однак це лише припущення. Дійсно, палінологічні дані свідчать про зменшення частки пилку широколистих порід і збільшення частки мезоксерофітних трав у більш посушливі кліматичні фази голоцену (зокрема, в другу половину бореального періоду, середині суббореального періоду). Але це зміщення пропорцій могло мати причиною не розрідження лісів, а зменшення їх площі у рослинному пориві за рахунок лучно-степових ділянок. Вірогідно, у несприятливій для широколистих лісів кліматичній фазі мали місце обидва вказані процеси: розрідження лісів і зменшення їх площі. Причому і той і інший процес міг був спричинений і природно-кліматичними і антропогенними факторами. Щоправда, більшість дослідників схильні вважати, що провідну роль у виникненні паркових дібров Європи відіграла діяльність людини (Денисик, 1998; Романчук, 1998, 2007; Смирнова и др., 2004 та ін.), причому для Середньої та Західної Європи вона простежується до мезоліту (Szabó, 2009).

Стадія паркових лісів Zf-sl₁₀ стала проміжною між первинною лінією еволюції дубових лісів і вторинною лучно-степовою лінією зонального генетико-еволюційного ряду (див. рис. 8.4). Еволюційна лінія від стадії Zf-sl₄ до стадії Zf-sl₁₀ описує становлення дубових лісів лесових рівнин України. Однак у більш теплих і гумідних умовах цих рівнин формувались не дубові, а букові ліси *Fagetalia sylvaticaе*. У різні часи голоцену такі умови складались у різних за площею ареалах, які, втім, на схід від

Подільської височини не поширювались²³. Сучасний ареал букових лісів з *Fagus sylvatica* в рівнинній частині території України обмежується південною частиною Волинської, західною частиною Подільської височин, Розточчям, Опіллям.

Букові ліси виникли зі стадії Zf-sl₄ разом із вселенням бука до хвойних і широколисто-хвойних лісів. Стадії Zf-sl₁₁ буково-хвойних лісів відповідали ґрунти, які поєднували ознаки бурих лісових і сірих опідзолених. Поступово бук витісняв інші деревні породи й врешті сформувались деревостани з домінуванням бука. Бучини на цій стадії були (й нині є) двох різновидів, істотно різних з ландшафтно-геофізичного погляду – мертвопокровні (внаслідок високої зімкненості крон трав'яний і чагарниковий яруси сильно пригнічені) та з добре розвиненим трав'яним і чагарниковим ярусами, складених ліщиною *Corylus avellana*, жимолостою опушеною *Lonicera xylosteum*, бруслиною європейською *Euonymus europaea* і бородавчастою, *E. Verrucosa*, калиною цілолистою *Viburnum lantana*. У схемі зонального лісового ряду на лесових породах на рис. 8.4 ці два варіанти букових лісів виокремлено як дві різні стадії Zf-sl₁₂ і Zf-sl₁₃.

У більш ксеротичні періоди голоцену для існування бука складались гірші умови й він витіснявся краще пристосованими до посушливих умов видами – насамперед грабом *Carpinus betulus* і дубом *Quercus robur*, а на півдні Подільської височини – також і *Q. pubescens*. Ландшафт переходив у стадію Zf-sl₁₄ буково-грабово-дубових лісів на сірих опідзолених ґрунтах. За подальшого посилення посушливості клімату, а також за випасу худоби в лісах й їх іншого господарського використання, стадія Zf-sl₁₄ могла змінитись на стадію Zf-sl₁₅ паркових буково-дубових лісів на чорноземах ксеротично-лісових. З остаточним витісненням кверцетальним комплексом видів фагетального комплексу еволюційна серія букових лісів злилась з лінією дубових лісів. Це могло трапитись на стадіях Zf-sl₈ і Zf-sl₉ (див. рис. 8.4).

Гетерогенна мозаїка постгляціальних лесових рівнин пізньольодовиків'я з її тундровими, лучними, ксеро-кріотично-трав'яними та лісовими геохорами дала початок не тільки лісовим лініям зонального генетико-еволюційного ряду, але й його трав'яним лініям. Власне, в кінці плейстоцену – початку голоцену на лесових рівнинах переважали не лісові, а трав'яні ландшафти. Л. Г. Безусько (2001) вказує, що навіть у сприятливому для поширення лісової рослинності алерьоді продовжували існувати значні площі трав'яних ценозів ксеротичного типу. Спориво-

²³ Щоправда, у роботі (Восточноевропейские леса..., 2004) вказується на кілька пізньоголоценових місцезнаходжень пилку бука на Середньоруській і Приволзькій височинах.

пилкові спектри з відкладів, датованих різними часами голоцену, також вказують на існування тоді лучно-степових геохор, оскільки ці спектри містять пилок трав'яних видів, властивих оселищам відкритих просторів.

Формування лучно-степових геохор було можливим з кріоксеротичної стадії Zf-sl₂ внаслідок заміщення кріотичних елементів (карликових видів берези, дріади та ін.) на більш мезофільні трав'яні види. Це ознаменувало перехід постгляціального ландшафтогенезу на лучний, першою стадією якого стала мезокріотична лука на дернових ґрунтах (стадія Zf-sl₁₆ на рис. 8.4). Подальший розвиток трав'яних геохор уздовж лучно-степової лінії генетико-еволюційного ряду Zf-sl полягав у посиленні гумусоаккумулятивного процесу, формуванні чорноземних ґрунтів, заміщенні кріоксерофітів мезоксерофітами, серед яких дедалі більшу участь брали довгокореневищні види, а пізніше – дернинні злаки.

Формування чорноземних лучних степів обійняло тривалий час – від кінця плейстоцену-початку голоцену до початку – середини атлантичного періоду голоцену. На цьому еволюційному шляху як етапні можна виділити такі стадії: Zf-sl₁₇ – остепнених лук на чорноземовидних ґрунтах; Zf-sl₁₈ – біднорізотравно-полиново-злакових лучних степів на чорноземах типових середньопотужних мало- і середньогумусних; Zf-sl₁₉ – різнотравно-осоково-злакових лучних степів на чорноземах типових глибоких середньо- і багатогумусних.

Стадію Zf-sl₁₉ можна вважати фінальною для розвитку лучно-степових ландшафтів лесових рівнин, який почався від холодного степу початку голоцену. Специфіка цієї "фінальності" полягає в тому, що зональний ландшафтогенез на стадії Zf-sl₁₉ не закінчився й знайшов своє продовження у формуванні широколистолисових ландшафтів на місці чорноземних лучних степів. Цю еволюційну лінію назвемо вторинною лінією дубових лісів. На відміну від первинної еволюційної лінії цих лісів, яка являє собою процес формування дібров з постгляціальних березово-соснових рідколісь (стадії Zf-sl₃), їх вторинна лінія – це послідовність заміщення лучно-степових ландшафтів широколистолисовими. Для лесових рівнин України цей процес регіонального масштабу набув на межі між суббореальним і субатлантичним періодами голоцену й був перерваний масовим вирубуванням лісів у XVІІІ ст. З річкових долин і балок ліси виходили на межирічні рівнини й заміщали тут лучно-степові чорноземні геохори. На думку Я.П. Дідуха, першою фазою формування широколистих лісів при цьому заміщені були освітлені паркові діброви (Дідух, 2007).

У літературі з палеогеографії голоцену як доказ зміни лучних степів на ліси наводяться численні факти поширення під курганами та іншими насипами часів скіфської та інших скотарських степових культур чорноземних

ґрунтів, при тому, що нині поверхні цих курганів та валів зайняті сірими опідзоленими ґрунтами й такими само є фонові ґрунти рівнин, на яких ці споруди були насипані (Александровский, 2015-6; Дмитрук, 2015; Матвіїшина, Дорошкевич, 2016 та ін.). Це вказує на те, що за 2,5 тис. років, або й за коротший термін, лісові ландшафти змінили собою степові. За оцінками Ю. Г. Чендева (2008), часовий проміжок, необхідний для цієї заміни, сягає на суглинках 1,5 тис. років.

Важливо зауважити, що пізньоголоценова експансія лісів на лучні степи охопила не всю територію Українського лесового абіотичного макрорегіону України, показаного на рис. 4.9. У його межах ландшафти, де відбувалась еволюція від їх лучно-степового типу до широколистолисового, поширились насамперед на пологі схили та вузькі плакори ерозійно-розчленованих поверхонь. Водночас розлогі вирівняні рівнинні ділянки лесових рівнин України залишились переважно лучно-степовими з чорноземами типовими й заліснення у пізньому голоцені не зазнали. Такими регіонами, наприклад, є лесові тераси Дніпра на його лівобережжі, Тернопільське плато – на правобережжі.

Вірогідно, головну причину того, що широколисті ліси в пізньому голоцені охопили лише частину Українського лесового макрорегіону, слід пов'язувати з дефіцитом насіння широколистих видів дерев і низькими темпами їх розселення. Строк у 2 500 років був замалим для того, щоби широколисті види могли подолати відстані у сотні кілометрів на розлогих плоских лесових рівнинах з чорноземними лучними степами. Як було вказано вище, за Ф. Клементсом, ці степи являли собою діаспоричний субкліматс. Із середини ХІХ ст. їх на лесових рівнинах України не лишилось.

Вторинна лінія дубових лісів починається зі стадії Zf-sl₂₀ освітлених дібров на чорноземних ґрунтах, у властивостях яких позначилось перебування під широколистим лісом. Такі ґрунти Н. А. Белова і А. П. Травлеєв (1999) пропонують називати лісовими чорноземами. Їхня текстурна диференціація під широколистим лісом може дійти до стадії чорнозему опідзоленого (стадія Zf-sl₂₁ зімкнених дібров на чорноземах опідзолених). Подальша еволюція геохор лісів на ґрунтах чорноземного типу супроводжується посиленням у ґрунтах процесів елювіювання, а також зростання у фітоценозах ролі граба та інших більш вологолюбних, ніж дуб, порід. Врешті виникають ґрунти, які палеогеографи називають сірими і темно-сірими опідзоленими з другим гумусовим горизонтом. Такі лісові ґрунти вказують на лучно-степове минуле ландшафтів (сірі лісові ґрунти формуються на чорноземних профілях). Відповідну стадію вторинної лісової лінії, а саме – стадію Zf-sl₂₂ грабових дібров на сірих і

темно-сірих опідзолених ґрунтах з другим гумусовим горизонтом, слід розглядати як субклімаксову з її подальшою можливою зміною на клімаксові діброви стадії Zf-sl₇.

На сьогодні дуже складно розрізнити, які геохори з грабовими дібровами на сірих опідзолених ґрунтах постали внаслідок еволюції вздовж первинної лісової лінії, а які з них виникли внаслідок еволюції вздовж вторинної лісової лінії. Хіба що потужний (до 100 см і більше) ілювіальний горизонт у профілі сірих опідзолених ґрунтів, глибокий рівень залягання карбонатів у ньому можуть вказувати на їхній розвиток уздовж первинної лісової еволюційної лінії.

Отже, клімаксова стадія Zf-sl₇ грабово-дубових лісів *Carpinion betuli* на сірих і темно-сірих опідзолених ґрунтах досягала двох шляхами. Один з них являв собою тривалу еволюцію, що почалась від нуля-моменту сучасного ґрунтоутворення (часу припинення лесонагромадження в кінці плейстоцену), й врешті в атлантичному періоді голоцену привела до виникнення вказаних грабово-дубових лісів. Цей шлях був названим вище первинною еволюційною лінією ландшафтів грабово-дубових лісів на лесових рівнинах України. Інший шлях виникнення цих лісів (їх вторинна еволюційна лінія) являв собою трансформацію лучно-степових геохор у широколистолисові, яка почалась на межі між суббореалом і субатлантикою голоцену. Відповідно, клімаксова стадія Zf-sl₇ досягала різний час – в атлантиці для первинної еволюційної лінії й у суббореалі – для вторинної лінії.

Якщо вторинна лінія для дубових лісів простежується на значній частині лесових рівнин України, то питання щодо вторинної еволюційної лінії букових лісів *Fagetalia sylvaticae* вимагає вивчення. Фактичних даних, на підставі яких можна було б таку лінію встановити, на сьогодні бракує.

У схемі зонального ландшафтогенезу лесових рівнин України поряд зі вторинною лісовою еволюційною лінією була й вторинна лучно-стєпова лінія (див. рис. 8.4). Вона описує заміщення трав'яними геохорами лісових. Якщо вторинна лінія дубових лісів являє собою хронологічну послідовність зі встановленим часом її початку (початок субатлантики), то вторинна лучно-стєпова лінія має іншу часову структуру. Починаючи з атлантичного періоду голоцену, вона неодноразово переривалась (ліси відновлювались), а потім, з настанням більш ксеротичних умов, ландшафтогенез знову йшов за цієї лінією. Отже, вторинна лучно-стєпова лінія являє собою не часову послідовність зміни однієї трав'яної стадії наступною, а невтриману у часі тенденцію формування лучних степів на місці лісів. Впродовж середнього і пізнього голоцену ландшафтогенез кілька разів "звалювався" на цю лінію, тобто – через

кліматичні і антропогенні причини лісові геохори поступались місцем трав'яним. Зміни лісового ландшафтогенезу на лучно-степовий і навпаки особливо характерними були для підетапу постатлантичних сукцесій голоценового ландшафтогенезу, коли кліматичні умови почергово сприяли розвитку степів або лісів (див. табл. 7.9).

Вторинна лучно-степова лінія бере початок від стадії Zf-sl₁₀ паркових дібров на чорноземах опідзолених. Зі зникненням дерев з фітоценозу ландшафтогенез вступає у стадію Zf-sl₂₃ чагарникових різнотравних лук на чорноземах опідзолених. З цієї стадії, як і з наступних стадій вторинної лучно-степової лінії, був можливим перехід на вторинну лінію дубових лісів (див. рис. 8.4). За відносно посушливих кліматичних умов еволюція ландшафтів уздовж лучно-степової лінії тривала, а не "скочувалась" на вторинну лісову лінію. Це продовження полягало у подальшій ксерофітизації рослинності, випадінні чагарників з її складу, певній втраті чорноземами ознак опідзоленості (зокрема, гумусовий горизонт He стає усе менше елювіюваним й морфологічно слабо вираженим).

У вторинній лучно-степовій лінії генетико-еволюційного ряду Zf-sl можна розрізнити дві "вузлові" стадії. В умовах більш вираженого промивного режиму й дещо кращого зволоження стадія Zf-sl₂₃ чагарникових лук змінювалась на стадію Zf-sl₂₄ остепнених лук на чорноземах вилугованих (в них ознаки опідзолювання й текстурної диференціації профілю не простежуються). В більш посушливих умовах ґрунти еволюціонували до чорноземів типових без їх "проміжного" олуговіння й стадія Zf-sl₂₃ змінювалась на стадію Zf-sl₂₅ різнотравно-злакових лучних степів на чорноземах типових. Вона була дуже близькою до стадії Zf-sl₁₉ – фінальної для первинної лучно-степової лінії. Отже, стадія Zf-sl₁₉ різнотравно-осоково-злакових лучних степів на чорноземах типових є фінальною і для первинної і для вторинної лучно-степових ліній.

До вторинної лучно-степової лінії близька еволюційна лінія постагрікультурного остепнення ландшафту. Цей процес був розглянутий у підрозд. 5.3. Нагадаємо, що він полягав у формуванні лучних степів на місці зведених людиною лісів і перелогів, які виникли після припинення використання чорноземів під посіви. Вперше регіонального масштабу свого прояву постігрікультурне остепнення ландшафту набуло в правобережній частині середньої ЛЕВ-макросмуги України в кінці існування тут трипільської культури (кінець атлантичного періоду голоцену). На місці широколистих лісів виникали перелоги (стадія Zf-sl₂₅), які потім лісом вже не вкривались, а починали еволюціонувати у бік лучних степів на чорноземах реградованих. Можна виділити дві "вузлові" стадії цієї еволюції: Zf-sl₂₆ – стадія кореневищного злакового

різнотрав'я на чорноземах слабкореградованих з ознаками реліктової текстурної диференціації і стадія Zf-sl₂₇ багаторізнотравно-злакових лучних степів на чорноземах реградованих.

Як можна помітити з порівняння рисунків 8.2–8.4, схема зонального генетико-еволюційного лісового ряду на лесових породах Zf-sl не зорієнтована на досягнення певного фінального стану, як це властиво ряду на піщано-супіщаних відкладах Zfs (див. рис. 8.2) і ряду на водно-льодовикових суглинках Zfm (див. рис. 8.3). За своєю топологією сема ряду Zf-sl більше нагадує замкнений цикл, а не лінійну послідовність змін еволюційних стадій в напрямку до єдиної фінальної стадії. Така топологія зонального лісового ряду Zf-sl відображає його сутність – динамічну рівновагу між лучно-степовими і широколистолисовими геохорами. Співвідношення між цими зональними типами геохор могло зміщуватись у бік однієї з їх фінальних стадій (Zf-sl₇ або Zf-sl₁₉), але завжди існували еволюційні лінії, які давали можливість зберегтись обом їм навіть за найнесприятливіших кліматичних умов. Можна гадати, що така структура зонального лісового генетико-еволюційного ряду на лесових породах і лежить в основі "одвічності" лісостепу, який безперервно існував у всі етапи голоцену, а також у періоди теплого архетипу ландшафтогенезу плейстоцену.

8.2.4. Зональні степові ряди на лесових породах

Еволюція зональних ландшафтів у Південний ЛЕВ-макросмузі України принаймні з початку голоценової історії ландшафтогенезу обмежувалась змінами ландшафтів степового типу. Але при цьому початкові умови еволюції були істотно різними у підвищених і знижених (приморській і присиваській) частинах цієї макросмуги. Ландшафти підвищеної північної частини Причорноморської низовини, а також височин Рівнинного Криму (Тарханкутської, Центрально-Кримської, Керченської) впродовж усього голоцену розвивались в умовах елювіального режиму за глибокого рівня залягання ґрунтових вод. Їхні кліматичні зміни йшли вздовж ряду, який увінчався формуванням ковилових степів на чорноземах. Натомість ландшафти зниженої частини Південної макросмуги, яка відповідає Присиваському низинному ЛЕВ-мезорегіону (див. рис. 6.1), з кінця плейстоцену й пізніше зазнавали впливу мінералізованих ґрунтових вод. Еволюційний ряд змін цих ландшафтів бере початок від гідроморфних стадій і являє собою послідовність "вивільнення" ґрунтів і біоти від їх палеогідроморфності та галоморфності (солонцюватості) з формуванням решті ковилово-полинових степів на темно-каштанових і каштанових

грунтах. На те, що каштанові ґрунти пережили етап палеогідроморфізму, а солонцюватість їх носить залишковий характер, вказують більшість дослідників цих ґрунтів (Н. Б. Вернандер, Г. С. Гринь, В. А. Ковда, О. Н. Соколовський та ін.).

Отже, попри те, що в межах Причорноморської низовини та Рівнинного Криму перехід від чорноземів південних до темно-каштанових ґрунтів поступовий та завуальований, в ландшафтно-еволюційному аспекті Південна ЛЕВ-макросмуга України є гетерогенним утворенням. Еволюція її ландшафтів йшла вздовж двох генетико-еволюційних рядів: мезоксеротичного ковилово-чорноземного (зонального степового Zsl) та ксеротичного каштанового ковилово-полинового (зонального ксеротично-степового Zxsl). Ці ряди відрізняються за всіма своїми стадіями – від ініціальних до фінальних, зміни цих стадій контролювались дещо різними гідротермічними чинниками (менш посушливим умовами північної частини Південної ЛЕВ-макросмуги та більшою посушливістю Присивашся, де вона підсилювалась також ефектом "фізіологічної посушливості"²⁴) й відбувались на різних субстратах (засоленому у Присивашші та незасоленому на решті території Південної ЛЕВ-макросмуги України). У голоцені переключення розвитку ландшафтів з одного степового генетико-еволюційного ряду на інший не було. Фактично ці ряди – дві різні еволюційні системи, точок дотику між якими не було.

Вказана відмінність слугує аргументом на користь висунутої П. Г. Шищенком (1999) пропозиції вирізняти дві ландшафтні зони півдня України: степову з чорноземами і сухостепову з темно-каштановими і каштановими ґрунтами. Як дві окремі зони пропонують розглядати ареали з чорноземами і з каштановими ґрунтами й деякі ґрунтознавці (Полупан та ін., 2005). Ці зони різні не тільки за типом домінуючих ґрунтів, але й за шляхами формування їх сучасних ландшафтів²⁵.

Зональний мезоксеротичний степовий ряд на лесових породах

Як було вказано вище, цей генетико-еволюційний ряд описує зміни ландшафтів на лесових породах за елювіального ландшафтно-геохімічного режиму й помірно посушливого клімату. За таких умов переважають трав'яні та чагарничкові ксерофільні види рослин і дерновий процес ґрунтоутворення. Натомість деревні

²⁴ Фізіологічна посушливість, фізіологічна посуха – обмежене споживання рослинами води внаслідок високої концентрації в ній солей.

²⁵ З дискусією щодо таксономічного статусу сухостепового ареалу Півдня України можна ознайомитись за монографією (Кривульченко, 2005).

рослини в елювіальних місцеположеннях не зростають і процеси опідзолювання не розвиваються. Через це усі стадії цього ряду були представлені трав'яними ландшафтами, зміни яких йшли в напрямку від "холодного степу" до справжніх ковилових і південних ковилово-типчакових степів на чорноземах.

Питання щодо встановлення ініціальних стадій зонального степового ряду Zs1 непросте. Для розглянутих раніше зональних рядів Поліської та Середньої макросмуг України їх ініціальні стадії встановлюються за початком формування голоценових ґрунтів на абіотичному субстраті. Однак у випадку ландшафтогенезу у Південній макросмузі такий критерій виявляється незастосовним. Фактично такого субстрату тут не існувало впродовж якщо не всього плейстоцену, то принаймні його більшої частини.

Пояснюється це тим, що перигляціальні умови на півдні України, якщо й виникали, то були м'якими й не переривали ґрунтогенез та існування у часи похолодань рослинності степового типу. Так, у районі Дністровського лиману під час усіх похолодань кінця плейстоцену існували степи: під час заключного етапу Валдайського зледеніння (LGM) – спершу злакові, у кінці ксерофітно-різнотравні; у дріасі-I – різнотравно-злакові; у дріасі-II – ксерофітні; у дріасі-III – різнотравно-злакові (Чепалыга, Герасименко, Гладыревская и др., 2013).

Пошук відповіді на питання, який із цих степів став початком формування степів сучасного типу (тобто став ініціальним для зонального степового ряду Zs1), можна пов'язати з неперервністю розвитку степових ландшафтів півдня Східноєвропейської рівнини. Як свідчать наведені дані розрізу Роксолани, а також результати інших дослідників плейстоцену півдня України (Артюшенко, 1970; Болиховская, 1995; Пашкевич, 1981; Сиренко, Турло, 1986 та ін.), цей розвиток тут був загалом безперервним. Але в усі похолодання кінця плейстоцену тодішнім степам була властива значна участь лободових, ефедри, цикорієвих, подорожникових, полинів, наявність яких свідчить про слабку задернованість поверхні. Степовий рослинний покрив хоча й не щезав, але значно втрачав своє проєктивне покриття, видове різноманіття та продуктивність. Ґрунтовий покрив у ці часи був представлений малопотужними слабкорозвиненими і слабкогумусованими ґрунтовими товщами, нижні частини яких були, ймовірно, оглеєними.

За настання потеплінь щоразу відбувалась інтенсифікація ґрунтоутворення, збагачення видового складу степової рослинності й відновлення її зімкненості. Голоцен не став винятком із цього правила. Отже, останню

перед голоценом стадію спрощеного слабкозадернованого холодного степу, яка сформувалась у пізньому дріасі, приймемо за ініціальну стадію зонального мезоксеротичного степового ряду Zsl. Це була стадія Zsl_{0a} різнотравно-злакових збідненого складу холодних степів зі значною участю лободових, ефедри, полинів та інших ерозіофільних рослин (*Helichrysum arenarium*, *Euphorbia cyparissias*, *Falcaria vulgaris*, *Poa compressa*) на примітивних ґрунтах, подібних до дерново-карбонатних.

З початком пребореалу (а саме цей час знаменує початок етапу голоценової історії сучасного ландшафтогенезу у Південній макросмузі України, див. підрозд. 2.4) фіксується зменшення участі вказаних ерозіофілів у складі рослинності (Пашкевич, 1981). Це свідчить про наявність у цей час багатших ґрунтів, які вже нагадували короткопрофільні чорноземи й про перехід степового ландшафтогенезу до наступної стадії Zsl₁ зімкненого ксерофітного степу з домінуванням ксерофітних злаків – житняка, тонконога, пирію на короткопрофільних чорноземах (див. рис. 8.5).

Подальший розвиток ландшафтів степів полягав у збільшенні потужності гумусового горизонту ґрунтів і ґрунтового профілю загалом, вилугуванні карбонатів, а також у втраті ґрунтами ознак оглеєності та солонцюватості, якщо ініціальні ґрунти пізнього дріасу були оглеєними (стадія Zsl_{0b}) або солонцюватими (стадія Zsl_{0c}). За рахунок цих процесів формувався гумусовий та карбонатний профілі ґрунту, які все більше нагадували відповідні профілі зрілих чорноземів (звичайних і південних).

Тривалість формування цих типів ґрунтів у голоцені оцінюється від 2,4–4 тис. років (Александровский, 1983; Геннадиев, 1990) до 7,5–8,0 тис. років (Голеусов, Лисецкий, 2005). Попри певні кліматичні коливання протягом голоцену, внаслідок ефектів інерційності ландшафтогенезу (див. підрозд. 3.3) процес формування сучасних чорноземів відбувався повільно й поступово без різких змін і якісних "стрибків". Тому його поділ на окремі якісно відмінні стадії ландшафтогенезу неможливий.

Попри те, що розвиток у голоцені сучасних степових ландшафтів півдня України не був стадійним, швидкість формування степових чорноземів протягом усього часу їх становлення не лишалась однаковою. На цій підставі, а саме – різній швидкості провідних процесів чорноземоутворення у голоцені, зональний степовий генетико-еволюційний ряд Zsl можна умовно поділити на стадії. Поділ, що пропонується нижче, ґрунтується на виявленій П. В. Голеусовим і Ф. М. Лисецьким (2005) закономірності зміни темпів утворення гумусу і гумусового горизонту в процесі формування зрілих чорноземів.

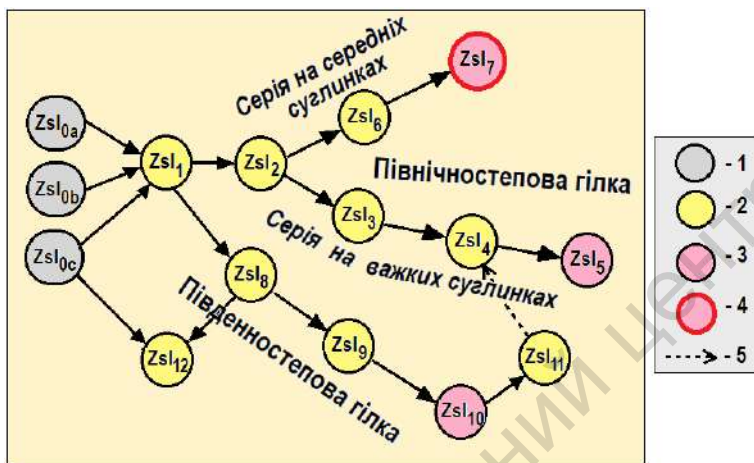


Рис. 8.5. Схема зонального степового генетико-еволюційного ряду на лесових породах Zsl:

1 – ініціальні трав'яні кріо-ксеротичні стадії, 2 – мезоксеротичні степові стадії, 3 – фінальні стадії, 4 – стадії кліматичного клімаксу (зональної норми ландшафтогенезу), 5 – гіпотетичні (малоймовірні, лише для невеликих ареалів) зміни стадій. Стадії: Zsl_{0a} – розріджених різнотравно-злакових "холодного степів" зі значною участю лободових, ефедри, полинів та інших ерозіофілів на примітивних дерново-карбонатних ґрунтах; Zsl_{0b} – те саме – на примітивних дернових оглєсєних ґрунтах; Zsl_{0c} – те саме – на примітивних дернових солонцюватих ґрунтах; Zsl₁ – змікнєних ксерофітних степів з домінуванням ксерофітних злаків (житняка, тонконога, пирію) на короткопрофільних чорноземах; Zsl₂ – ксерофітних угруповань з домінуванням бородача або пирію за участю типчака, мїтельника сланкого на чорноземах звичайних неглибоких малогумусних з карбонатами з середини профілю; Zsl₃ – злаково-різнотравних степів з переважанням типчака та участю ковили на чорноземах звичайних неглибоких малогумусних; Zsl₄ – злаково-різнотравних степів з переважанням ковили і значною участю типчака на чорноземах звичайних малогумусних; Zsl₅ – ковилових степів зі *Stipa lessingiana* на чорноземах звичайних середньогумусних; Zsl₆ – типчаково-ковилових степів на чорноземах звичайних глибоких малогумусних; Zsl₇ – різнотравно-ковилових степів з домінуванням *Stipa pulcherrima* на чорноземах звичайних глибоких середньогумусних; Zsl₈ – ксерофітних злаково-різнотравних степів з домінуванням костриці борознистої і валїської (типчака), чабрецю Маршалла, пирію повзучого, підмаренника справнього на чорноземах південних слабкогумусованих; Zsl₉ – ксерофітних злаково-різнотравних степів з домінуванням костриці валїської й участю чабрецю, шандри чужоземної та ін. на чорноземах південних малогумусних з карбонатами з середини профілю; Zsl₁₀ – типчаково-ковилових степів на чорноземах південних малогумусних; Zsl₁₁ – типчаково-ковилових степів зі значним переважанням видів ковили (*Stipa ucrainica*, *S. lessingiana*, *S. capillata*) на чорноземах південних малогумусних з глибоким заляганням карбонатів; Zsl₁₂ – ксерофітних типчаково-полинових степів на чорноземах південних слабкосолонцюватих

За даними цитованих авторів, виділяється три основні стадії розвитку чорноземних ґрунтів. Початковій стадії властива висока швидкість формування гумусу та гумусового горизонту, причому виділяється дві

фази цієї стадії: рання – з дуже високою інтенсивністю вказаних процесів (за рік утворюється 0,6–1,0 т/га гумусу за рік і 1 мм гумусового горизонту), яка триває декілька сотень років, і пізня з дещо меншими темпами гумусоутворення (відповідно 0,05 т/га гумусу і 0,12 мм гумусового горизонту за рік). Ця стадія завершується формуванням гумусового профілю чорнозему з повним складом генетичних горизонтів, властивих і його зрілому стану (Голеусов, Лисецкий, 2005).

У контексті еволюції чорноземних степів викладену закономірність інтерпретуємо таким чином. Після закінчення ранньої фази початкового етапу розвитку чорноземів формується дерновий ґрунт, потужність гумусового горизонту в якому сягає 15–20 см. Хоча одночасно з процесом гуміфікації відбувається й процес елювіювання карбонатів, з огляду на коротку тривалість першої фази ґрунтоутворення, ґрунт лишається карбонатним і недиференційованим на генетичні горизонти. Рослинність таких ґрунтів була, ймовірно, представлена угрупованнями ксерофітного типу з домінуванням сухолюбних злаків житняка гребінчастого *Agropyron pectinatum* і кипця (келерії) гребенястого *Koeleria cristata* зі значною участю типчака *Festuca valesiaca*, пирію середнього *Elytrigia intermedia*, полину австрійського *Artemisia austriaca* та ін. Це – наступна за ініціальними стадія зонального степового ряду Zs₁.

Друга фаза початкової стадії еволюції чорноземів приводить до оформлення їх генетичних профілів, зокрема карбонатного. Це вказує на виникнення відмінностей між чорноземами на підтиповому рівні, тобто постають чорноземи звичайні та південні. Отже, зі стадії Zs₁ відбувається дивергенція зонального степового генетико-еволюційного ряду на дві його гілки: північностепову (з чорноземами звичайними під різнотравно-типчаково-ковилковими степами) та південностепову (з чорноземами південними під типчаково-ковилковими степами). З огляду на тривалість цієї фази близько 2 тис. років, оформлення підзонального устрою степової зони України в її сучасному варіанті сталося на початку атлантичного часу голоцену.

Оскільки на цьому тривалому еволюційному шляху зростала гумусованість ґрунтів та їхня потужність, є сенс виділити на кожній "підзональній" гілці степового ряду їх стадії за ступенем розвитку цих ознак ґрунтів. При цьому в межах північностепової гілки зонального степового ряду розвиток чорноземів звичайних залежав від механічного складу ґрунтоутворних лесових порід. На більш легких лесових суглинках формувались потужніші, але менш гумусовані чорноземи, а на більш важких лесових суглинках – більш гумусовані, але менш потужні чорноземи. Відповідними були й варіації степової рослинності на цих ґрунтах. Вказані закономірності й

знайшли своє відображення на схемі зонального степового генетико-еволюційного ряду (див. рис. 8.5).

Друга стадія формування чорноземів за Голеусовим–Лисецьким тривала 4–6 тис. років і впродовж неї відбувалось, але з дещо нижчою інтенсивністю формування їхніх профілів, гумусового стану, інших рис. У результаті ґрунти прийшли до своїх квазіклімаксових станів, зокрема досягли максимальної для кліматичних умов степу потужності та гумусності. Після цього їх розвиток стабілізувався й цьому стану відповідає третій, заключний етап голоценової еволюції чорноземів (Голеусов, Лисецький, 2005). На схемі зонального степового генетико-еволюційного ряду Zsl цьому етапу відповідають клімаксові стадії Zsl₅ і Zsl₇ для північностепової гілки ряду і Zsl₁₀ для його південностепової гілки.

Окремого обговорення потребує питання щодо можливості змін у голоцені одного підзонального типу степових ландшафтів на інший. Для території України мова йде про зміни північностепових ландшафтів з чорноземами звичайними на південностепові ландшафти з чорноземами південними, або інакше кажучи – про переключення еволюції з однієї гілки степового ряду Zsl на іншу. В літературі з ґрунтознавства можна знайти твердження про можливість таких переходів (Золотун, 1974).

Суто теоретично, зміна південностепового ландшафту на північностеповий можлива. Головних відмінностей між чорноземом звичайним і південним є дві: глибина і форма акумуляції карбонатів у цих ґрунтах та дещо більша гумусованість і потужність чорноземів звичайних, ніж південних. Відповідною була й реакція рослинності на ці особливості ґрунтів: дещо менша видова насиченість і більша участь костриці валіської *Festuca valesiaca*, наявність полинів *Artemisia lerceana* та *A. taurica* в угрупованнях на чорноземах південних (Білик, 1973). Обидві вказані риси ґрунтово-рослинного комплексу степів підлягали в голоцені змінам. Але темпи утворення гумусу та вилуговування карбонатів експоненційно зменшувались з часом. Зокрема, після завершення формування профілів ґрунтів, тобто після оформлення відмінностей між ними на підтиповому рівні, інтенсивність обох цих процесів різко загальмувалась (Голеусов, Лисецький, 2005). Тому зміна чорнозему південного на чорнозем звичайний у післяатлантичний час була малоймовірною (закоротким був часовий інтервал для такої трансформації). Якщо такі зміни й відбулись, то вони могли статись лише в межах невеликих за площею ареалів у зоні контакту цих ґрунтів. Тому на схемі зонального степового генетико-еволюційного ряду на рис. 8.5 зміни підтипів степових ландшафтів позначено як гіпотетичні, малоймовірні, нетипові. Загалом питання щодо можливості зміни за голоцен чорнозему південного на чорнозем звичай-

ний або в зворотному напрямку вимагає свого вивчення. Наявних даних для впевнених тверджень з цього приводу бракує.

Зональний ксеротичний степовий ряд на лесових породах мезоксеротичний степовий ряд на лесових породах

У кінці плейстоцену – початку голоцену в південній частині Причорноморської низовини та північній частині Рівнинного Криму

склались дещо інші умови зонального ландшафтогенезу, ніж на решті території Південної макросмуги України. За схемою ландшафтно-еволюційного районування України цей регіон відповідає Присиваському ксеро-субаридному гало-гідроморфному низинному ЛЕВ-мезорегіону (на рис. 6.1 – мезорегіон 21-Lh). Його специфіка була зумовлена засоленістю вихідного субстрату голоценового ландшафтогенезу, більш посушливим кліматом, недалеким гідроморфним минулим акумулятивних лесових рівнин, безпосередньою близькістю регіону до арен галоморфного ландшафтогенезу (солончаково-солонцевих низин), лиманів та морів, звідки на його прилеглі вододільні рівнини заносились солі.

Вказані особливості чинників голоценового ландшафтогенезу зумовили поширення у Присиваському ЛЕВ-мезорегіоні галоморфних ландшафтів. Вони сформувались у знижених місцеположеннях приморських, прилиманних, приозерних смуг, у подах і западинах. Натомість підвищені місцеположення Присивашся протягом більшої частини голоцену розвивались в елювіальних ландшафтно-геохімічних умовах і ландшафтогенез тут проходив за зональним типом. На ньому, однак, позначились перелічені вище "ксеро-галоморфні" чинники, що й визначило його відмінність від "класичного" чорноземного степового ландшафтогенезу. На лесових рівнинах Присивашся з глибоким рівнем залягання ґрунтових вод постали не чорноземно-ковилові степи, а ковилово-полинові степи на темно-каштанових і каштанових солонцюватих ґрунтах. Ґрунтів чорноземного типу тут в голоцені не існувало.

Вважати ксеротично-степовий каштановий ландшафтогенез та його відповідний генетико-еволюційний ряд $Zxsl$ окремим типом степового ландшафтогенезу дають такі підстави.

1. *Різні вихідні субстрати голоценового ландшафтогенезу.* Мезоксеротичний чорноземно-степовий ряд Zsl сформувався й проходив на незасолених лесових суглинках, тоді як ксеротичний каштаново-степовий ряд $Zxsl$ охоплює геохори, ґрунтотворними породами яких були засолені горизонти викопних пізньоплейстоценових ґрунтів. З них найзасоленішими є витачівські та дофінівські ґрунти (Веклич, Сиренко, 1976; Герасименко, 2020; Матвіїшина та ін., 2010).

2. *Різні вихідні ландшафтно-геохімічні режими ландшафтогенезу.* Для степового чорноземного ряду Zsl таким був елювіальний режим, тоді як ініціальні та ранні стадії ксеротичного каштанового ряду Zxsl формувались в умовах елювіально-гідроморфного, а в окремих місцезонах і гідроморфного режиму. Проте багато ґрунтознавців (Н. Б. Вернандер, Г. С. Гринь, І. В. Іванов, В. А. Ковда, та ін.) вказують на палеогідроморфне минуле каштанових ґрунтів.

3. *Різні фінальні (клімаксові) стадії степового Zsl та ксеротично-степового Zxsl рядів.* Для ряду Zsl нею є різнотравно-ковилкові та ковилкові степи на чорноземах, а для ряду Zxsl – полиново-ковилкові степи на темно-каштанових ґрунтах. Причому ковила помітної ролі у сухостепових ландшафтах набуває лише на заключних стадіях ряду Zxsl, тоді як на чорноземному ряді Zsl вона з'являється вже на його перших стадіях. Однак участь ковили у фітоценозах істотно позначається на усьому ґрунтово-рослинному комплексі степових ландшафтів. За розрахунками Ф. М. Лисецького, ґрунт під ковилою отримує в 1,8 разів більше поживних макроелементів, ніж під кострицею валіською *Festuca valesiaca*, що призводить до зменшення продуктивності фітомаси до 1,4–1,5 т/га, запасів надземної мортмаси – до 1,3–4,6 т/га, швидкості утворення гумусу до 1,4–1,9 т/га за рік, надходження головних поживних елементів до 0,1 т/га за рік (Лисецкий, 2000). Зрозуміло, що вказані відмінності між ковилловим та полиновим степом мають бути ще більшими.

4. *Відмінності між чорноземами південними і темно-каштановими ґрунтами за будовою профілів і за процесами їх формування.* В темно-каштанових і, тим більше, каштанових ґрунтах значно більш виражена елювіально-ілювіальна диференціація профілю, ніж це властиво чорноземам. У темно-каштанових ґрунтах темпи утворення гумусу менші. Натомість їм властива активна мінералізація рослинних решток (замість їх гуміфікації в чорноземах). Солонцевий процес у темно-каштанових ґрунтах утримується дуже довгий час (фактично протягом усього еволюційного ряду Zxsl), тоді як для еволюції чорноземів Причорномор'я властиве їх розсолонцювання вже на перших стадіях степового ряду Zsl. Лише в окремих геохорах південного степу України зустрічаються чорноземи південні залишково-солонцюваті

5. *Особлива роль полинів у степових фітоценозах.* Під полином зменшується кількість обмінного кальцію в ґрунтовому вбирному комплексі, що негативно позначається на структурі ґрунту та закріпленні в ньому гумусу. Аеробна мінералізація решток полину зумовлює насичення ґрунту зольними елементами, зокрема Na і Mg, які далі входять до вбирного комплексу ґрунтів і сприяють їхній солонцюватості. Алелопатичні

особливості полинів, зокрема *Artemisia austriaca*, сприяють їх експансії та витісненню із ценозів інших видів, що призводить до формування угруповань меншого видового різноманіття та меншої продуктивності (Лисецкий, 2000). У степових ландшафтах з чорноземами полини випадають зі складу угруповань на ранніх стадіях їх еволюційного ряду Zsl (див. рис. 8.5), натомість у ландшафтах каштанового ряду Zxsl полини присутні на всіх його стадіях з фінальною включно.

6. *Територіальна відокремленість степових рядів*. Територіальною ознакою окремішності рядів Zsl і Zxsl може слугувати те, що як у Причорноморській низовині, так і в Рівнинному Криму зона контакту між чорноземами південними та темно-каштановими ґрунтами являє собою вузьку смугу, в межах якої немає довгих "язиків" вклинювання та "острівців" одного типу ґрунту в ареалі іншого. Тобто в ареалі каштанових ґрунтів немає вкраплень педохор з чорноземами південними й навпаки. Принагідно варто звернути увагу на те, що зона контакту між чорноземами звичайними і південними, обидва які належать до одного зонального ряду Zsl, має інший характер: вона значно ширша, мозаїчна, з наявністю видів ґрунтів, перехідних між чорноземами звичайними та південними²⁶.

Отже, на відміну від єдиного для зони лісостепу зонального лісо-лучно-степового генетико-еволюційного ряду Zfsl, у степовій зоні України в голоцені діяли й продовжують діяти два степові зональні ряди: мезоксеротичний ковилово-чорноземний Zsl і ксеротичний каштановий ковилово-полиновий Zxsl. Причому, з огляду на перелічені вище глибинні відмінності між цими рядами, складно уявити, що протягом голоцену відбувались переходи між ними. Гіпотеза В. П. Золотуна (1974) про еволюційний ряд змін ґрунтів "світло-каштанові – каштанові – темно-каштанові ґрунти – чорноземи південні", який мав місце на півдні України, надто смілива. Принаймні протягом етапу голоценової історії сучасного ландшафтогенезу такі кардинальні трансформації зональних ландшафтів у Південній макросмузі України не могли відбутись.

Ініціальними для генетико-еволюційного ряду Zxsl були верхньо-плейстоценові ґрунтові товщі, збагачені легкорозчинними солями (зокрема, виковні ґрунти дофінівського віку), або малопотужний шар лесових суглинків (причорноморський або бузький лес), який покривав собою засолені виковні ґрунти. Такі вихідні поверхні сучасного ландшафтогенезу в пізньому дріасі – початку голоцену перебували в

²⁶ До таких відносимо ґрунти, в яких карбонати одночасно присутні у своїх формах, що прийняті як діагностичні для розрізнення між звичайними та південними чорноземами.

умовах елювіального режиму. На них сформувались дернові слабко- і середньозасолені ґрунти, вкриті кріоксерофільною ("холодно-степовою") рослинністю з участю помірногалофільних видів, зокрема полинів (стадія $Zxsl_{0a}$). Інша ініціальна стадія зонального ксеротично-степового ряду $Zxsl$ відповідала вихідній поверхні, аналогічній за своїм субстратом до стадії $Zxsl_{0a}$, але який перебував у межах зони капілярного підняття мінералізованих ґрунтових вод, тобто характеризувався елювіально-гідроморфним режимом. Тут виникали більш засолені, оглеєні ґрунти з вологими галофітними луками (стадія $Zxsl_{0b}$).

Подальший розвиток сухостепових ландшафтів уздовж ряду $Zxsl$ полягав у посиленні дернового процесу та поступовому позбавленні ґрунтів рис їх солонцюватості та гідроморфізму. У рослинному покриві зменшувалась участь галофітів та гігро-галофітів й зростала участь ксерофітних видів аж до появи у фітоценозах костриці валіської і, врешті, ковили. Загальну схему зонального степового ксеротичного ряду $Zxsl$ наведено на рис. 8.6.

Схема ряду $Zxsl$ на рис. 8.6 має дві серії: елювіальну та палеогідроморфну. Кожна з них бере свій початок від відповідної кріоксеротичної ініціальної стадії із засоленими ґрунтами. Хоча внаслідок коливання рівня ґрунтових вод і зміни типу ландшафтно-геохімічного режиму між ініціальними стадіями $Zxsl_{0a}$ і $Zxsl_{0b}$ були можливі взаємні переходи, від них двома різними шляхами почалось становлення зональних сухостепових ландшафтів елювіального режиму з каштановими ґрунтами.

Елювіальна серія ряду $Zxsl$ описує розвиток сухостепових ландшафтів південної макросмуги України в умовах елювіального режиму впродовж усього етапу голоценової історії сучасного ландшафтогенезу. Оскільки засоленість вихідного субстрату не була значною (Веклич, Сиренко, 1976; Кривульченко, 2005), то засолені ґрунти швидко змінились на слабкосолонцюваті з відповідною зміною рослинності у напрямку формування полиново-типчакково-ковилових степів (див рис. 8.6). Остаточному розсолонцюванню клімаксових для ряду $Zxsl$ темно-каштанових ґрунтів заважали процеси імпульверизації солей, згадане вище переважання мінералізації зольних елементів над їхньою гуміфікацією, деякі інші процеси (Кривульченко, 2005; Полупан та ін., 2005 та ін.). Переважання у сучасному ґрунтовому покриві Присивашшя слабкосолонцюватих темно-каштанових ґрунтів попри те, що кліматичних і гідрогеологічних умов для підтримування процесів осолонцювання давно немає, дає підстави вважати що саме слабкосолонцюваті темно-каштанові ґрунти є зональними (=клімаксовими) для цього регіону.

Такий погляд на солонцюватість автоморфних ґрунтів півдня України затвердився серед вітчизняних ґрунтознавців (Полевой определитель почв, 1981). Разом із цим є й думка, що на півдні України серед темно-каштанових ґрунтів зустрічаються й їх несолонцюваті види (так, зокрема, вважав ще К. Д. Глінка [див. Ґрунтознавство, 2005]. Суто гіпотетично можливість зміни залишково-солонцюватих темно-каштанових ґрунтів на несолонцюваті існує, але цей перехід вимагає тривалого часу. Зважаючи на цю можливість, стадія $Zxsl_6$ із залишково-солонцюватими темно-каштановими ґрунтами визначена нами як фінальна, а стадія $Zxsl_7$ – як клімаксова, на яку потенційно може змінитися стадія $Zxsl_6$.

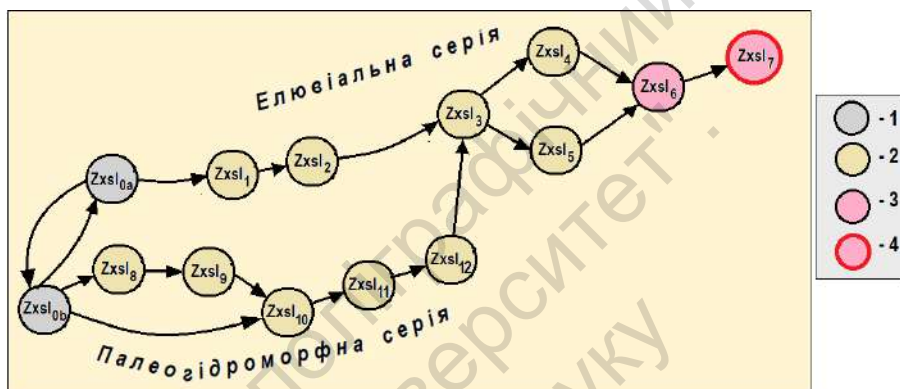


Рис. 8.6. Схема зонального ксеротичного степового генетико-еволюційного ряду на лесових породах $Zxsl$:

1 – ініціальні трав'яні кріо-ксеротичні стадії, 2 – степові ксеротичні стадії, 3 – фінальні стадії, 4 – стадії кліматичного клімаксу (зональної норми ландшафтогенезу). Стадії: $Zxsl_{0a}$ кріо-ксеротичних субгалофітних луків на дернових слабо- і середньозасолених ґрунтах; $Zxsl_{0b}$ – вологих галофітних луків на лучних засолених ґрунтах; $Zxsl_1$ – остепнених луків з пириєм повзучим і галофільними полинами на мілких (до 50 см потужності) каштанових (автоморфних) солонцях; $Zxsl_2$ – остепнених полинових луків із присутністю ксерофітних злаків на глибоких (до 70 см потужності) каштанових (автоморфних) солонцях; $Zxsl_3$ – ксеротичних полинових степів (*Artemisia turica*, *A. austriaca*) на каштанових сильно- та середньосолонцюватих ґрунтах; $Zxsl_4$ – ксеротичних типчаково-полинових степів на каштанових слабкосолонцюватих ґрунтах; $Zxsl_5$ – ксеротичних ковилово-типчаково-полинових степів на темно-каштанових сильно- та середньосолонцюватих ґрунтах; $Zxsl_6$ – полиново-типчаково-ковилових степів на темно-каштанових залишково-солонцюватих ґрунтах; $Zxsl_7$ – полиново-ковилових степів на темно-каштанових несолонцюватих ґрунтах; $Zxsl_8$ – вологих субгалофітних луків на каштаново-лучних солонцях; $Zxsl_9$ – мезофітних субгалофітних луків з полином та кермеком Мейєра на лучно-каштанових солонцях; $Zxsl_{10}$ – мезофітних субгалофітних луків з домінуванням костриці очеретяної, пириєм повзучим та ін. на лучно-каштанових середньосолонцюватих ґрунтах; $Zxsl_{11}$ – мезоксерофітних пирийно-полинових остепнених луків на лучно-каштанових слабкосолонцюватих ґрунтах; $Zxsl_{12}$ – ксеротичних полинових степів на каштанових солонцюватих лучних ґрунтах

Палеогідроморфна серія ряду Zxsl описує становлення зональних елювіальних ландшафтів з темно-каштановими ґрунтами, починаючи від елювіально-гідроморфної ініціальної стадії Zxsl_{0b}. Через низку стадій (від Zxsl₈ до Zxsl₁₂) ґрунтово-рослинний комплекс ландшафту позбавляється рис гідроморфності й врешті на стадії Zxsl₃ виходить на елювіальну лінію свого розвитку (див. рис. 8.6).

Слід зазначити, що напрямок зміни стадій ксеротично-степового ряду Zxsl, зображений на рис. 8.6, описує лише становлення елювіальних зональних ландшафтів сухого степу України в голоцені. Це становлення відбувалось у мінливих гідрогеологічних умовах і немов "на межі" звалювання зонального ландшафтогенезу на галоморфний генетико-еволюційний ряд. Вже починаючи з ініціальної стадії Zxsl_{0b}, подальший розвиток гідроморфно-елювіальних ландшафтів міг проходити у двох альтернативних напрямках – вздовж палеогідроморфної серії зонального ряду Zxsl або вздовж гало-гідроморфним ряду HG, якщо рівень і мінералізація ґрунтових вод не знижувались або й підіймались.

Близькість залягання рівня мінералізованих ґрунтових вод, особливо в умовах сучасних тектонічних опускань Присивашся зі швидкістю близько 2 мм/рік (Палиєнко, 1992) та здіймання рівня Чорного моря з швидкістю у 3 мм/рік за останні 100 років (Кривульченко, 2005), зумовлюють доволі високий ризик змін зональних сухостепових ландшафтів у зворотному від показаного на рис. 8.6 напрямку. Тобто їх еволюція цілком може піти у бік осолонцювання та ксероморфізації ґрунтів і галофітизації рослинності. Не виключене також переключення еволюції ландшафтів Присивашся із зонального генетико-еволюційного ряду на гало-гідроморфний ряд, тобто їх засолення аж до стадій лучних солонців. Отже, гіпотетично можлива у майбутньому ксерофітизація та петрофітизація (спустелення) присиваських ландшафтів може настати не через кліматичні зміни (т. зв. глобальне потепління), а внаслідок реакції ґрунтів і рослинності на вказані тектонічні причини.

На завершення розгляду зональних генетико-еволюційних рядів варто нагадати з підрозд. 8.2.1 про їх регіональні варіанти. Крім лісового зонального ряду, варіанти якого розрізняються за вихідними поверхнями голоценового ландшафтогенезу (див. підрозд. 8.2.1), інші ряди територіально охоплюють певні ландшафтні зони або підзони. Для території України в їх межах чітко проявляється ефект мезомасштабної меридіональної секторності (Гродзинський, 2011). Він позначається на особливостях еволюції ландшафтів, зокрема її фінальних стадій, які в різних регіонах однієї зони можуть бути різними. Наприклад, зональний лісо-лучно-степовий ряд Zf-sl має такі регіональні варіанти, як західно-

український (з формуванням букових лісів), подільсько-придніпровський (з формуванням грабових дібров), слобожанський (те саме – кленово-липових і ясеневих-липових дібров). Як можна помітити з наведеного прикладу, регіональні варіанти зональних генетико-еволюційних рядів описують шляхи формування меридіональної секторності (провінційності) ландшафтних зон. Регіональні варіанти зонального степового ряду ZsI (Буджакський, Дніпровсько-Дністерський, Центральнопорчорноморський, Азово-Донецький, Рівнинно-Кримський), крім ландшафтної секторності, віддзеркалюють також підзональний устрій степової зони України. У цій книзі ми обмежимось розглядом узагальнених генетико-еволюційних рядів, аналіз їх регіональних варіантів відкладемо до запланованої автором "регіональної" монографії з ландшафтної географії України.

8.3. Елювіальні літогенні генетико-еволюційні ряди

Зональні генетико-еволюційні ряди, розглянуті в підрозд. 8.2, охоплюють зміни ландшафтів, які характеризуються рівнинною поверхнею, елювіальним режимом з глибоким рівнем залягання ґрунтових вод і субстратом, який не перешкоджає ґрунтам і рослинності досягти своїх кліматично-клімаксових стадій. Таким субстратом для Північної макросмуги України є піщано-супіщані відклади, генезис яких пов'язаний з таненням льодовиків (fgl, gl lgl та ін.), а для Середньої та Південної макросмуг ним є лесові суглинки. Породи суглинкового складу традиційно у ландшафтознавстві, ґрунтознавстві, науках про рослинний покрив вважаються відкладами, на яких формуються зональні ґрунти, рослинність, ландшафти (Ґрунтознавство, 2005; Мигунова, 2001; Мильков, 1977-а, 1986; Разумовский, 1981; Сочава, 1978 та ін.).

На елювіальних рівнинах, складених щільними породами, ландшафтогенез має свою специфіку. Властивості цих порід істотно позначаються на ґрунтово-рослинному комплексі та екологічних режимах ландшафтів. Цими властивостями можуть бути карбонатність, водонепроникність, кам'янистість, засоленість та інші. Вони немов "блокують" ландшафтогенез, або скеровують його в іншому, ніж до кліматичного клімаксу напрямку. Цей напрямок більшої мірою визначається літологією та іншими особливостями абіотичного субстрату, ніж кліматом. Такий тип ландшафтогенезу було названо літоландшафтогенезом (Мильков, 1977-а; Михно, 2000). В цій книзі його генетичний ряд названо елювіальним літогенним. Цією назвою ми відокремлюємо літогенний ландшафтогенез на рівнинних поверхнях від ландшафтогенезу на схилах, складених нелесовими породами. Якщо на

рівнинах він визначається власне субстратом, то на схилах контролюється передусім морфологією поверхні зі схиловими процесами, що на ній відбуваються. Схиловий ландшафтогенез віднесений нами до окремого типу – транзитного (див. підрозд. 8.4).

Особливість літогенних рядів полягає в тому, що найбільш сильно літологічний чинник впливає на ландшафтогенез на його ранніх стадіях. Кліматичний чинник ландшафтогенезу на цих стадіях цілком підпорядкований літологічному. Чимдалі від ініціальних стадій літогенних рядів, тим співвідношення між літо- та кліматогенними чинниками ландшафтогенезу зміщується на користь останнього. Заключні стадії літогенних рядів слід розглядати як перехідні до відповідних зональних рядів. Їх ґрунти залягають на елювії або на шарі пухких відкладів, здебільшого суглинкових, які перекривають щільні породи, й мають ознаки відповідних зональних ґрунтів, а рослинні угруповання головно складається з видів, які входять до складу зональної рослинності. Як фінальні стадії літогенних рядів нами прийняті стадії з ґрунтами зонального типу, у властивостей яких ще проявляється вплив корінної породи на ґрунтоутворення. Наприклад, для ряду на вапняках такою стадією розглядається стадія з чорноземами південними, які від модальних відрізняються підвищеною карбонатністю, а саме скипають по всьому профілю.

На території України рівнинних поверхонь, які б не були перекритими "зональними" породами (лесовими і водно-льодовиковими), є зовсім небагато. Переважно такі ареали відповідають схилам зі змитими делювіальними суглинками. Тому впродовж усього етапу своєї голоценової історії елювіальний літоландшафтогенез проходив на невеликих за площею аренах. Обмеженість площі, на якій могли б "розгорнутись" ряди елювіального літоландшафтогенезу, а також гальмування щільними породами розвитку ґрунтів та рослинних сукцесій зумовили редукованість більшості літогенних генетико-еволюційних рядів. Здебільшого вони складаються з 4–5 стадій.

Елювіальні літогенні генетико-еволюційні ряди L розрізняються за породами, на яких вони розвиваються. Ними для рівнинної частини території України є: кристалічні породи (ряд Lr), щільні карбонатні породи (вапняки, доломіти) та продукти їх вивітрювання (Lk), крейдіяно-мергельні породи (Lm), щільні глини, в тому числі гравійно-галечникові (Ls), піски (Lp).

Ряд на кристалічних породах

Еволюція ландшафтів уздовж ряду Lr проходила на рівнинних поверхнях Українського кристалічного щита в його ареалах, де граніти, гнейси, діорити, інші кристалічні породи виходять на поверхню, або прикриті шаром до 30–40 см пухких

відкладів (флювіогляціальних або лесових). Такі поверхні поширені у Житомирському Поліссі та Приазовській височині²⁷. Відповідно, елювіальний генетико-еволюційний ряд Lr має два регіональні варіанти: Поліський Lr^(P) і Приазовський Lr^(A). Для обох них через високу щільність та надто повільне вивітрювання кристалічних порід ґрунтоутворення загальмоване, ґрунти значної потужності та виразної диференціації профілю не досягають і лишаються кам'янистими навіть на фінальних стадіях ряду. Рослинні угруповання відзначаються збідненим видовим складом і представлені переважно піонерними петрофітними або евритопними видами.

Поліський варіант генетико-еволюційного ряду на кристалічних породах Lr^(P) описує еволюцію сосняків на дернових скелетних ґрунтах (рис. 8.7).

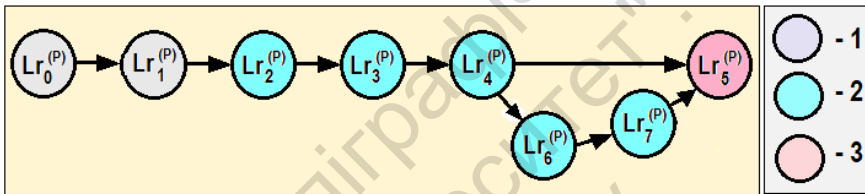


Рис. 8.7. Схема Поліського варіанта елювіального

літогенного генетико-еволюційного ряду на кристалічних породах Lr^(P):

1 – ініціальні лишайниково-мохово-трав'яні стадії, 2 – проміжні стадії серійних сосняків, 3 – фінальна стадія. Стадії: Lr^(P)₀ – виходів кристалічних порід з мохово-лишайниковим покривом, піонерними судинними рослинами-петрофітами та папоротями; Lr^(P)₁ – кристалічних поверхонь з примітивними ембріональними сильноскелетними дерновими ґрунтами з мозаїчним розрідженим травостоєм; Lr^(P)₂ – зімкненого трав'яного покриву на дернових слабкорозвинених скелетних ґрунтах; Lr^(P)₃ – дрібнолисто-соснових лісів на дернових короткопрофільних скелетних ґрунтах; Lr^(P)₄ – сосняків збідненого складу на дернових опідзолених ґрунтах; Lr^(P)₅ – дерново-підзолистих ґрунтів з сосново-грабово-дубовими лісами; Lr^(P)₆ – мішаних лісів на дерново-підзолистих оглеєних ґрунтах; Lr^(P)₇ – сосново-дубових лісів з багатим складом трав'яного ярусу на дерново-підзолистих глеуватих ґрунтах

У Житомирському Поліссі ініціальною для ряду Lr^(P) є стадія виходів на рівнинних поверхнях плит і валунів кристалічних порід з мохово-лишайниковим покривом і судинними рослинами (заяча капуста *Sedum rupehrtii*, тонконіг *Poa compressa*, щавель *Rumex acetosella* та ін.) та папоротями в тріщинах скель (Контар, 2000). Її змінює стадія Lr^(P)₁

²⁷ В інших регіонах Українського кристалічного щита (зокрема, на Побужжі, Придніпровській височині) геохори на виходах кристалічних порід зустрічаються майже виключно на схилах, заплавах або в днищах ерозійних форм рельєфу. На рівнинних поверхнях вони тут рідкісні.

кристалічних поверхонь з примітивним ембріональним сильноскелетним ґрунтом дернового типу (за класифікацією WRB – Leptosol) та мозаїчним розрідженим трав'яним покривом з перлівки *Melica transylvanica*, самосилом звичайним *Teucrium chamaedrys*, чебрецем широколистим *Thymus pulegioides* та ін. На подальших стадіях $Lr^{(P)}_2$ і $Lr^{(P)}_3$ формуються геохори з більш розвиненими дерновими скелетними ґрунтами та зімкненим трав'яним покривом. Водночас зі стадії Lr_3 з коротко-профільними дерновими ґрунтами (потужність їх гумусового горизонту сягає 20–25 см) помітну роль починає відігравати сосна та дрібнолисті породи. Завдяки цьому у дернових ґрунтах починається їх опідзолювання й ландшафтогенез переходить до стадії $Lr^{(P)}_4$ з дерновими опідзоленими ґрунтами – перехідними до дерново-підзолистих.

Фінальною стадією поліського варіанта літогенного ряду на кристалічних породах є стадія $Lr^{(P)}_5$ із сосняків на дерново-підзолистих ґрунтах. Від зональних ці ґрунти відрізняє менша потужність і наявність каменів і щабню кристалічних порід по усьому профілю. В умовах високого атмосферного зволоження Полісся в нижній частині профілю ґрунтів, яка контактує зі скельними породами, типовим є розвиток процесів оглеювання²⁸. Тому перехід до фінальної стадії $Lr^{(P)}_5$ від стадії $Lr^{(P)}_4$ міг відбуватись не безпосередньо, а через проміжні "глейові" стадії $Lr^{(P)}_6$ і $Lr^{(P)}_7$ (див. рис. 8.7).

Приазовський варіант генетико-еволюційного ряду на кристалічних породах $Lr^{(A)}$ описує еволюцію петрофітних степів на дернових і подібних до чорноземів скелетних ґрунтах у напрямку чорноземних петрофітних степів (рис. 8.8).

Як можна бачити з рис. 8.8, ряд $Lr^{(A)}$ являє собою лінійну, без відгалужень на серії, послідовність з п'яти стадій. Ініціальною є стадія $Lr^{(A)}_0$ виходів кристалічних порід на вододільних поверхнях Приазовської височини. Порівняно з Житомирським Поліссям дефляція тут значно більш інтенсивна, тому утворений і відкладений дрібнозем видувається з тріщин і мікрознижень оголених поверхонь кристалічних валунів і плит. Через це біота тут менш розвинена, ніж на аналогічній стадії Подільського варіанта ряду $Lr^{(P)}_0$. Дернові ґрунти, які на наступній стадії $Lr^{(A)}_1$ формуються на кристалічних породах, мають малу потужність (до 25 см), але верхні горизонти добре гумусовані (містять аж до 5 % гумусу). На таких ґрунтах формуються петрофітні варіанти степів за участю чебрецю, полинів, меншою мірою – дернинних злаків. На стадії $Lr^{(A)}_2$

²⁸ В роботі "Полевой определитель почв" (1981) ґрунти, які утворюються за рахунок цього процесу, названо контактено глейовими і контактено глеуватими.

ґрунт стає більш потужним, досягаючи 50 см глибини, у складі рослинності баланс зміщується від полинів і чебрецю до тонконогу бульбистого, типчака, ковили. Подальша еволюція приазовських степів уздовж ряду $Lr^{(A)}$ полягає у зростанні потужності чорноземів та участі дернинних злаків у фітоценозах. Фінальною для Приазовського варіанта літоландшафтогенезу на кристалічних породах є стадія $Lr^{(A)}_4$, для якої характерні ознаки зонального ґрунтового-рослинного комплексу: ґрунти представлені чорноземами звичайними (від модальних "кліматично-клімаксових" відрізняються скелетністю по всьому профілю), а рослинність – різнотравно-типчакowo-ковилловим степом.

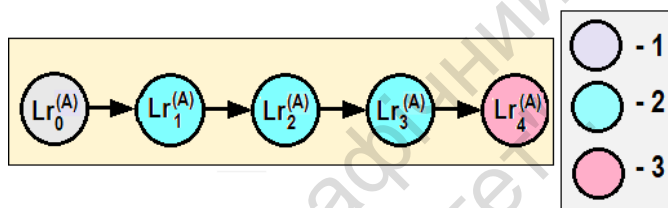


Рис. 8.8. Схема Приазовського варіанта елювіального літогенного генетико-еволюційного ряду на кристалічних породах $Lr^{(A)}$:

1 – ініціальні лишайниково-трав'яні стадії, 2 – проміжні петрофітно-степові стадії, 3 – фінальна стадія. Стадії: $Lr^{(A)}_0$ – оголеного кам'янистого субстрату; $Lr^{(A)}_1$ – злаково-полиново-чебрецевих петрофітних степів на неповнорозвинених (до 25 см) дернових ґрунтах; $Lr^{(A)}_2$ – петрофітних варіантів полиново-типчакowych степів на короткопрофільних (до 50 см) дернових ґрунтах; $Lr^{(A)}_3$ – петрофітних варіантів ковилово-типчакowych степів на мало-, згодом – середньоглибоких чорноземах (до 80 см); $Lr^{(A)}_4$ – різнотравно-типчакowo-ковиллових степів на чорноземах звичайних скелетних

Ряд на щільних карбонатних породах

Щільні карбонатні породи (вапняки, доломіти) виходять на поверхню у багатьох регіонах рівнинної частини території України (найбільше – на Подільській, Донецькій, Приазовській височинах, Товтрах, Причорноморській низовині). Але там вони здебільшого залягають на схилах долин річок. На елювіальних рівнинних місцеположеннях вапняки виходять на поверхню або залягають близько до неї й прикриті шаром звітреного щебню лише в Рівнинному Криму – на його височинах (особливо на Тарханкутській) та на підгірних рівнинах, які з півночі та заходу оторочують Зовнішню квесту.

Вапняковий субстрат загалом сприятливий для формування багатих ґрунтів та для зростання багатьох видів рослин, які входять до складу клімаксових угруповань степу (зокрема ковили). Лише за вмісту в ґрунті

5–15 % CaCO_3 ріст некальцефільних рослин різко пригнічується, біомаса природних фітоценозів стає істотно меншою (Вальков и др., 2005). Щільний карбонатний субстрат піддається вивітрюванню й після 500 років ґрунтоутворення на його елювії швидкість формування гумусового горизонту ґрунтів сягає 0,16–0,18 мм/рік, що не набагато менше, ніж на чорноземах південних на лесових суглинках – 0,20 мм/рік (Лисецкий, 2000). Ці причини зумовлюють доволі швидке (в еволюційному масштабі часу) наближення літогенного ряду на вапняках Lk до зональних степових рядів – або до мезоксеротичного степового ряду з чорноземами звичайними Zsl, або до ксеротичного ряду з чорноземами південними Zxsl. Топологічно це означає дивергенцію літогенного ряду Lk на дві гілки: степову та південностепову. З урахуванням цієї особливості літогенного ряду на вапняках побудовано його схему (рис. 8.9).

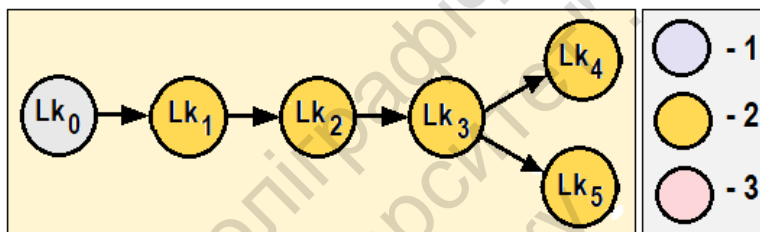


Рис. 8.9. Схема елювіального літогенного генетико-еволюційного ряду на вапняках Lk:

1 – ініціальна стадія, 2 – проміжні петрофітно-степові стадії, 3 – фінальні "квазізональні" стадії. Стадії: Lk₀ – виходи вапняків з піонерними угрупованнями ксеро-кальцефітів; Lk₁ – слабкозімкненого покриву злакового різнотрав'я на неповнорозвинених (до 25 см) чорноземах карбонатних; Lk₂ – ковилово-типчакково-житнякових петрофітних степів на короткопрофільних (до 50 см) чорноземах карбонатних; Lk₃ – петрофітних варіантів типчакково-ковилових степів на мало- та середньоглибоких чорноземах карбонатних; Lk₄ – різнотравно-ковилових степів на чорноземах звичайних високоскипаючих; Lk₅ – типчакково-ковилових степів на чорноземах південних високоскипаючих

Ініціальною стадією ряду Lk є виходи вапняків на рівнинній поверхні. У тріщинах і кавернах вапнякових плит, які заповнені органічно-дрібноземним матеріалом, можливе зростання піонерних видів-кальцефілів. Ландшафтогенез проходить у напрямку формування карбонатних ґрунтів чорноземного типу від неповнорозвинених на стадії Lk₁, до середньопотужних на стадії Lk₃. У складі рослинності усе більшу роль набувають дернинні злаки (житняк, типчак, види ковили). Після досягнення стадії середньопотужних чорноземів з рослинністю, яка складається з видів, властивих клімаксовими степовим угрупованням (стадія Lk₃), подальша еволюція ландшафтів на вапняках починає

контролюватись не тільки субстратом, а й кліматом. У менш посушливих умовах північного степу чорнозем карбонатний еволюціонує у чорнозем звичайний середньоглибокий високоскипаючий з різнотравно-ковилковим степом (стадія Lk₄), а в більш посушливому кліматі він змінюється на чорнозем південний високоскипаючий з типчаково-ковилковим степом (стадія Lk₅). З обох цих стадій ландшафтогенез далі йде за відповідними зональними рядами.

Ряд на крейдіяно-мергельних породах

Основними регіонами поширення в рівнинній Україні елювіальних повер-

хонь на крейдіяних мергелях є Волинська височина та південна частина Волинського Полісся, Мале та Новгород-Сіверське Полісся, відроги Середньоруської височини, Донецька височина та ін.). На рівнинах виходить цих порід зустрічаються зрідка, частіше вони прикриті малопотужним шаром їх глинисто-суглинкового елювію, пухких флювіогляціальних відкладів (Полісся) або лесових суглинків (названі височини). Як було вказано в підрозд. 8.2, у ландшафтогенезі на таких двочленних породах провідну роль відіграє не літологічний чинник, а кліматичний. Тому генетико-еволюційний ряд на суглинках, що перекривають крейдові породи, був віднесений до зонального типу. Літогенними є ряди, які охоплюють геохори, ґрунти яких сформувались безпосередньо на крейдіяних мергелях та їх елювії (рендзини), або на цих породах, перекритих шаром до 50 см пухких відкладів (парарендзини). Парарендзини можуть далі еволюціонувати в ґрунти зонального типу. Залежно від кліматичних умов ландшафтогенезу ним можуть бути або дерново-підзолисті або чорноземні ґрунти. Тому літогенний генетико-еволюційний ряд на крейдіяних мергелях має дві відповідні гілки: мішано-лісову та лучно-степову. Крім цієї біфуркації, топологія ряду Lm ускладнюється відгалуженням від основної еволюційної лінії, яке зумовлене процесами оглеювання ґрунтів і формуванням на них більш продуктивних фітоценозів. Названі особливості літогенного ряду на крейдіяних мергелях відображено його схемою на рис. 8.10.

Ініціальною для ряду Lm є стадія виходів на рівнинних поверхнях крейдіяного мергелю. На наступній стадії Lm₁ на цій поверхні постають слабкорозвинені (до 25 см потужності профілю) сильноскелетні рендзини, на яких стає можливим зростання судинних рослин (перлівка трансильванська *Melica transsilvanica*, самосил звичайний *Teucrium chamardrys*, шавлія кільчаста *Salvia verticillata* та ін.). Через стадію короткопрофільних рендзин Lm₂ ландшафтогенез доходить до стадії розвинених рендзин Lm₃ з розрідженими сосновими лісами. Рендзини

на цій стадії, хоч і досягають потужності близько 50 см, але їхній профіль лишається практично недиференційованим. Подальша еволюція ландшафтів на крейдянних мергелях пов'язана з формуванням генетичного профілю ґрунтів і сукцесії рослинності. Обидва ці пов'язані процеси, крім літогенного фактору, залежить від кліматичних умов. За високого атмосферного зволоження під лісом починає проявлятися опідзолювання ґрунтів. Спершу воно приводить до трансформації рендзин в опідзолені рендзини (стадія Lm_4), а на подальших стадіях Lm_5 і Lm_6 – до їх еволюції в парарендзини (Lm_5) й, нарешті, до ґрунтів, близьких до зональних дерново-підзолистих, але більш скелетних, більш карбонатних, менш потужних (стадія Lm_6). Це – фінальна стадія літогенного ряду на крейдянних мергелях. Їй властивий дещо багатший ґрунт, ніж зональний дерново-підзолистий супіщаний, і тому тут стає можливим зростання мішаних лісів більш багатого складу. З цієї стадії, за умови перекривання крейдянних мергелів потужнішим шаром суглинків, можливе формування клімаксових для Полісся сосново-дубових лісів.

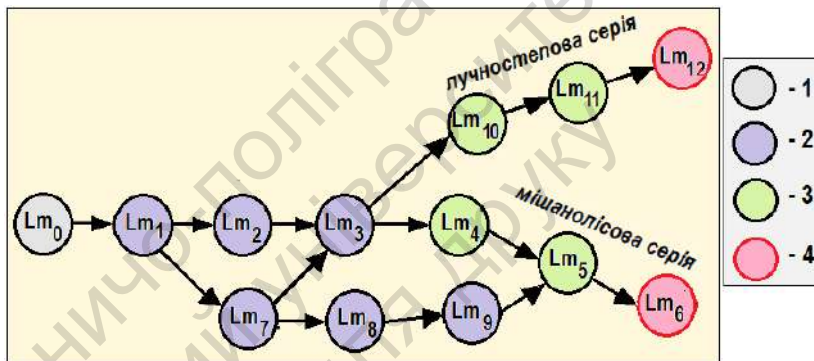


Рис. 8.10. Схема елювіального літогенного генетико-еволюційного ряду на крейдянних мергелях Lm:

1 – ініціальна стадія, 2 – суто літогенні стадії, 3 – клімато-літогенні стадії, 4 – фінальні субклімаксові стадії. Стадії: Lm_0 – виходів крейдяного мергелю; Lm_1 – слабкорозвинених сильноскелетних рендзин з мозаїчним покривом ксеропетрофітних трав; Lm_2 – ксеромезофтичних луків і розріджених сосняків на короткопрофільних скелетних рендзинах; Lm_3 – грабово-та дрібнолисто-соснових лісів на розвинених рендзинах; Lm_4 – широколисто-соснових лісів на опідзолених рендзинах; Lm_5 – дубово-грабово-соснових лісів на опідзолених парарендзинах; Lm_6 – сосново-дубових лісів на дерново-підзолистих скелетних окарбонатчених ґрунтах; Lm_7 – дрібнолисто-соснових лісів на короткопрофільних оглеєних і глеюватих рендзинах; Lm_8 – широколисто-соснових лісів на оглеєних і глеюватих опідзолених рендзинах; Lm_9 – грабово-дубово-соснових лісів на дерново-підзолистих скелетних оглеєних і глеюватих ґрунтах; Lm_{10} – мезоксерофітних (остепнених) луків на чорноземах карбонатних короткопрофільних; Lm_{11} – мезоксерофітних луків на чорноземах карбонатних неглибоких; Lm_{12} – остепнених луків з чагарниковою рослинністю на чорноземах карбонатних середньоглибоких

Альтернативним шляхом еволюції вздовж ряду Lm після його стадії Lm₃ можуть бути зміни ландшафтів у напрямку лучних степів на чорноземах. У цьому випадку потужні рендзини трансформуються в чорноземи карбонатні спершу короткопрофільні, на яких зростають мезоксерофітні луки (стадія Lm₁₀), потім – неглибокі (стадія Lm₁₁) й врешті середньоглибокі (стадія Lm₁₂). На цій серії ґрунтів поширені лучно-степові угруповання з чагарниками (щедринець звичайний *Lembotropis nigricans*, зіновать руська *Chamaecytisus ruthenicus*), а в трав'яному ярусі домінують трищетинник жовтуватий *Sesleria heufleriana*, осока низька *Carex humilis*, куцоніжка пірчаста *Brachypodium pinnatum*, трясунка середня *Briza media*, костриця валіська *Festuca valesiaca*.

Ряд на глинистих породах

У рівнинній частині території України глини різного віку слугують ґрунтоутворюючими породами та кореневмісним шаром переважно на схилах, де змито шар делювіальних суглинків. На елювіальних рівнинних поверхнях вони зустрічаються невеликими ареалами в межах Балтської рівнини, Донецької височини, на височинах і підгірних рівнинах Рівнинного Криму.

Незалежно від свого віку та походження глини мають низку властивостей, які істотно позначаються на ландшафтах і їх еволюції. Хоча всі глини більш забезпечені елементами мінерального живлення рослин, ніж піски та суглинки, їх інші властивості обмежують просування еволюції ландшафтів до кліматичного клімаксу. До таких властивостей належать їх висока гідрофільність, безструктурність, значна ущільненість і злитість, низькі водо- та повітропроникність. Через це кожна серія генетико-еволюційного ряду на глинах Ls представлена небагатьма стадіями (рис. 8.11).

Ініціальною стадією для ряду Ls має бути рівнинна поверхня з виходом щільних глин. Нині таких поверхонь на території України зустріти не можна, але можна гадати, що у польодовиків'я вони існували. На стадії Ls₁ на глинистих поверхнях виникали ґрунти дернового типу дуже важкого механічного складу (за таксономією WRB – Vertisols [World Reference Base, 2015]). Ці ґрунти були вкриті лучним різнотрав'ям і, можливо, чагарниковою рослинністю. На наступній стадії Ls₂ відбувається диференціація генетичного профілю ґрунтів з формуванням чорноземів неповнорозвинених і, пізніше, короткопрофільних. Рослинність являла собою злакове різнотрав'я, видовий склад якої залежав від регіону поширення геохор з глинистими породами. З подальшим зростанням потужності ґрунту пов'язаний перехід до стадії Ls₃ чорноземів малогумусних, потужність яких могла сягати 1–1,2 м.

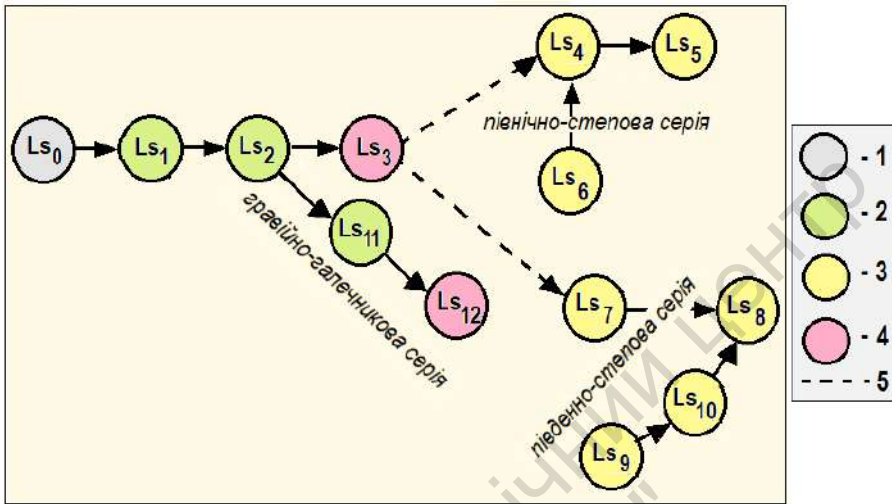


Рис. 8.11. Схема елювіального літогенного генетико-еволюційного ряду на щільних глинах Ls:

1 – ініціальна стадія, 2 – літогенні стадії, 3 – клімато-літогенні стадії, 4 – фінальна літогенна стадія; 5 – гіпотетичні (малоймовірні) зміни стадій. Стадії: Ls₀ – оголеного щільно-глинистого субстрату, Ls₁ – злакового різнотрав'я на слабкорозвинених дернових ґрунтах (вертісолях); Ls₂ – ксерофітного злакового різнотрав'я на чорноземах неповнорозвинених і короткопрофільних; Ls₃ – злакового різнотрав'я на чорноземах малогумусних; Ls₄ – ксерофітних типчакowo-ковилиових степів на чорноземах звичайних слабкосолонцюватих; Ls₅ – типчакowo-ковилиових степів на чорноземах звичайних середньо- та сильносолонцюватих; Ls₆ – помірногалофітних степів на чорноземах звичайних середньо- та сильносолонцюватих; Ls₇ – ксерофітних варіантів ковилово-типчакowych степів на чорноземах південних неглибоких слабкогумусованих; Ls₈ – ковилово-типчакowych степів на чорноземах південних; Ls₉ – ксерогалофітних полиново-типчакowych степів на чорноземах південних сильно- та середньосолонцюватих; Ls₁₀ – типчакowo-ковилиових степів на чорноземах південних слабкосолонцюватих; Ls₁₁ – петрофітних різнотравно-злакових степів на чорноземах гравійно-галечникових неглибоких; Ls₁₂ – петрофітних варіантів типчакowo-ковилиових степів на чорноземах гравійно-галечникових середньоглибоких

На стадії Ls₃ закінчується суто літогенний відтинок генетико-еволюційного ряду на щільних глинах і ландшафтогенез на ній може затримуватись довгий час. Це дало підстави класифікувати стадію Ls₃ як фінальну для ряду Ls на щільних глинах. Пов'язано це з тим, що зміна чорнозему невизначеної підтипової належності (таким він є на стадії Ls₃) до чорнозему певного підтипу (типового, звичайного або південного) потребує менш щільного субстрату, ніж злиті й практично водонепроникні глини. Якщо ж ці глини виявляються перекритими менш щільними суглинками або й легкоглинистими відкладами, то стає можливим формування чорноземів, риси яких наближаються до певного їх підтипу.

Напрямок цього формування залежить від кліматичних умов, в яких проходить глинистий літоландшафтогенез. Для рівнинної частини території України геохори з щільними глинами, що перекрыті малопотужним шаром лесових суглинків, розташовані в ареалі поширення звичайних (північний степ) і південних чорноземів (південний степ). Відповідно, зонально-літогенний відтинок ряду Ls має дві серії: північно- та південностепову (див. рис. 8.11).

Північностепова серія генетико-еволюційного ряду на глинах являє собою зміни стадій від більш до менш солонцюватих чорноземів звичайних малогумусних з відповідною цьому тренду змінами рослинності від більш до менш ксерофітних типчакково-ковилових степів. Солонцюватість ґрунтів пояснюється засоленістю верхньо-середньопліоценових "червоно-бурих" глин, на яких вони сформувались. Південностепова серія ряду Ls близька за змістом до його північностепової серії, але в ній змінюються чорноземи південні з ковилово-типчаківими степами.

Специфічною є серія генетико-еволюційного ряду Ls, яка описує еволюцію геохор на глинах з включенням гравію і гальки (стадії Ls₁₁, Ls₁₂). Такі відклади поширені в Рівнинному Криму серед пліоценових "червоно-бурих" глин ("кизил-джарська" товща") та в середньому Придністров'ї, де в товщі сірих глин балтської світи зустрічаються прошарки карпатської гальки. Щоправда, балтські галечники на поверхню виходять майже виключно на схилах. Тому геохори з такою літогенною будовою до елювіальних генетико-еволюційних рядів не входять. Натомість у підгірних рівнинах Рівнинного Криму гравійно-галечникові відклади з глинистим наповнювачем залягають безпосередньо під ґрунтом на плоско-рівнинних ділянках. Ґрунти, які на таких відкладах формуються, відзначаються скелетністю, карбонатністю, але вміст гумусу у них може бути високим – до 4–5 %. Стадії гравійно-галечникової серії розрізняються за потужністю чорноземів: на стадії Ls₁₁ вони є неглибокими (до 40 см), а на стадії Ls₁₂ змінюються на середньоглибокі (до 80 см). Для геохор на стадії Ls₁₂ властиві петрофітні варіанти типчакково-ковилових степів. Внаслідок ущільненості та скелетності субстрату ґрунтово-рослинний комплекс геохор на гравійно-галечникових відкладах до стадій зонального клімаксу не еволюціонує. Тому стадію Ls₁₂ показано на схемі ряду Ls як фінальну.

Ряд на піщаних породах

У рівнинній частині території України піщані породи, на яких сформувався сучасний ґрунтово-рослинний комплекс, за своїм генезисом і віком належать головню до чотирьох типів: зандрові та озерно-зандрові плейстоценові, алювіальні (заплавні голоценові та

терасові плейстоценові), літоральні голоценові, еолові пізньоплейстоценові та голоценові. Еволюцію ландшафтів на зандрових піщаних відкладах було розглянуто в підрозд. 8.2.1. З огляду на те, що вони займають значні площі вододільних рівнин елювіального водно-геохімічного режиму й їх рослинність і ґрунти належать до зональних типів, відповідні генетико-еволюційні ряди було віднесено до зональних. У розвитку ландшафтів піщаних заплав і терас провідну роль відіграють умови та режими зволоження, тому їх еволюційні зміни впорядковуються у гідроморфні ряди (див. підрозд. 8.5). Літоральні піщані ландшафти з береговими дюнами включно – дуже молоді й являють собою ініціальні марітимні стадії галоморфних рядів (див. підрозд. 8.6). Натомість ландшафтогенез на піщаних дюнах та інших форм рельєфу еолового генезису слід віднести до елювіального літогенного типу. Його закономірності описує псамоморфний генетико-еволюційний ряд²⁹. Його схему наведено на рис. 8.12.

Ініціальною для псамоморфного генетико-еволюційного ряду є стадія оголеного сипучого піщаного субстрату Lp_0 . За його закріплення піонерною трав'яною рослинністю (переважно багаторічними злаками – пірієм повзучим *Elytrigia repens*, осокою піщаною *Carex arenaria*, на півдні – житняком пухнастоквітковим *Agropyron dasyanthum*, зіноваттю дніпровською *Chamaecytisus borysthenicus* та ін.), глинисті часточки не видувається повністю з поверхні дюни, а залишаються в її приповерхневій товщі. Це дає поштовх ґрунтоутворенню. Однак через те, що кварцові зерна практично не володіють адсорбційною здатністю й вміст фізичної глини в еолових пісках на стадії Lp_0 лишається дуже незначним, закріплення продуктів ґрунтоутворення проходить дуже сповільнено. Лише через 25–50 років на поверхні пісків накопичується рослинна повсть і під нею виникає світло-сірий горизонт ініціального ґрунту, потужність якого становить 1–3 см (Гаель, Маланьин, 1977). Цю стадію вважатимемо стадією ембріонального піщаного ґрунту Lp_1 з піонерною псамофітною рослинністю. В її складі, крім згаданих злаків, зустрічаються куничник наземний *Calamagrostis epigejos*, пальчатка кров'яна *Digitaria sanguinalis*, льонок солодкий *Linaria dulcis* та ін. види. Через 50–100 років потужність ґрунту зростає до 5–10 см і його можна діагностувати як слабкорозвинений піщаний (за номенклатурою WRB – ареносоля [World Reference Base, 2005]). Рослинність на стадії ареносоля Lp_2 представлена вищезгаданими видами, які, однак, формують більш

²⁹ Традиційно в ландшафтно-екологічній літературі зміни екосистем на незасолених піщаних субстратах описують через окремий псамоморфний ряд, тоді як до літогенних рядів відносять сукцесію на твердих несипучих породах (Гродзинський, 2014, Краукліс, 1979, Сочава, 1978 та ін.).

зімкнений покрив. До них також долучаються молочай Сер'є *Euphorbia seguieriana*, полин-нехворощ *Artemisia campestris*, коростянка блідожовта *Scabiosa ochroleuca* та інші види; на дюнах Полісся та в зоні лісостепу з'являється сосна *Pinus sylvestris*, на півдні – верба гостролиста *Salix acutifolia*.

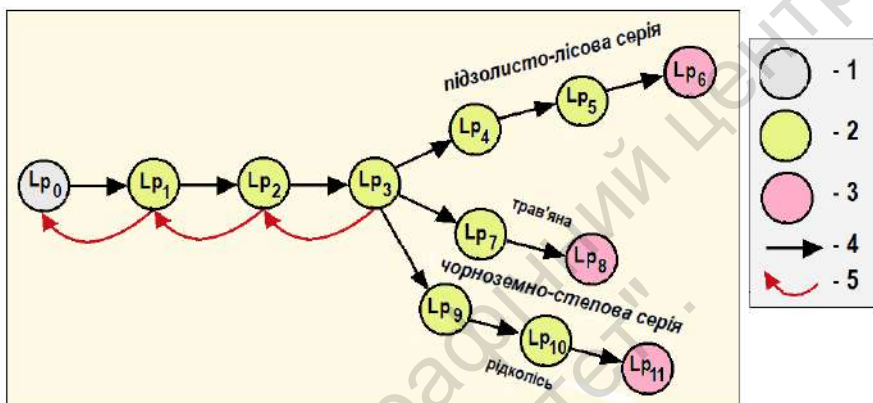


Рис. 8.12. Схема елювіального літогенного генетико-еволюційного ряду на еолових пісках Lp:

1 – ініціальна стадія, 2 – псамоморфні стадії, 3 – клімато-псамоморфні стадії, 4 – фінальні стадії. Стадії: Lp₀ – незадернованої поверхні дюни; Lp₁ – піонерної псамофітної рослинності на ембріональних піщаних ґрунтах; Lp₂ – ареносоля із зімкненим до 50% покривом псамофітів; Lp₃ – ксерофітного злакового різнотрав'я і поодиноких дерев на короткопрофільних дернових піщаних ґрунтах; Lp₄ – чистих сосняків на дерново-підзолистих ґрунтах; Lp₅ – дрібнолисто-соснових лісів на дерново-підзолистих ґрунтах; Lp₆ – дубово-соснових лісів на супіщаних дерново-підзолистих ґрунтах; Lp₇ – ксерофітизованого піщаного степу збідненого складу на короткопрофільних чорноземах слабкогумусованих; Lp₈ – піщаного степу на чорноземах слабкогумусованих; Lp₉ – піщаної луки з чорноземами слабкогумусованими, місцями оглеєними; Lp₁₀ – чагарникова (переважно верби); Lp₁₁ – рідколісся з вербою, осокором на піщаних слабкогумусованих чорноземах

Наявність гумусованого та збагаченого фізичною глиною горизонту піщаного ґрунту, що формується на стадії Lp₂, дає можливість більш інтенсивному гумусонагромадженню та оструктуруванню ґрунтів. Як наслідок – спершу зростає потужність дернових піщаних ґрунтів – аж до 40–50 см гумусованої частини профілю (стадія короткопрофільних дернових піщаних ґрунтів Lp₃), після чого в них формується диференційований за гумусом, карбонатами та іншими фізико-хімічними властивостями профіль. Ця диференціація відбувається неоднаково в різних кліматичних умовах.

Вище ми вказували на те, що ґрунтоутворення на піщаних субстратах має малу чутливість до зміни кліматичних умов (див. підрозд. 4.2.2).

Однак два регіони України переважного поширення піщаних арен ландшафтогенезу (Полісся та Нижньодніпровські піски) настільки істотно відрізняються за зволоженістю та теплозабезпеченістю, що це позначилось на напрямку еволюції елювіальних піщаних ландшафтів. На дюнах Полісся воно пішло у бік формування соснових лісів на дерново-підзолистих ґрунтах, а на піщаних аренах Середнього, Нижнього Придніпров'я (зокрема, в Олешківських пісках), Сіверського Дінця та деяких інших місцях півдня України – у бік формування псамофітних степів і рідколісь на піщаних чорноземах. Відповідно, на схемі псамоморфного генетико-еволюційного ряду L_p (рис. 8.12) виділено дві його серії: підзолисто-лісову та чорноземно-степову.

Підзолисто-лісова серія ряду L_p – це зростання текстурної диференціації піщаних ґрунтів і поступова трансформація дернових піщаних ґрунтів у дерново-підзолисті. Ці зміни супроводжувались і відповідними змінами рослинного покриву, провідними з яких є заміна ксерофітних трав'яних видів мезофітними й формування мішаних лісів – спершу чистих сосняків (стадія L_{p4}), потім – дрібнолисто-соснових лісів (L_{p5}) і, врешті, – дубово-соснових лісів на супіщаних дерново-підзолистих ґрунтах (стадія L_{p6}). Стадію дубово-соснових лісів L_{p6} слід вважати фінальною для еолових пісків Полісся. Хоча в інших регіонах сукцесія на піщаних дюнах може йти далі й завершуватись стадією дубових лісів. Наприклад, в Європі вони вкривають дюни на узбережжі Північного моря у Фландрії. Власне, Г. Коулс – автор концепції сукцесії – розробив її на прикладі заростання піщаних дюн озера Мічиган, кінцевою стадією якого є ліс з дубом *Quercus velutina*. В Українському Поліссі чисті діброви чи судіброви на дюнах не зустрічаються.

Чорноземно-степова серія ряду L_p властива геохорам еолових арен лівобережних терас Нижнього Дніпра (Олешківські піски), дюнам на другій лівобережній терасі Дніпра (в Золотоніському районі Черкаської обл.), на лівобережній терасі р. Сіверський Донець, у деяких інших місцях степової зони України. Тут енергетичні ресурси ґрунтоутворення багатші, ніж у Поліссі, а менша кількість опадів не сприяє вертикальному перерозподілу гумусу та тонких фракцій мінерального матеріалу ґрунту. За таких умов акумуляція гумусу у верхніх шарах ґрунту переважає над його текстурною диференціацією й ареносоли еволюціонують не у дерново-підзолисті ґрунти, а в гумусоакумулятивні (чорноземні). Занесення до поверхонь дюн Півдня України насіння і спор вузьколистих ксерофітних дернинних злаків з прилеглих степових фітоценозів визначає й відповідний більш степовий, ніж на дюнах Полісся, склад рослинності піщаних арен Нижньодніпровських пісків. Її, зокрема, складають такі ксерофітні

дернинні злаки, як костриця Беккера *Festuca beckeri*, ковила дніпровська *Stipa borysthena* та ін., напівчагарнички – полин Маршалла *Artemisia marschalliana*, чебрець дніпровський *Thymus borysthenicus* і Палласів *T. pallasianus* тощо. На поліських дюнах ці рослини не зустрічаються. Чагарникова та деревна рослинність, яка з'являється на середніх та пізніх стадіях еволюції геохор Нижньодніпровських, Середньодніпровських пісків, піщаних арен Сіверського Донця, також за своїм складом відрізняється від сосняків поліських дюн. Зокрема, з нетрав'яних рослин першою тут оселяється не сосна, а верба *Salix rosmarinifolia*. Сосни на дюнах, які розташовані в ареалі Середньої макрозони України, є штучно насадженими. Південним форпостом природних сосняків у рівнинній Україні вважаються соснові ліси на другій піщаній терасі в нижній течії р. Самара (Рослинність УРСР, 1973).

Загальна послідовність змін стадій чорноземно-степової лінії псамморфного генетико-еволюційного ряду є такою. За стабілізації дефляційних процесів короткопрофільні дернові піщані ґрунти стадії Lp₃ змінюються на чорноземи піщані слабогумусовані короткопрофільні (стадія Lp₇). Рослинність на цій стадії представлена піонерними псамофітними видами (*Agropyron dasyanthum*, *Chamaecytisus borysthenicus*, *Calamagrostis epigejos* та ін.), які зростають поряд з представниками піщаного степу, такими як костриця Беккера, полин Маршалла, чебрець дніпровський (на Олешківських пісках) і чебрець Палласів (на піщаних аренах Середнього Дніпра та Сіверського Донця), кипець пісковий *Koeleria sabuletorum*, мительник вовнистоцвітий *Kochia laniflora* та ін.

Стадія Lp₇ є перехідною від суто псамофітних геохор (стадії Lp₁ – Lp₃) до геохор піщаного степу, які мають ознаки зонального ґрунтового-рослинного покриву (стадія Lp₈). Ґрунти на стадії Lp₈ представлені чорноземами піщаними слабогумусованими, потужність гумусового горизонту яких сягає 50 см. Є. М. Лавренко рослинність піщаного степу вважав едафічним варіантом різнотравно-типчакково-ковилових степів (Рослинність УРСР, 1973). Панівна роль у цих степах належить ксерофітним видам дернинних злаків, як-от ковила піскова *Stipa sabulosa* і ковила дніпровська *S. borysthena*, костриця Беккера *Festuca beckeri*, келерія піскова та дніпровська *Koeleria sabuletorum*, *K. borysthena*, значною є участь ксерофітного різнотрав'я – цмину піскового *Helichrysum arenarium*, юриней пухкої *Jurinea laxa*, астрагалу мінливого *Astragalus varius* та ін. (Рослинність УРСР, 1973).

В місцеположеннях знижень між дюнами і нижніх частин їх схилів в умовах кращого зволоження стадія Lp₃ змінюється на стадію Lp₉ піщаної луки з мітлицею білою *Agrostis alba*, тонконогом лучним *Poa pratensis*,

осокою колхідською *Carex colchica*, видами конюшини – *Trifolium repens*, *T. fragiferum*, *T. arvense* та іншими мезоксерофітними рослинами. На наступній стадії серії піщано-степових рідколісь Lp_{10} помітна роль належить чагарникам: вербі розмаринолистій *Salix rosmarinifolia* та зіноваті дніпровській *Chamaecytisus borysthenicus*. Заключною для серії піщаних степових рідколісь на еолових пісках є стадія Lp_{11} , для якої характерна участь деревних видів: берези дніпровської *Betula borysthenicus* (ендемичний для Олешківських пісків вид), осока *Populus nigra*, осики *Populus tremula*, ясена *Fraxinus excelsior*, вільхи чорної *Alnus glutinosa*.

Дефляція – неодмінний супутник елювіального псамоморфного (еолового) ландшафтогенезу. Вона може бути зумовленою як антропогенними, так і суто природно-кліматичними чинниками. Особливо помітну вона відіграє на перших стадіях псамоморфного ландшафтогенезу (від стадії Lp_0 до Lp_3), коли наземний рослинний покрив або слабко сформований, або легко може бути порушений. Посилення дефляції зумовлює "регресивні" зміни стадій, показано на рис. 8.12. "Регресивний дефляційний" та "прогресивний сукцесійний" напрямки псамоморфного ландшафтогенезу на його ранніх стадіях періодично змінюють один одного. При цьому повторювані фази переважання дефляційних процесів здатні надовго затримати цей ландшафтогенез на його ранніх стадіях.

Виділяють чотири часові фази посиленої дефляції (Хабаров, 1977): 1 – давня афітогенна (кінець плейстоцену – початок голоцену; 15–12 тис. р. т.); 2 – давня примітивно-землеробська (епоха бронзи; 8–3 тис. р. т.); 3 – рання пасовищна (пізній голоцен; 3–0,5 тис. р. т.); 4 – сучасна пасовищно-землеробська (останні 150–100 р.) Після кожної з цих дефляційних фаз псамоморфний ландшафтогенез мав загалом спрямований у бік фінальних стадій "прогресивний" напрямок. Так, на пісках давньої афітогенної фази дефляції в атлантичний час голоцену сформувались потужні (до 1,8 м) дернові зв'язно-піщані ґрунти із сосновими лісами. На еолових пісках наступної фази дефляції (давньої примітивно-землеробської) під степовою рослинністю виникли середньоглибокі чорноземоподібні піщані ґрунти з гумусовим горизонтом (Хабаров, 1977).

Отже, "молодість" ландшафтів дюн та інших еолових пісків зумовлена не тільки молодістю форм еолової акумуляції в Східноєвропейській рівнині (за даними Л. Ф. Дубіс [2013] вони виникли наприкінці пізнього плейстоцену в інтервалі від $27,8 \pm 4,1$ до $10,8 \pm 1,6$ тис. р. т.), а й тим, що у голоцені їх ґрунтово-рослинний покрив неодноразово зазнавав руйнації й процес "заростання" дюн щоразу починався з ініціальної стадії Lp_0 , або

початкових літогенних стадій $Lp_1 - Lp_3$. При цьому після кожної дефляційної фази ландшафтогенезу ці стадії ставали щоразу молодшими.

Щодо віку еолових утворень на лівобережних терасах Нижнього Дніпра, то й вони вважаються дуже молодими. А. І. Кривульченко (2019) вважає, що більшість сучасних дюн цього регіону виникли в середині XIX ст., коли значно зросло випасання худоби й рослинний покрив, який надійно захищав піщані арени від дефляції, було знищено на значних площах.

8.4. Транзитний ландшафтогенез та його генетико-еволюційні ряди

Транзитний тип ландшафтогенезу притаманний геохорам схиливих поверхонь різного генезису. Назва "транзитний" віддзеркалює лише один бік однойменного ландшафтогенезу. Насправді, ландшафтогенез транзитного типу є результатом "боротьби" між двома групами процесів: денудаційних (для рівнинної України – головно ерозійних) і формуванням ґрунтів та рослинного покриву схилів. Співвідношення між цими групами процесів істотно залежить від антропогенного чинника. Вирубування та розрідження лісів, розорювання схилів, надмірне випасання худоби та інші форми антропоізації ландшафту призводять до активізації ерозії, внаслідок якої ґрунти зазнають змиву та розмиву, рослинний покрив стає розрідженим і представленим слабко сформованими угрупованнями "ерозіофілів" (берізка польова *Convolvulus arvensis*, пирій повзучий *Elytrigia repens*, мати-й-мачуха *Tussilago farfara* та ін.). В умовах натурального (природного) ландшафту, а особливо за тектонічних опускань, ситуація є іншою. Прискореної ерозії й змиву ґрунтів здебільшого немає, відбувається формування або відновлення ґрунтово-рослинного покриву, ґрунти збільшують свою потужність, а рослинність – зімкненість і видовий склад. Щоправда, на крутих схилах без жодної участі людини завжди проходили інтенсивні денудаційні процеси зі змивом ґрунтів і блокуванням сукцесій рослинності та розвитку ґрунтів на їх ранніх стадіях.

Отже, транзитний ландшафтогенез відзначається різноспрямованістю своїх процесів. За переважання процесів денудації він полягає у площинному змиві та лінійному розмиві ґрунтів, відкладанні конусів винесення та пролювіально-делювіальних шлейфів, розвиненні яружно-балкової мережі, активізації зсувів та інших гравігенних процесів, руйнуванні зімкненого рослинного покриву, спрощенні його видового складу тощо. За переважання процесів ґрунтоутворення транзитний ландшафтогенез полягає у розвитку повнопрофільних ґрунтів на схиливих

поверхнях, їх заростанні рослинами й формуванні добре розвинених фітоценозів. У підрозд. 8.1 ці два прояви транзитного ландшафтогенезу було названо денудаційним та постденудаційним. Цим двом типам ландшафтогенезу відповідають однойменні генетико-еволюційні ряди.

Особливістю транзитного ландшафтогенезу є мінливість його напрямків. Причому вона проявляється як у часі, так і в просторі. Часова мінливість транзитного ландшафтогенезу полягає у зміні його денудаційного типу постденудаційним і навпаки, коли фази посилення ерозії та руйнування ґрунтового-рослинного покриву змінюються фазами стабілізації схилу, розвитком на ньому ґрунтів і усе краще сформованих рослинних угруповань. Просторова мінливість транзитного ландшафтогенезу – це одночасне співіснування у ландшафтному покриві схилових геохор, одні з яких зазнають денудації, а інші – відновлення після неї.

Відмінність між денудаційним і постденудаційним генетико-еволюційними рядами полягає не тільки в їх різноспрямованості, а й в тому, що стадії цих рядів не є дзеркальним відображенням одного ряду в іншому. Кожен із цих рядів є реалізацією дуже різних процесів: переважно абіотичних денудаційних для денудаційного ряду та ґрунтового-фітоценотичних процесів для постденудаційного ряду. Тому не тільки послідовність змін стадій, а й самі стадії цих двох рядів є різними й неповторними. Хіба що стадію оголеного субстрату схилової поверхні можна вважати ініціальною для постденудаційного ряду й вона ж є фінальною для денудаційного ряду.

Неоднаковість стадій денудаційного та постденудаційного рядів схилового ландшафтогенезу пояснюється хоча б тим, що за денудаційного розвитку схилу відбувається поступове зменшення потужності ґрунту за рахунок змиву його верхніх горизонтів. Постденудаційний розвиток схилу – це не відновлення його змитих горизонтів один над одним, а гумусоаккумулятивні процеси, які охоплюють усю ґрунтову товщу. Причому на досить ранніх стадіях цього формування ґрунт "росте" не до гори, немов відновлюючи втрачені через денудацію горизонти, а "до низу", за рахунок включення в ґрунтогенез свого субстрату.

8.4.1. Денудаційний схиловий ландшафтогенез

Денудаційний схиловий ландшафтогенез зумовлений передусім денудаційними схиловими процесами. Вони вивчаються геоморфологією схилів, інженерною геологією, ґрунтознавством. Найближчими до ландшафтної географії є дослідження цього питання в ерозіознавстві (Світличний, Чорний, 2007; Швєбс, 1981 та ін.). В цих науках опрацьовано стадійність ерозійних, зсувних та інших гравігенних процесів, чинники, що

їх зумовлюють, інші аспекти розвитку схилів. Тому потреби у ретельному розгляді денудаційного схилового ландшафтогенезу в нашій книзі немає.

Зупинимось на особливостях та рядах водно-ерозійного ландшафтогенезу, як найпоширенішого в ландшафтах рівнинної частини території України.

Якщо для зональних і літогенних генетико-еволюційних рядів можна встановити їх ініціальні стадії, причому їх кількість незначна (див. рис. 8.2–8.11), то транзитний ландшафтогенез денудаційного типу може розпочатись з будь-якої стадії постденудаційного розвитку схилу. Тобто кожна стадія постденудаційного ряду має свою денудаційну серію й за зміни зовнішніх умов (наприклад, за розорювання) подальша еволюція схилу буде спрямована не в бік фінальної нееродованої стадії, а у зворотному напрямку вздовж відповідної регресивної серії.

Отже, денудаційний схиловий ландшафтогенез має стільки початкових стадій, скільки стадій містить транзитний постденудаційний генетико-еволюційний ряд. Інакше кажучи, на будь-якій стадії цього ряду є ризик зміни напрямку транзитного ландшафтогенезу з "прогресивного" постденудаційного на "регресивний" денудаційний ряд. Причому цей ризик існує навіть для фінальних стадій постденудаційного ряду, де слідів еродованості ґрунтів немає. Так, виконані нами оцінки ймовірності розвитку ерозійних процесів свідчать, що за особливо сприятливих для площинного змиву умов (довгі схили, великі за розміром орні поля, що орієнтовані вздовж схилу, просапні культури, високі значення ерозійного індексу атмосферних опадів, важкосуглинковий склад орного шару ґрунтів тощо) змив ґрунтів у степовій зоні України може відбуватися в геохорах з похилом їх поверхонь у 1° (Гродзинський, 1995).

На змив ґрунту з таких, практично рівнинних поверхонь, вказують наявність ареалів, де ця поверхня має "гофровану" форму, створеною папіярами стоку (термін – за Полупан та ін., 2005). За цими лінійними мікрозниженнями поверхні здійснюється скидання води з поля й змив ґрунту з нього. Не виключено, що система цих лінійних мікрознижень рельєфу поширена також і на поверхнях з похилом $<1^\circ$, але інструментальних можливостей оцінити похил схилу з такою точністю немає.

Змив ґрунту з дуже слабкопохилих гофрованих поверхонь зовсім незначний, на його агровиробничих якостях і видовій класифікаційній належності не позначається, але виникнення такої поверхні вказує на те, що змив ґрунту під час активного сніготанення та після інтенсивних злив тут відбувається. Цю стадію розглядаємо як початкову Td_0 для денудаційної серії, яка "спирається" на фінальну стадію постденудаційного ряду з нееродованими ґрунтами. Індикатором наступної стадії Td_1 цієї серії можна вважати появу слабкозмитих ґрунтів. Як і в ґрунтознавстві, для гумусо-

аккумулятивних ґрунтів, слабкозмитими вважатимемо ґрунти, в яких змито не більше половини потужності їх верхнього горизонту H , а для дерново-підзолистих ґрунтів – ґрунти, в яких змито горизонт E і більша частина горизонту HE (Полевой определитель почв, 1981; Полупан та ін., 2005).

Видовий склад та інші особливості природної рослинності на стадії слабкозмитих ґрунтів Td_1 встановити вкрай складно, оскільки схилів поверхні, на яких площинна ерозія досягла цієї стадії, суцільно розорані. В степу та лісостепу невеликі ділянки таких схилів, де природна рослинність зберіглася, зазнали зміни внаслідок випасання худоби. Зміни видового складу фітоценозів на слабкозмитих чорноземах (зменшення участі видів ковили, й зростання участі типчака і житняка тощо) пояснюється передусім впливом випасання, а не ерозії.

Перехід від стадії слабкозмитих Td_1 до стадії середньозмитих ґрунтів Td_2 можна вважати критичним для денудаційних серій транзитного ландшафтогенезу. На цій стадії гумусоаккумулятивні та опідзолені ґрунти (чорноземи, каштанові, темно-сірі опідзолені) втрачають більше половини потужності своїх гумусових горизонтів. Здебільшого за такої втрати нижні горизонти ґрунтів (менш вилугувані) наближаються до поверхні, займають більший об'єм у різосфері, що позначається на збільшенні карбонатності ґрунту й відповідної реакції на неї мікроорганізмів і вищої рослинності.

Одночасно з карбонатизацією ґрунту та зростанням участі кальцефілів у фітоценозах на стадії Td_2 середньозмитих ґрунтів починає позначатись більша посушливість суглинкових гумусоаккумулятивних ґрунтів (вона виникає за рахунок зменшення частки мулистої фракції та гумусу у верхніх горизонтах ґрунту). Існуючі дані щодо водоспоживання культурних рослин свідчать, що на отримання одиниці врожаю сумарні витрати вологи на змитих ґрунтах можуть бути утричі більшими, ніж на нееродованих (Ґрунтознавство, 2005). Близьким це співвідношення має бути й для природних фітоценозів. Отже, починаючи зі стадії Td_2 , в них повинні були проявлятись ефекти ксерофітизації. Зокрема, зі складу мали випадати мезофільні види рослин, заміщуватись ксерофільними, продуктивність фітоценозів мала зменшуватись. Описати ці ефекти в їх "чистому" вигляді неможливо, оскільки схилів на стадії Td_2 з натуральною рослинністю практично не лишилось. Існуючі описи їх рослинності відображають результат сумісної дії випасання худоби та змиву ґрунтів. Відділити вплив цих чинників один від одного не вдається. Не допомагають й палінологічні дані. За ними неможливо визначити, до якого місцеположення (рівнинного чи схилового) належить пилки і спори у відібраному в певному місці (для голоцену – на болоті) зразку.

Зменшення трофності і зволоженості ґрунту стають ще більш помітними на стадії сильнозмитих ґрунтів Td₃, за якої змиті усі їх гумусові горизонти. Порівняно зі стадією Td₀ гумусність ґрунтів зменшується більш ніж удвічі, вміст азоту, фосфору і калію зменшується в кілька разів. Причому внаслідок подальшого зростання карбонатності чорноземів (крім опідзолених) зменшується й доступність цих елементів для рослин. Структура ґрунту погіршується через різке зменшення його шпаруватості, водоемності, вмісту водостійких агрегатів, чисельності безхребетних. У лісових фітоценозах на цій стадії розвитку схилу відбувається оголення коріння дерев, що погіршує стан деревостану. Стадії Td₃ властива значна участь ксерофітного та ксеромезофітного різнотрав'я, часто мозаїчний характер травостою. Але видовий склад рослинності стадії Td₃ на різних типах ґрунтів і за різного рівня їх карбонатності, зволоженості та теплозабезпеченості є різним. Так, у лісостеповій зоні України на сильнозмитих сірих опідзолених ґрунтах поширені біотопи, в яких переважають оман мечолистий *Inula ensifolia* і верболистий *I. salicina*, льон жовтий *Linum flavum*, віхалка гілляста *Anthericum ramosum* (тип біотопу E.2.211 за класифікацією біотопів України [Дідух та ін., 2011]). Натомість сильнозмитим чорноземах типовим властиві біотопи, в яких домінують інші види – бородач *Botriochloa ischaemum*, тонконіг вузьколистий *Poa angustifolia*, пирій повзучий *Elytrigia repens* (тип біотопу E.2.126 за Дідух та ін., 2011)).

Геохорам на стадії Td₃ властива низька протиерозійна стійкість, тому високою є ймовірність їх переходу до наступної стадії денудаційного транзитного генетико-еволюційного ряду – стадії Td₄ експонованої поверхні ґрунотворних порід (часто – делювію) з фрагментарним покривом сильнозмитих ґрунтів. Рослинність на цій стадії представлена ксеротичними угрупованнями невисокої задернованості та мозаїчним характером різнотрав'я. Її видовий склад істотно залежить від карбонатності відкладів, їх скелетності, зволоженості субстрату.

Фінальною стадією Td₅ транзитних денудаційних серій є відслоення порід, які залягають під ґрунотворними відкладами. Ця стадія виникає в геохорах, де потужність цих відкладів не є значною, вони виявляються змитими й на поверхню виходять корінні породи. Здебільшого це можливе на стрімких схилах з нахилом їх поверхні понад 30–45°. Для рівнинної частини території України такими породами переважно є: зі скельних порід – кристалічні породи та тверді карбонатні породи (вапняки, мергелі, крейда), з пухких порід – глини, піски, гравійно-галечникові відклади, а також горизонти лесової товщі, давніші від причорноморського та бузького горизонтів (саме ці верстви лесів

здебільшого слугують ґрунтотворною породою для сучасних ґрунтів і саме вони змиваються зі схилів при втраті ґрунтового покриву). Рослинний покрив на стадії Td₅ або відсутній, або представлений слабо сформованими сильно розрідженими угрупованнями петрофітів (для скельних порід) і псамофітів (для піщаних відкладів).

Біотопи, які можуть формуватися на стадії Td₅, специфічні для кожного з типів абіотичного субстрату. За класифікацією біотопів України (Дідіух та ін., 2020) ними є: для схилових поверхонь, складених делювіальними суглинками – розріджені угруповання піонерних видів за участю пірію повзучого *Elytrigia repens*, берзика польової *Convolvulus arvensis*, полинів гіркого *Artemisia absinthium* та австрійського *A. austriaca* тощо (тип біотопу Н.2.21); для схилових поверхонь на щебні кристалічних порід – мозаїчний розріджений травостій з перлівкою трансільванською *Melica transylvanica*, самосилом звичайним *Teucrium chamaedrys*, чебрецем широколистим *Thymus pulegioides*, тонконогом стиснутим *Poa compressa* та ін. видами (тип біотопу Н.1.21); на вапнякових схилах – комплекс лишайникових угруповань і судинних рослин, таких як аспленій (косянець) постінний *Asplenium ruta-muraria*, міхурниця ламка *Cystopteris fragilis*, солодиця звичайна *Polypodium vulgare* та ін. (тип біотопу Н.2.11).

Повна послідовність змін схилово-денудаційних стадій від початкової стадії Td₀ до фінальної Td₅ можлива лише для серій, які беруть свій початок від нееродованих ґрунтів. Якщо ж посилення ерозійних процесів переривало схиловий постденудаційний ландшафтогенез на його певній проміжній стадії, коли еродовані схили ще не встигли відновити свою модальну потужність, то серії денудаційного ряду будуть вкороченими. Саме така ситуація й була типовою для пізньоголоценового ландшафтогенезу, коли на еволюції ландшафтів став все більше позначатись антропогенний чинник.

Для транзитного ландшафтогенезу антропізація ландшафтів полягала насамперед у суцільному розорюванні пологих і навіть покатих схилів. Оскільки природна рослинність на таких схилах була знищена, то їх еволюція вздовж денудаційного генетико-еволюційного ряду полягала у прогресуючому змиві ґрунтів разом з описаними вище їх супутніми змінами. Еволюція схилових геохор, де природний рослинний покрив зберігся, також стала істотно визначатись антропогенним чинником, а саме – випасанням худоби. З кінця ХІХ ст. нерозораними лишились схили, стрімкістю понад 5°, але їх більшість використовувались як пасовища. З того часу, а в багатьох регіонах України й раніше (див. підрозд. 7.2.4), ландшафтогенез геохор з нерозораними схилами визна-

чався одночасно двома чинниками: екзогенними процесами (зокрема ерозією) та випасанням худоби.

Як вказувалось вище, виявити які зміни ландшафту зумовлені суто денудацією, а які – суто випасанням, практично неможливо. Фактично зміни рослинності і ґрунтів уздовж схилового денудаційного генетико-еволюційного ряду є наслідком сумісної дії цих двох факторів. Тому ряди пасквальної дигресії, які вважаються описом змін рослинності під впливом випасання, насправді являють собою ряди змін, спричинених комплексом чинників: випасанням, ерозією, ущільненням ґрунту.

Ряди пасквальної дигресії ландшафтів України описані в численній літературі (Динесманн, 1977; Осичнюк, 1973; Рослинність УРСР, 1973; Ткаченко, Костылев, 1985; Шевчук, 2006 та ін.). Для різних регіонів України вони мали свої особливості. Узагальнення можливі лише в масштабі зональних типів ландшафтів, а для деяких зон – на рівні їх підзональних підрозділів. Наприклад, для середньо-степових ландшафтів на чорноземах звичайних цими стадіями є: *a* – різнотравно-типчакково-ковиловий степ з кількома видами ковили → *b* – ковилова стадія з переважанням ковили Лессінга *Stipa lessingiana* та ковили волосистої *S. capillata* → *c* – ковилово-типчакова стадія, за якої ковили поступово випадають зі складу фітоценозів (останньою зникає *S. capillata*), а їх місце займає типчак *Festuca valesiaca* → *d* – типчакова стадія, за якої домінує типчак, а як його субдомінанти можуть виступати полини (зокрема, *Artemisia repens*), види роду молочайних (зокрема, молочай Сер'є *Euphorbia seguierana*) → *e* – стадія тонконогового збою, за якої трав'яний покрив стає сильно розрідженим й у ньому переважає тонконіг бульбистий *Poa bulbosa*, → *f* – стадія пасовищного збою, для якої характерний сильно фрагментований трав'яний покрив, в якому залежно від особливостей субстрату роль домінанта можуть відігравати молочай Сер'є, стоколос кострубатий *Bromus squarrosus*, полин австрійський *Artemisia austriaca* та інші види.

Між вказаними стадіями пасквальної дигресії (стадії *a*–*c*) та стадіями денудаційного схилового ландшафтогенезу (стадії Td₀–Td₅) немає точної відповідності, але певна тенденція в їхньому збігу простежується. Графічно її відображено на рис. 8.13.

Своєрідність денудаційного схилового ландшафтогенезу полягає в тому, що його головний чинник пов'язаний з антропоізацією ландшафту. Розорювання схилів і випасання худоби зумовили його надзвичайну активність в останні 100–150 років. На рівнинній частині території України таких значних масштабів цей тип ландшафтогенезу не мав упродовж усього етапу голоценової історії її ландшафтів. Найбільшого

розмаху він досяг під час деградації дніпровського льодовика, коли рослинний покрив ландшафтів перигляціальних рівнин був слабо сформованим, а флювіальні потоки інтенсивними.

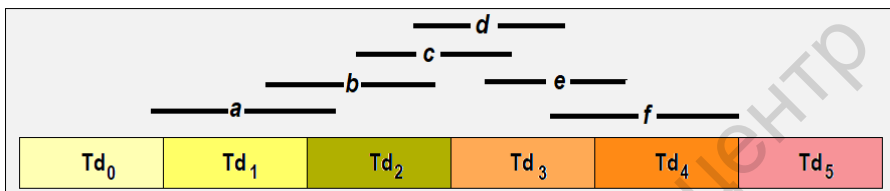


Рис. 8.13. Співвідношення між стадіями денудаційного схилового ландшафтогенезу (Td₀ – Td₅) та стадіями пасквальної дигресії (a – d); опис стадій – у тексті

Масштаби прояву денудаційного схилового ландшафтогенезу в пізньому голоцені можна було б оцінити через площу змитих ґрунтів на території України. Але за даними різних фахівців і установ оцінки цієї площі дуже різняться – від 17 до 40 % площі держави. Причина цих розбіжностей лежить не стільки в складнощах діагностики наслідків денудаційного ландшафтогенезу, скільки в неналежному врахуванні сутності та особливостей постденудаційного схилового ландшафтогенезу. На цьому питанні й зосередимось у наступному підрозділі.

8.4.2. Постденудаційний схиловий ландшафтогенез

Під постденудаційним схиловим ландшафтогенезом мається на увазі розвиток геохор схилових поверхонь, за якого темпи формування ґрунтової товщі переважають над темпами денудації. Інакше кажучи, за цього типу ландшафтогенезу прискореної ерозії з втратами верхнього шару ґрунту немає, а її швидкість відповідає темпам геологічної (нормальної) ерозії.

Встановлено, що збалансованість швидкостей змиву та ґрунтоутворення досягається за проективного покриття трав'яним покривом у діапазоні 50–75 % (Lang, McCaffrey, 1984; цит. за Лисецкий, 2000). Отже, важливою умовою еволюції схилу вздовж постденудаційного генетико-еволюційного ряду є його доволі висока задернованість. Причому вона повинна підтримуватись не тільки протягом одного вегетаційного періоду (наприклад, під однорічними травами), а впродовж кількох років поспіль. Така ситуація неможлива для розораних схилів (крім тих, що постійно перебувають під посівами багаторічних трав), тому ландшафтогенез тут спрямований уздовж денудаційного, а не постде-

нудаційного ряду. Як було розглянуто вище, випасання худоби, починаючи від ковилово-типчакової стадії, також не допускає перебігу ландшафтогенезу за постденудаційним типом. Отже, цей тип ландшафтогенезу можливий під природним рослинним покривом, проєктивне покриття якого не менше 50 %. При цьому вироблена фітомаса має лишатися в геохорі.

Постденудаційний розвиток еродованих схилових геохор, які перебувають на фінальних стадіях Td_4 і Td_5 денудаційного ряду, залежить від вихідної поверхні ландшафтогенезу, ступеня її задернованості, можливості занесення насіння та спор рослин на поверхню еродованого схилу, кліматичних умов транзитного ландшафтогенезу. За даними Ф. М. Лисецького (2000), для прохолодного клімату дріасу та пребореального часу голоцену швидкість формування гумусового горизонту чорноземів на лесових суглинках становила 0,38–0,58 мм/рік. Для кліматичних умов, більш сприятливих для гумусо-аккумулятивного процесу (від атлантики й дотепер), за оцінку початкового формування гумусового горизонту ґрунтів можна прийняти швидкість утворення цього горизонту на поверхнях відвалів кар'єрів. Для відвалів, складених мінеральними суглинками, вона становить 0,8–1,5 мм/рік (Етеревская и др., 1985).

Встановлену закономірність зменшення швидкості формування ґрунтів з їх віком (Александровский, 1983, 2015-а; Геннадиев, 1990; Лисецкий, 2000; Чендев, 2008 та ін.) слід вважати вірною й для відновлення ґрунтів після їх змиву, тобто – для постденудаційного транзитного ландшафтогенезу. Після початкової постденудаційної стадії швидкого зростання потужності еродованих ґрунтів, відбувається зменшення цієї швидкості. За аналогією з ґрунтоутворенням зонального ландшафтогенезу вона для різних підтипів ґрунтів лежить у діапазоні 0,11–0,20 мм/рік (див. підрозд. 8.2.4).

Одночасно з розвитком ґрунту – зростанням його потужності, гумусності, зменшенням скелетності і ксероморфності тощо, проходить і прогресивна сукцесія рослинності. Вона на схилах скерована у бік угруповань, які за своїм видовим складом не надто відрізняються від зональних і які слід розглядати як едафічні варіанти кліматичного клімаксу. Принаймні судячи з фітоценотичних описів рівнин України, відмінності у рослинності між рівнинними та пологосхилувими поверхнями на рівні домінантів та едифікаторів не простежуються, вони з'являються на рівні характерних видів (Біотопи степової зони України, 2020; Дідух та ін., 2011; Дубина та ін., 2019; Зелена книга України, 2009;

Мигунова, 1993, 2001; Національний каталог... 2018; Рослинність УРСР, 1971, 1973; Ткаченко, Костылев, 1985 та ін.)

Важливим є питання щодо фінальної стадії постденудаційного схилового ландшафтогенезу. Панівна донедавна думка, що незмиті ґрунти на схилах не повинні відрізнятися від ґрунтів відповідного виду на рівнинних поверхнях, нині переглядається (Ґрунтознавство..., 2005; Полупан та ін., 2005). На наш погляд, відмінність між схиловими та плакорними ґрунтами слід розглядати окремо за їх гумусністю і за потужністю гумусових горизонтів.

Оперуючи матеріалами щодо стану ґрунтів у доаґрикультурний період, Ф. М. Лисецький (2000) доходить висновку, що за вмістом гумусу нееродовані ґрунти на схилах і ґрунти на вододільних рівнинних поверхнях практично однакові. Незначні відмінності (на рівні 10 відносних відсотків) простежуються лише між схилами різних солярних експозицій. Положення про те, що ґрунти нерозораних схилів і рівнин не відрізняються за гумусністю, поділяли видатні ґрунтознавці початку ХХ ст. К. Д. Глінка, П. А. Костичев, О. І. Набоких та ін. Щоправда, існує й протилежна думка. Зокрема, дані польових обстежень чорноземів України свідчать про те, що різниця у вмісті гумусу між схиловими і плакорними цілиними чорноземами сягає 1–1,5 %, що відповідає 15–20 відносним відсоткам (Полупан та ін., 2005).

Відмінності між нерозораними схиловими та плакорними ґрунтами за потужністю гумусових горизонтів більш відчутні. За даними М. І. Полупана, ґрунти на схилах мають коротший профіль, ніж їх аналоги на плоско-рівнинних ділянках. Чим більш крутий схил, тим відмінність у потужності ґрунтів більша: на пологих схилах вона становить 10–20 %, а на крутих сягає 50–70 % (Полупан та ін., 2005).

Наведені дані дають підстави припустити, що на фінальній стадії постденудаційного схилового ряду ґрунт має врівноважений профіль, який за складом генетичних горизонтів тотожний профілю відповідного плакорного виду ґрунту, але за потужністю коротший від нього на 10–20 %. На такий саме відносний відсоток меншим є й вміст гумусу у ґрунтах фінальної стадії ряду Trd. Рослинність на цій стадії представлена ксерофітними варіантами зональних угруповань.

Описані вище особливості денудаційного Td та постденудаційного Trd транзитного ландшафтогенезу узгоджені в його схемі на рис. 8.14.

Хоча розвиток ґрунтів і рослинності вздовж постденудаційного ряду являє собою континуальний процес, умовно його можна поділити на декілька стадій. Ініціальною є стадія Trd₀, яка фактично відповідає

фінальній стадії денудаційного ряду Td_5 , Це – зденудована слабо-задернована поверхня схилу зі змитим ґрунтом. Стабілізація ерозійних процесів на цій поверхні вимагає проєктивного покриття трав'яного ярусу, за якого денудація починає компенсуватися ґрунтоутворенням. Як було зазначено вище, така критична задернованість відповідає 50–70 %. Досягнення такого рівня задернованості схилу є ознакою наступної стадії Trd_1 постденудаційного схилового ландшафтогенезу. Після неї темпи гумусоаккумулятивного процесу значно прискорюються (до 0,38–0,58 мм/рік) і приводять до виникнення добрегумусованих ґрунтів дернового типу з недиференційованим профілем потужністю до 20 см – стадія Trd_2 . На наступній стадії постденудаційного ландшафтогенезу Trd_3 швидкість формування гумусових горизонтів зменшується (до 0,8–1,5 мм/рік), але стає помітною вертикальна диференціація ґрунтової товщі принаймні на два горизонти: гумусовий і перехідний у породу. На наступній стадії Trd_4 подальша диференціація ґрунту приводить до формування його профілю, який за складом генетичних горизонтів ідентичний відповідному виду ґрунту на ближчому плакорі. Якщо потужність такого ґрунту та вміст гумусу у ньому досягають величин, що на 10–20 % менші, ніж у "плакорних" ґрунтах, то це вказує на фінальну стадію схилового постденудаційного ландшафтогенезу.

Швидкість змін стадій транзитного ландшафтогенезу є різною для його двох рядів. Для денудаційного ряду Td перехід від однієї стадії до наступної може обіймати дуже короткий час – аж до тривалості однієї зливи, під час якої з незахищеного рослинністю схилу може бути змитий весь гумусовий горизонт ґрунту, або й повністю весь ґрунт. Головний чинник, який визначає тривалість стадій денудаційного ландшафтогенезу, – діяльність людини (здебільшого рільництво та випасання худоби на схилах).

Тривалість стадій постденудаційного схилового ландшафтогенезу значно довша, ніж для ряду Td . Крім діяльності людини, яка здебільшого затримує або й робить неможливими відновлення еродованих ґрунтів, еволюція вздовж ряду Trd залежить від кліматичних умов, форми, крутизни схилу, характеру рослинного покриву як на самому схилі, так і на плакорних і річково-долинних геохорах, які розташовані поряд із ним, багатьох інших природних і природно-антропогенних чинників. В умовах антропізованого ландшафту далеко не завжди вони складаються сприятливо для постденудаційного ландшафтогенезу. Через це, починаючи принаймні від масового розорювання земель рівнин України (стадії Деметри див. підрозд. 3.5, табл. 5.2) і дотепер, схиловий ландшафтогенез має здебільшого денудаційний напрямок. Водночас

постденудаційний розвиток схилів часто блокується на його певних стадіях і утримується на них довгий час.

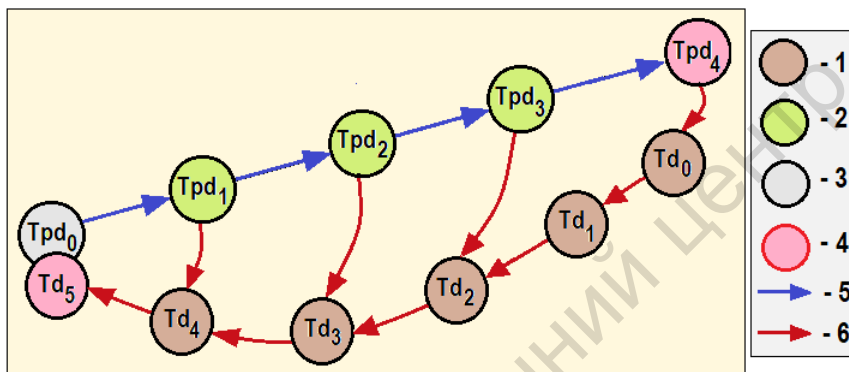


Рис. 8.14. Схема генетико-еволюційних рядів транзитного ландшафтогенезу:

1 – стадії денудаційного ряду Td, 2 – стадії постденудаційного ряду Trpd, 3 – ініціальна стадія постденудаційного ряду, 4 – фінальна стадія постденудаційного ряду (едафічного клімаксу), 5 – напрямок постденудаційних змін, 6 – напрямок денудаційних змін. Стадії денудаційні: Td₀ – гофрованої поверхні схилу з нееродованими ґрунтами і рослинністю за складом домінантів і едифікаторів тотожної зональній; Td₁ – появи слабкозмитих ґрунтів (змито не більше 50 % верхнього гумусового горизонту) з мезоксерофітними варіантами зональної рослинності; Td₂ – слабо- та середньозмитих ґрунтів (змито більше половини потужності гумусових горизонтів) з ксерофітними варіантами зональної рослинності; Td₃ – сильнозмитих ґрунтів (змиті усі гумусові горизонти) з ксерофітним і петрофітним різнотрав'ям; Td₄ – експонованої поверхні ґрунтотворних порід з фрагментарним покривом сильнозмитих ґрунтів, слабкозадерних петро- та ксерофітним різнотрав'ям; Td₅ – поверхня оголеного субстрату з фрагментами розріджених угруповань піонерних видів (петрофітів – для скельних порід, псамофітів – для пухких піщано-супіщаних); стадії постденудаційні: Trpd₀ – зденудованої слабкозадерненованої піонерними петрофітами поверхня схилу зі змитим ґрунтом; Trpd₁ – зденудована поверхня з фрагментарним покривом гумусованого дрібнозему, вкрита ксеро-петрофітним різнотрав'ям з проєктивним покриттям понад 50 %; Trpd₂ – прискороного формування гумусового горизонту з дерновими ґрунтами потужністю до 20 см і задернованим покривом ксеро-петрофітної рослинності, в т. ч. деревної; Trpd₃ – неглибких ґрунтів з ознаками диференціації вертикального профілю з ксеромезофітною та ксерофітною рослинністю; Trpd₄ – повнопрофільних ґрунтів з субклімаксовою (едафічного клімаксу) рослинністю

8.5. Гідроморфний ландшафтогенез та його генетико-еволюційні ряди

Гідроморфний ландшафтогенез можна визначити як сукупність процесів, які проходять у ландшафті під визначальним впливом його надмірного зволоження. Причому критерієм надмірного зволоження

ландшафтів є не гідрокліматичний (переважання опадів над випаровуванням), а участь ґрунтових і поверхневих вод у формуванні та динаміці ґрунтів і фітоценозів. Ця участь стає можливою коли протягом вегетаційного періоду ґрунтові води залягають на рівнях, вищих за критичний (залежно від гранулометричного складу підґрунтя він становить 0,5–5 м). За таких рівнів капілярна облямівка сягає кореневмісного шару ґрунту, його вологість тривалий час перевищує граничну польову вологоємність, ґрунтові води споживаються рослинами, можуть витрачатись на випаровування й слугують постійним джерелом надходження різноманітних сполук, які випадають в ґрунтовій товщі в осад внаслідок транспірації та випаровування.

Отже, залягання ґрунтових вод вище критичного рівня є головною умовою й водночас індикатором гідроморфного ландшафтогенезу та ландшафтів гідроморфного типу. Крім ґрунтових, додаткове до атмосферного зволоження ландшафти можуть отримувати також за рахунок поверхневих вод. У річкових заплавах це відбувається внаслідок періодичного затоплення земної поверхні повеневими і паводковими водами (гідроморфний алювіальний ландшафтогенез). У ландшафтах плавнів і морського узбережжя – внаслідок постійного або періодичного тривалого водонасичення річковими, морськими і лиманно-морськими водами прибережно-водних геохор (літорально-плавневий та марітимний, або маршевий, гідроморфізм).

Гідроморфний режим може встановлюватись у різних типах місцеположень: на вододільних рівнинах, терасах, схилах, заплавах, дельтах, приморських низинах. Водночас місцеположення істотно впливає на джерела перезволоження геохор і на результати гідроморфного ландшафтогенезу. На рівнинах і надзаплавних терасах він зумовлений виключно близьким заляганням ґрунтових вод, і це, зокрема, приводить до формування верхових боліт. У заплавах провідну роль у водному режимі їх геохор відіграють паводкові води, завдяки чому формуються заплавні луки та низинні болота. В дельтах і гирлових областях річок водний режим визначається сумісним впливом річкових та морських вод, у результаті якого постають своєрідні літорально-плавневі ландшафти. На схилах, перезволоження яких виникає внаслідок виклинювання ґрунтових вод, виникають мочаристі геохори. На морських узбережжях під дією морських вод формуються ландшафти марітимного типу.

Відповідно до типів місцеположень, де геохори отримують додаткове до атмосферного зволоження, виділяються відповідні генетико-еволюційні ряди гідроморфного ландшафтогенезу. Для рівнинних територій ними є: заплавний алювіальний Ha1, літорально-плавневий

Nd, рівнинний лучно-болотний Nb, схиловий мочаристий Nm типи гідроморфних генетико-еволюційних рядів. Нагадаємо з підрозд. 8.1, що до гідроморфних ми домовились відносити зміни ландшафтів під впливом немінералізованих вод. Еволюція, що контролюється засоленими ґрунтовими водами, описується окремими галоморфними рядами G, які будуть розглянуті у підрозд. 8.6, а еволюція прибережних геохор під впливом морських вод описується марітимним рядом M (див. підрозд. 8.7).

На етапі голоценової історії сучасного ландшафтогенезу гідроморфний чинник відіграв важливу роль у становленні сучасних ландшафтів навіть і на рівнинах, які нині мають елювіальний режим з глибоким рівнем залягання ґрунтових вод. У ранньому голоцені практично всі ландшафти Полісся були гідроморфними та напівгідроморфними. Ландшафти середньої макросмуги України принаймні до атлантичного часу й навіть під час нього не позбулись своїх гідроморфних рис, і тут на рівнинах і терасах значне поширення мали лучно-чорноземні та інші лучні ґрунти. Ландшафти сучасних елювіальних рівнин степової зони України також у ранньому голоцені зазнавали впливу ґрунтових вод. Але тоді, як і нині, ці води були сильно мінералізованими й у недалекому минулому еволюція степових елювіальних ландшафтів Причорномор'я була пов'язана не стільки з гідро-, скільки з галоморфізмом.

У найзагальніших рисах можна вважати, що еволюція ландшафтів України на етапі її голоценової історії, чи принаймні його доатлантичного відтинку, являла собою рух від більш до менш гідроморфних рівнин і терас, позбавлення ландшафтами ознак палеогідроморфності. Однак, попри те, що в масштабі тисяч років можна говорити про загальний тренд ксеризації ландшафтів, то в масштабі окремих підетапів і стадій етапу голоценової історії ландшафтогенезу (їх зміст – див. підрозд. 7.2.4 і табл. 7.7–7.10) спрямованість змін уздовж гідроморфних генетико-еволюційних рядів мала складніший характер. Ця складність зумовлена багаторічною циклічністю коливань глибини рівня ґрунтових вод, кліматичними осциляціями, господарською діяльністю людини (особливо, водних меліорацій, конвертації лісових земель в орні тощо).

8.5.1. Заплавний алювіальний ряд

Геохори річкових заплав відзначаються молодістю й надзвичайною динамічністю. Всі вони об'єднані в гідроморфний заплавний алювіальний генетико-еволюційний ряд Na1. Провідним чинником еволюційних змін заплавних геохор є вертикальні та горизонтальні перебудови русла і його заплави. Вертикальні перебудови заплави зумовлені врізанням русла й

разом із ним збільшенням потужності алювіальних відкладів. Це зумовлює поступове зростання висоти заплави, послаблення її затоплюваності, зменшення інтенсивності седиментації, посилення дренажності ґрунтів. Під впливом цих чинників еволюція заплавної ландшафтів спрямована в бік від ініціальних стадій (алювіальні відклади без ґрунтово-рослинного покриву) до стадій високої заплави з напівгідроморфним і навіть елювіальним режимом і ґрунтово-рослинним покривом, близьким до зонального позазаплавної рівнини.

Горизонтальні перебудови заплави пов'язані з меандруванням й іншими зміщеннями річкового русла. Вони призводять до посилення бічної ерозії й ерозійного руйнування заплавної геохори. Внаслідок цього спостерігаються реверсивні зміни стадій заплавної алювіальної ряду Ha_1 – від більш розвинених до ініціальних. Протягом голоцену напрямом змін ландшафтів уздовж цього ряду був мінливим: прогресивні еволюційні зміни змінювались регресивними й навпаки (Александровський, 1983; Добровольський, 1969 та ін.).

Поряд з ерозійними омолодженням геохор заплави, горизонтальні переміщення русла річки зумовлюють зміни стадій заплавної ландшафтогенезу, що відрізняються між собою за ступенем застійності водного режиму ландшафтів. З наближенням русла їх дренажність зростає, з віддаленням вона змінюється на водозастійний режим, який притаманний болотним стадіям заплавної алювіальної ряду.

Важливі риси заплавної ландшафтів, зокрема й їх еволюційних змін, залежать від гранулометричного складу алювіальних відкладів. Для рівнинних річок України річковий алювій здебільшого має піщаний і супіщаний склад, який у центральній частині заплави може змінюватись на глинисто-піщаний і навіть суглинковий. В заплавах малих річок алювій часто суглинково-глинистого складу. Правобережна заплава середньої течії Дністра вкрита гравійно-галечниковим алювієм. Нижче на рис. 8.15 подано схему алювіальної генетико-еволюційної ряду для заплави, прируслової алювії яких піщано-супіщаного складу, а інші фації алювію – супіщані й глинисто-піщані. Такий характер алювіальних відкладів мають більшість річок рівнинної частини території України.

Заплавної алювіальної генетико-еволюційної ряд має дві ініціальні стадії. Ними є стадія Ha_{0-a} піщаних пляжів без ґрунтово-рослинного покриву і стадія Ha_{0-b} прибережно-водних екотопів із заростями гелофітів – очерету звичайного *Phragmites australis*, рогузу вузьколистого *Typha angustifolia* і широколистої *T. latifolia*, куги озерної *Scirpus lacustris* ("комишу"), синтягу болотного *Eleocharis palustris*, лепешняку великого *Glyceria maxima* та інших гідро- та гігрофітів. Геохори обох

ініціальних стадії алювіального ряду обіймають прируслову частину заплави безпосередньо вздовж урізу води.

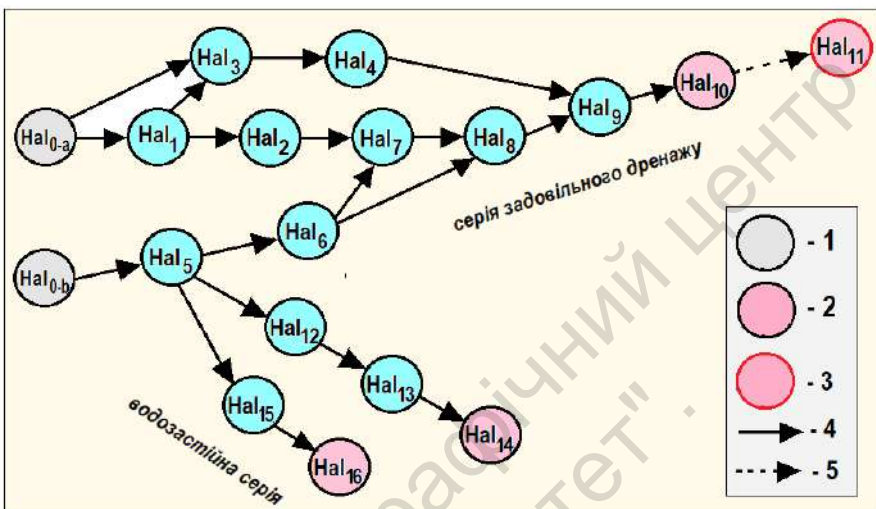


Рис. 8.15. Схема генетико-еволюційного ряду заплавного алювіального ландшафтогенезу Hal:

1 – ініціальна стадія, 2 – фінальна стадія, 3 – стадія едафічного клімаксу, 4 – напрямок еволюційних змін, 5 – малоймовірні, рідкісні еволюційні зміни. Стадії: Hal_{0-a} – піщаних пляжів без ґрунтового-рослинного покриття; Hal_{0-b} – прибережно-водних екотопів із заростями гелофітів; Hal₁ – піонерної низькорослої земноводної трав'яної рослинності на алювіальних дернових примітивних ґрунтах; Hal₂ – монодомінантних заростей мітлиці виноградникової, костриці борознистої та ін. мезогірофітів на алювіальних дернових примітивних ґрунтах; Hal₃ – галерейних лісів з верби гостролистої; Hal₄ – заплавних розріджених вербняків; Hal₅ – осокових заростей; Hal₆ – злаково-осокових луків на алювіальних дернових ґрунтах; Hal₇ – заплавних луків на алювіальних дернових шаруватих ґрунтах; Hal₈ – зімкнених різнотравних луків на алювіальних дернових ґрунтах; Hal₉ – розріджених вербняків на алювіальних лучних ґрунтах; Hal₁₀ – зімкнених заплавних дрібнолистих лісів на алювіальних лучних опідзолених ґрунтах; Hal₁₁ – заплавних дібров на опідзолених, близьких до зональних ґрунтах; Hal₁₂ – осокових луків з осоки здутої на алювіальних лучно-болотних ґрунтах; Hal₁₃ – заплавних болотистих луків на лучно-болотних ґрунтах; Hal₁₄ – заплавних болот; Hal₁₅ – торф'янистих луків на торф'янисто-глейових і торф'яно-глейових ґрунтах; Hal₁₆ – заплавних торф'яників

Стадію оголеного піщаного алювію Hal_{0-a} змінює стадія Hal₁ піонерної низькорослої земноводної трав'яної рослинності на алювіальних дернових примітивних ґрунтах з недиференційованим профілем і вмістом гумусу не більш як 1%. Для цієї стадії характерні такі види рослин, як руслиця перцева *Elatine hydropiper*, смикавець бурий *Cyperus fuscus*, ситник ропуховий *Juncus bufonius* та ін. "Піонерно-лучна" стадія Hal₁ змінюється стадією Hal₂ заплавних луків, часто представлених

монодомінантними заростями мітлиці виноградникової *Agrostis vinealis*, костриці борознистої *Festuca rupicola*, пирію повзучого *Eletrygia repens*. Поряд із формуванням з незадернованого алювію лучних заплав трав'яних геохор (стадії Hal₁, Hal₂), можливий розвиток на ньому вздовжберегових вербняків (стадія Hal₃) з *Salix acutifolium* і домішком інших прибережно-водних чагарникових видів (т. зв. шелужники, або галерейні ліси). Стадія галерейних лісів Hal₃ змінюється на стадію Hal₄ заплавних часто розріджених вербняків переважно з *Salix alba* з домішком інших деревних і чагарникових видів (тополі чорної *Populus nigra*, осики *P. tremula*, верби повзучої *Salix repens* та ін.)

Інша ініціальна стадія Hal_{0-b} (прибережно-водних заростей) змінюється на стадію Hal₅ осокових заростей, сформованих різними видами осок: гострої *Carex acuta*, чорної *C. nigra*, гостровидної *C. acutiformis* та інших. За умов достатнього дренажу осокові луки стадії Hal₅ змінюються на злаково-осокові луки на алювіальних дернових ґрунтах (стадія Hal₆). Як для осоково-злакової стадії Hal₆, так і різнотравно-злакової стадії Hal₂ характерне доволі високе проективне покриття травами, що сприяє закріпленню гумусу в алювіальних ґрунтах. На стадії Hal₇ в них формуються гумусовий і перехідний горизонти, сумарна потужність яких сягає 30–40 см, а вміст гумусу збільшується до 2%. Такі ґрунти класифікуються як алювіальні дернові шаруваті (Полевой определитель почв, 1981). Рослинний покрив на стадії Hal₇ являє собою заплавні луки різного видового складу – лисохвостові, повзучопирійникові та інші, що залежить від розміру річки, її географічного положення, прилеглих терасових і рівнинних луків.

З подальшим розвитком дернового процесу в ґрунтах і витісненням типово прибережно-водних видів лучними пов'язана зміна стадій Hal₆ і Hal₇ на стадію Hal₈ зімкнених різнотравних луків на алювіальних дернових ґрунтах. На початку цієї стадії потужність гумусованих горизонтів вказаних ґрунтів не перевищує 50 см (тобто ґрунти належать до короткопрофільних), а в кінці стадії їх потужність сягає 60–70 см. Трав'яний покрив на стадії Hal₈ добре сформований, утворює розвинену дернину, яка захищає ґрунт від руйнації й сприяє дерновому процесу. Цей процес приводить до трансформації на стадії Hal₉ алювіальних дернових ґрунтів в більш гумусовані та виразніше диференційовані алювіальні лучні ґрунти. На них, крім трав'яної, поширена чагарникова та деревна рослинність. Здебільшого це вербняки з *Salix alba* і *S. nigra*.

Подальший розвиток деревної рослинності приводить до формування зі стадії розріджених вербняків Hal₉ стадії Hal₁₀ більш зімкнених заплавних лісів з осоками *Populus alba* і *P. nigra*, вільхою чорною *Alnus glutinosa*,

ясенем звичайним *Fraxinus excelsior*, в'язом шорстким *Ulmus glabra* на алювіальних лучних опідзолених ґрунтах. Цієї стадії розвитку досягають геохори підвищених місцеположень заплави в умовах спокійного паводкового режиму. О. Л. Александровський (1983, 2005) вважає, що, якщо швидкість седиментації дуже тривалий час (понад 1000 років) лишається малою (не більш як 1 см за 100 років), то алювіальні лучні опідзолені ґрунти за цей тривалий проміжок часу еволюціонують у зональні ґрунти. В лісових і лісостеповій зонах вони вкриті ліською рослинністю, представленою в'язом, ясенем, вільхою. За особливо сприятливих умов на заплавах опідзолених ґрунтах суглинкового і, рідше, супіщаного складу ці заплавні ліси можуть змінитись на дубові заплавні ліси з *Quercus robur*. Дубові ліси можна розглядати як едафічний (для заплави) клімакс, якому відповідає стадія Ha_{11} заплавних дібров (див. рис. 8.15). Через те що такі умови седиментації (дуже повільна й упродовж дуже тривалого часу) складаються в доволі рідкісних випадках, то зміна стадій $Ha_{10} \rightarrow Ha_{11}$ є рідкісною, малоймовірною.

Слід зазначити, що існує думка, що рослинність заплави українських річок в їх натуральному (первинному) стані була представлена переважно заплавними лісами, тоді як природні (первинні) заплавні луки були властиві виключно притерасним частинам заплави степових і лісостепових річок із засоленими ґрунтами, на яких лісова рослинність не розвивається (Григора, Соломаха, 2005). На думку цитованих авторів, заплавні луки є синантропними й виникли на місці зведених людиною заплавних лісів, які обіймали не тільки підвищені місцеположення заплави, а усю її, крім, можливо, притерасних знижень. Сінокосіння, випасання худоби, інша людська діяльність перешкоджали заростанню заплавних луків ліською рослинністю. За відсутності цих впливів вона мала б постати на ранніх стадіях заплавної алювіальної еволюційної ряду (Григора, Соломаха, 2005).

Описана вище послідовність змін стадій від ініціальних Ha_0 до едафічно-клімаксової стадії Ha_{11} відбувається в умовах достатнього дренажу заплави. Оглеюванням ґрунтів і гідрофітизацією рослинності ці зміни не супроводжуються. В умовах слабого дренажу й водозастійного режиму еволюція заплавної геохори проходить за іншим сценарієм, який увінчується стадіями заплавної боліт і торф'яників. Територіально водозастійна серія заплавної ряду здебільшого відповідає притерасній зниженій частині заплави, а також берегам стариць, проток, озер. Цій ландшафтній смузі властиве майже повне згасання алювіальної процесу, дуже слабкий дренаж, близьке залягання ґрунтових вод (1–2 м й вище), оглеювання ґрунтів, уповільнення розкладу рослинних решток.

За таких умов стадія Hal₅ осокових заростей з *C. acuta* і *C. nigra* змінюється не на стадію Hal₆ осоково-злакових луків (як за достатнього дренажу), а на більш гідроморфну стадію Hal₁₂ осокових лук на алювіальних лучно-болотних ґрунтах. Тут домінує більш вологолюбний вид осоки – осока здута *C. rostrata*. Разом з нею зростають такі лучно- та водно-болотні види, як плавушник болотяний *Hottonia palustris*, пухирник звичайний *Utricularia vulgaris* і малий *U. minor*, рогіз широколистий *Typha latifolia* та ін.

На наступній стадії водозастійної серії осоки з травостою випадають і в ньому лишаються виключно водно-болотні види. Це – стадія Hal₁₃ заплавних болотистих луків на лучно-болотних ґрунтах. За подальшого посилення болотного процесу вона змінюється на стадію заплавного болота Hal₁₄, яка є фінальною для водозастійної болотної серії заплавного генетико-еволюційного ряду. Вона, як і стадії Hal₁₂ і Hal₁₃, формується за умов періодичного надмірного зволоження проточними водами. Натомість в умовах застійних і бідних на кисень вод на болотний процес накладається торф'янистий і стадія осокових луків Hal₅ змінюється на стадію Hal₁₅ торф'янистих луків на торф'янисто-глейових і торф'яно-глейових ґрунтах, яка згодом трансформується на іншу фінальну стадію водозастійної серії – стадію Hal₁₆ заплавних торф'яників.

Хоча ландшафти заплав відзначаються динамічністю, але еволюційні зміни їх стадій обіймають часові проміжки в сотні років. Для заплав річок центральної частини Східноєвропейської рівнини О. Л. Александровський (1983) наводить такі оцінки тривалості стадій еволюції заплавних ґрунтів: стадія алювіальних дернових ґрунтів триває 100–200 років, алювіальних лучних за доброго дренажу – 500–1000, ґрунти в заплавах, близькі до зональних, формуються тисячі років.

На еволюції ландшафтів заплав українських річок істотно позначився антропогенний чинник. Знищення лісів річкових долин призвело до збільшення частоти та підвищення рівня паводків, збільшення твердого стоку річок, що у свою чергу зумовило більш інтенсивне нагромадження річкового алювію. За таких умов "прогресивні" (від ініціальних до фінальних) зміни стадій алювіального ландшафтогенезу уповільнюються й еволюційно зрілих стадій не досягають. Натомість частота зміни напрямку ландшафтогенезу з прогресивного на регресивний зростає. Зарегулювання річок, штучна стабілізація русел істотно позначились на зменшенні їх горизонтальних переміщень. Як наслідок – посилились водозастійні процеси у заплавних ландшафтах і зросли площі болотних геохор. Спорудження водосховищ на великих річках, а ставків на малих зменшило площу заплавних ландшафтів, а їх інтенсивне використання в

рекреаційних цілях, для випасання худоби, під міську та промислову забудову перетворило природні заплави з багатим біорізноманіттям в антропозовані геохори, нерідко позбавлених рослинного покриву. З питанням антропогенної деградації заплавних ландшафтів України можна ознайомитись за монографією Г. І. Денисика (1998).

8.5.2. Літорально-плавневий ряд

За широкого тлумачення, плавні – це ділянки заплави і дельти річок, які затоплені постійно або тривалий час і вкриті заростями прибережно-водних рослин – видами рогозів, тростини, очерету, а також вологолюбними видами трав, чагарників і дерев. Такі ділянки можуть бути поширеними вздовж усього русла річки, навіть біля її витоків. У ландшафтно-еволюційному розумінні вони являють собою геохори, що перебувають на ініціальній Hal_0-b і початкових стадіях Hal_5 Hal_{12} , Hal_{13} заплавного алювіального ряду й являють собою стадії розвитку річкової заплави (див. підрозд. 8.5.2).

Від вузьких смуг плавнів у заплавах річок істотно відрізняються розлогі арени плавнів в їх гирлових областях і дельтах. Відмінність стосується не лише їх розмірів і положення в річковій долині, а насамперед участі морських або лиманно-морських вод у формуванні та динаміці плавнів літоралей. У вузькому розумінні під плавнями мають на увазі саме пригирлові прибережно-водні комплекси дельт великих річок. У цій книзі для них вживаються терміни "літорально-плавневі ландшафти" та "літорально-плавневий ландшафтогенез".

Територіально літорально-плавневий ландшафт відповідає гирловій частині ріки, де відбувається взаємодія річки та моря. Вона полягає у двоспрямованості речовинно-енергетичних потоків, трансформації річкового режиму в морський, виникненні за рахунок нагромадження осадів специфічних надводних і підводних форм рельєфу, утворенні унікальних ґрунтово-рослинних утворень (зокрема, сплавин), надзвичайно високому біорізноманіттю та біопродуктивності, ендемізмі та реліктовості за одночасно високих темпах видоутворення (Дельти..., 1979; Дубина, Шеляг-Сосонко, 1989). Жоден із цих процесів і рис позагирловим областям заплави невластивий, і це дає підстави розглядати літорально-плавневий тип ландшафтогенезу окремо від заплавного алювіального.

На сьогодні на території України літорально-плавневі ландшафти поширені в гирлових частинах Дунаю, Дністра, Південного Бугу, Інгулу, Дніпра. Меншого розміру літоральні плавні розташовані в озерах і

лиманах Чорного моря (Сасик, Катлабух, Китай та ін. озера, Будацький, Куяльницький, Хаджибейський, Тилігульський та ін. лимани), а також річок, що впадають в Азовське море і Сиваш (Утлюк, Молочна та ін.). Внаслідок трансгресій Сарматського, Меотичного, Понтичного морів, епейрогенічних рухів, материкових зледенінь, зміщення русла Дніпра в західному напрямку та інших причин літорально-плавневі ландшафти в окремі періоди неогену та плейстоцену займали в Причорномор'ї набагато більші площі.

Загалом як тип ландшафту літорально-плавневі ландшафти є утвореннями давніми. Постання північно-причорноморського варіанта цього типу ландшафту слід, вірогідно, віднести до початку міоцену. Але особливість еволюції цих ландшафтів полягає у циклічності розвитку. Чергування морських трансгресій і регресій призводять до періодичного зникнення ареалів літоральних плавнів та їх відновлення або на тому самому місцеположенні (на місці праплавневих ландшафтів), або в новому (як у випадку плавнів Дніпра). Отже, кожна сучасна плавнева геохора є молодим утворенням (ноюю реалізацією давнього типу ландшафтогенезу). Наприклад, плавнева ділянка у пониззі Килійського гирла Дунаю площею близько 20 тис. га, утворилась в останні 300 років, хоча ландшафти плавневого типу існували в районі дельти Дунаю з початку середнього плейстоцену (Дубина, Шеляг-Сосонко, 1989).

Циклічність літорально-плавневого ландшафтогенезу має своєрідний характер. Загалом більш сприятливі умови для нього складаються під час морських регресій і посиленні ерозійної діяльності в межах річкових басейнів. Це зумовлює збільшення твердого стоку в річці та його акумуляції у дельті. Завдяки цьому її площа зростає. Цю закономірність ілюструє рис. 8.16.

Зростання площі дельти, що на прикладі р. Дунай ілюструє рис. 8.16, не означає автоматичного зростання ареалу плавнів. Він дійсно збільшується за рахунок новоутворених наземних геохор, озер і проток між ними. Разом із цим до верхньої за течією річки частини плавнів морські води вже не надходять і динаміка та еволюція їх геохор починають контролюватись алювіальним заплавним, а не літорально-плавневим, ландшафтогенезом. У цій частині дельти літорально-плавневі геохори поступово втрачають свої характерні риси й еволюціонують у заплавні та терасові. Отже, зростання площі річкових дельт за морських регресій та стабільного положення берегової лінії, не обов'язково супроводжується збільшенням площі їх літорально-плавневих ландшафтів. Змінюється їх місцеположення – літоральні плавні зміщуються в бік моря й за рахунок нього.

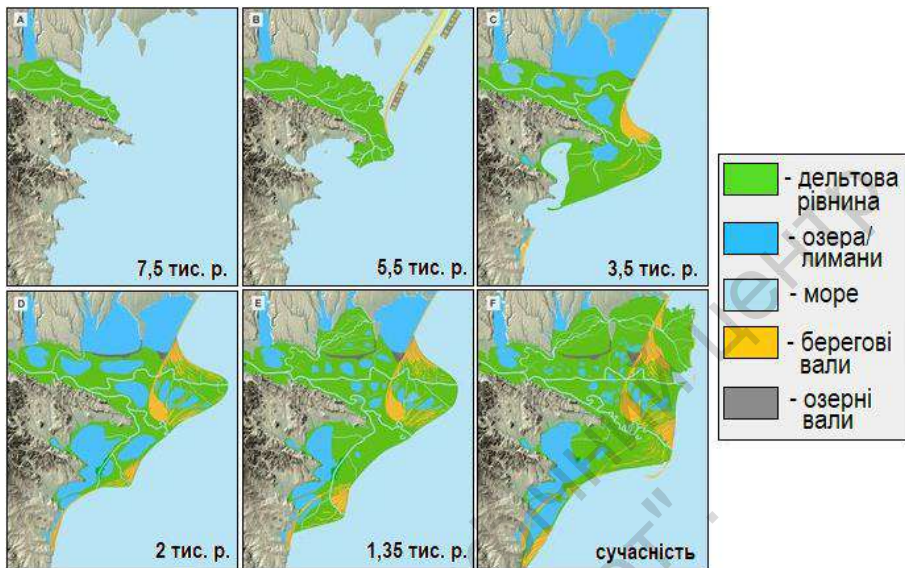


Рис. 8.16. Послідовні стадії еволюції дельти Дунаю (за *Vespremeanu-Stroe e.a., 2017*)

За морських трансгресій існуючі дельти та гирлові частини річок разом з їхніми плавнями затоплюються, проте арена прояву літорально-плавневого ландшафтогенезу може не зменшувати свою площу. Завдяки підпруженню річкових вод морськими вона зміщується вгору за течією річки, заплава та перші надзаплавні тераси якої починають контролюватись не алювіальним (заплави) та рівнинно-лучно-болотним ландшафтогенезом (тераси), а літорально-плавневим. Літоральні плавні, отже, не втрачають свою площу внаслідок затоплення, а змінюють своє положення, зміщуючись вгору по річковій долині.

Отже, циклічність літорально-плавневого ландшафтогенезу стосується насамперед територіальних зміщень його арен, а не сутності. Вона полягає у трансформації за участю річкових і морських вод аквальних комплексів спершу в земноводні, а потім – у наземні. У найзагальнішому вигляді ряд літорально-плавневого ландшафтогенезу має вигляд: аквальні екосистеми з надводною рослинністю – узбережно-водні – болотні – лучно-болотні – лучні – лучно-степові або плавневі лісові геохори.

При цьому швидкість та глибина цих перетворень неоднакова в різних типах геохор літорально-плавневого ландшафту. Геохори приморських грив, прируслових гряд, смуг літоралей, водойми та водотоки зазнають інтенсивних змін, аж до їх періодичного зникнення та появи. Натомість у додатних морфохорах (гривах і грядах заплави, терасах), а також у заболочених улоговинах дельти, що ізольовані грядами від впливу моря та

водотоків, еволюційні зміни проходять повільніше. Через це вказані геохори являють собою рефугіями рідкісних флороценотичних комплексів, що сформувались ще на початку плейстоцену (Дубина, Шеляг-Сосонко, 1989).

Схему генетико-еволюційного ряду літорально-плавневого ландшафто-генезу наведено на рис. 8.17.

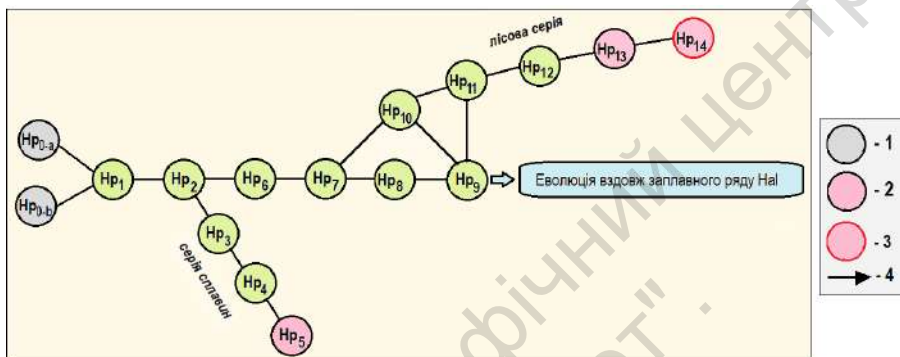


Рис. 8.17. Схема генетико-еволюційного ряду літорально-плавневого ландшафтогенезу Нр:

1 – ініціальна стадія, 2 – фінальна стадія, 3 – стадія едафічного клімаксу, 4 – напрям еволюційних змін. Стадії: Нр_{0-а} – мезо- та евтрофних водойм з макрофітною рослинністю; Нр_{0-б} – проточних водойм з макрофітами; Нр₁ – прибережно-водних заростей куги озерної; Нр₂ – заростей рогозово-очеретяних і інших високих гелофітів; Нр₃ – сплавин рогозово-очеретяних; Нр₄ – сплавин різнотравних; Нр₅ – сплавин мулисто-торф'яних; Нр₆ – очеретяно-болотна; Нр₇ – різнотравно-очеретяно-болотна; Нр₈ – лучно-болотна; Нр₉ – різнотравно-злакових на лучних ґрунтах; Нр₁₀ – очеретяно-верболозних заростей на лучно-болотних ґрунтах; Нр₁₁ – верболозних лісів (*Salix alba*) на лучно-болотних ґрунтах, Нр₁₂ – вербово-осококових лісів на лучних і лучно-болотних ґрунтах; Нр₁₃ – в'язово-осококових лісів на дернових і лучних слабкоопідзолених ґрунтах; Нр₁₄ – дубових лісів на лучних опідзолених ґрунтах

Ініціальними для літорально-плавневого ряду є аквальні стадії – Нр_{0-а} мезо- та евтрофних прісних або слабкосолонуватих водойм з макрофітною рослинністю і Нр_{0-б} – проточних водойм з макрофітами. Заростання обох цих водних тіл починається з освоєння підводного субстрату кугою озерною *Scirpus lacustris* і формуванням прибережно-водних геохор із заростями цієї рослини (стадія Нр₁). На стадії Нр₂ до куги приєднуються інші високі гелофіти: рогіз вузьколистий *Typha angustifolia*, очерет звичайний *Phragmites australis*, ситняг однолусковий *Eleocharis uniglumis*. Саме на цій стадії утворюються характерні просторові елементи літоральних плавнів – сплавини. Вони являють собою псевдоострівці, що вільно плавають поверхнею водойм і утворені тісно спленими кореневищами рогозу та очерету, а також відмерлих стебелів цих та інших рослин. На стадії Нр₄ розвитку сплавини на ній оселяються інші рослини:

шоломниця звичайна *Scutellaria galericulata*, гірчак перцевий *Polygonum hydropiper*, м'ята водяна *Mentha aquatica* та інші. З нагромадженням на сплавині рослинних решток та їх розкладання утворюється мулистоторф'яний субстрат. Його поява знаменує наступну стадію Н₅ розвитку сплавини, на якій рослинний покрив збагачується новими видами, серед яких осока гостровидна *Carex acutiformis* і несправжньосмикавцева *C. pseudocyperus*, жовтець язиколістий *Ranungulus lingua*, щавель прибережний *Rumex hydrolapathum* та ін. Видове багатство сплавин на цій стадії їх розвитку стає значним. Так, Д. В. Дубина і Ю. Р. Шеляг-Сосонко (1989) встановили на сплавинах Дунаю 66 видів судинних рослин, Дністра – 88, Південного Бугу – 24, Дніпра – 81 вид.

Очеретяно-рогозові зарості стадії Н₂ з розвитком під ними ґрунтів дернового типу трансформуються на стадії Н₆ в очеретяні болота, що затоплюються невисоким шаром води. На стадії Н₇ – вони трансформуються в різнотравно-очеретяні болота, в яких зростають вологолюбні види осоки (*Carex riparia*, *C. vesicaria*, *C. acuta*) та болотного крупнотрав'я (Ткаченко, Костылев, 1985). Ці болота змінюються на наступну лучно-болотну стадію Н₈. Для неї характерна участь злаків у заболочених луках. Подальше послаблення гідроморфізму ґрунтів і рослинності приводить до зміни лучно-болотної стадії Н₈ на лучну стадію Н₉ різнотравно-злакових луків зі значною участю осоки на лучних, часто солонцюватих ґрунтах. Починаючи з цієї стадії, еволюція літорально-плавневих ландшафтів проходить уздовж заплавного алювіального генетико-еволюційного ряду (див. рис. 8.15).

Характерною складовою літорально-плавневого ландшафту є лісові геохори. За численними історичними та палеогеографічними даними, ліси вкривали розлогі простори в гирлових областях великих українських річок (Артюшенко, 1970; Безусько та ін., 2011; Кременецький, 1991 та ін.). За висхідного відтинку літорально-плавневого ландшафтогенезу плавневі ліси починають формуватися зі стадії Н₉ різнотравно-очеретяних болот. Зі вселенням на них верби гостролистої *Salix acutifolia* та її інших чагарникових видів починається лісова серія літорально-плавневого ряду. Його першою стадією Н₁₀ можна вважати очеретяно-верболізні зарості на лучно-болотних ґрунтах.

Слід, однак, зазначити, що літорально-плавневий ландшафт являє собою полігенетичне утворення. Його становлення пов'язане не тільки з еволюцією геохор уздовж літорально-плавневого генетико-еволюційного ряду, але й уздовж інших рядів – заплавного, галоморфного і марітимного. Більшість геохор цього ландшафту сформовані літорально-плавневим ландшафтогенезом, але в його складі є й геохори, виникнення та розвиток

яких визначався ландшафтогенезом іншого типу. Серед цих геохор – вздовжруслові ("галерейні") ліси з вербою та осоком на прируслових валах та заплавні розріджені вербняки на алювіальних дернових ґрунтах. Ці геохори – результат заплавного алювіального ландшафтогенезу й являють стадії його ряду Ha_3 і Ha_4 (див. підрозд. 8.5.2 і рис. 8.15). Натомість плавневими вважатимемо ліси перезволожених, часто заливних річковими чи морськими водами ділянок з болотними, лучно-болотними та лучними ґрунтами. На перших стадіях свого розвитку в таких лісах деревні та чагарникові види (насамперед верба гостролиста) виступають разом з високими гелофітами й фізіономічно дещо нагадують мангрові ліси.

Очеретяно-верболозна стадія Hr_{10} є нестійкою з огляду на те, що за збільшення участі геліофітів (очерету та рогузу) у змішаних гелофітно-чагарникових заростях верба має труднощі свого природного відновлення й випадає, а деревна рослинність за цих умов її не замінює. Найменше посилення гідроморфності, зокрема заплавного режиму в плавнях, перериває їх лісову серію вже на стадії Hr_{10} й спрямовує еволюцію вздовж лучно-болотної серії (див. рис. 8.17). Якщо ж верба гостролиста витримує конкуренцію з очеретом і рогузом, то це створює умови для переходу чагарникових заростей до наступної лісової стадії Hr_{11} верболозних лісів (з вербою білою *Salix alba*) на лучно-болотних ґрунтах. У цих лісах також рясно зростає очерет, і його розростання може "відкинути" еволюцію плавнів з її лісової серії на лучно-болотну. Якщо участь очерету зменшується, а лучно-болотного крупнотрав'я та верби збільшуються, то протягом стадії Hr_{11} відбувається нагромадження мулу та піщаних фракцій на поверхні плавнів, що створює умови для заселення інших видів дерев – передусім осокора (тополі чорної *Polulus nigra*), а також в'яза гладкого *Ulmus laevis*.

На стадії Hr_{12} вербово-осокових лісів на лучних і лучно-болотних ґрунтах відбувається поступове заміщення верби білої та її інших видів осокором і в'язом, в невеликій кількості з'являються ясен і вільха. Як наслідок розвитку лісової рослинності на стадії Hr_{12} лучні і дернові ґрунти плавнів зазнають опідзолювання, що врешті приводить до формування на стадії Hr_{13} осокорових і в'язових лісів на дернових і лучних слабкоопідзолених ґрунтах. Стадію Hr_{13} слід вважати фінальною для літорально-плавневого генетико-еволюційного ряду. Для більшості плавнів, зокрема й Дунайських, саме на ній завершується еволюція та успіх рослинності й лише в рідкісних випадках (зокрема, в плавнях Дніпра) осокорово-в'язові ліси змінюються на в'язово-дубові, ясеневодубові і дубові (Ткаченко, Костылев, 1985). Стадію Hr_{14} дубових лісів на лучних опідзолених ґрунтах можна розглядати як едафічний клімакс для

літорально-плавневого ландшафтів. У плавнях гирл і дельт українських річок умови його настання складаються зрідка й тому клімаксові діброви поширені тут дуже мало.

У зв'язку із зарегулюванням стоку Дунаю, Дністра, Південного Бугу, Дніпра, а також водозабором з цих річок на господарські потреби літорально-плавневий ландшафтогенез відхилився від свого "природного ходу". Зниження річкового стоку спричинило зменшення живлення плавневих геохор річковими водами й зростання ролі морських вод в їх розвитку. Внаслідок цього в плавневих ландшафтах посилюється галоморфний ландшафтогенез, що призвело до зростання площі геохор із засоленими ґрунтами. Зменшення обводнення та паводкового режиму в пригірлових ділянках заплав призвело до деградації й зменшення площі аквальних екосистем (озер, стариць, проток), прибережно-водних геохор з очеретово-рогозовими заростями та ксеризації інших геохор плавнів. Різко зменшилась й площа плавневих лісів. Ці та інші зміни літорально-плавневих ландшафтів викликають особливе занепокоєння з огляду на їх надзвичайно важливе значення для збереження біорізноманіття.

8.5.3. Рівнинні лучно-болотні ряди

Рівнинний лучно-болотний ряд описує еволюцію гідроморфних ландшафтів, які додатково до атмосферного зволоження отримують виключно за рахунок підвищеного рівня залягання немінералізованих ґрунтових вод. Тобто такі ландшафти не отримують зволоження за рахунок паводкових вод (заплав), нагінних морських вод (літоралі, в тому числі їх плавні), акумуляції вод підґрунтового та поверхневого стоку (мочари на схилах). Абсолютна більшість геохор з таким типом зволоження мають рівнинне місцеположення. Вони розташовані на рівнинах різного висотного рівня, але найчастіше – низинах і на надзаплавних терасах. Близьке до поверхні залягання ґрунтових вод на цих поверхнях зумовлене або їх невисоким гіпсометричним рівнем (наприклад, Полісся, Закарпатська низовина), або малою потужністю верхнього ґрунотворного водопроникного шару порід, під яким залягають водотривкі породи (поверхнево-оглеєні ґрунти Передкарпаття), або невисокими відносними перевищеннями поверхонь річкових терас над місцевим базисом ерозії.

На рівнинній частині території України ландшафти, гідроморфність яких зумовлена близьким заляганням немінералізованих ґрунтових вод, поширені головню у Поліській та Закарпатській низовинах. У цих регіонах гідроморфні геохори домінують за площею. В зонах широколистих лісів та лісостепу такі геохори на рівнинах зустрічаються спорадично. Вони тут

розвинені переважно на терасах річок, причому на лівобережній частині території України терасових гідроморфних геохор значно більше, ніж на правобережній частині. В зоні степу через засоленість ґрунтових вод набули поширення не гідроморфні, а галогідроморфні ландшафти.

У кінці плейстоцену й на початку голоцену рівнинні гідроморфні ландшафти обіймали на території України значно більші площі. Гідроморфізм тою чи іншою мірою пережили всі її ландшафти із сучасними ксеротичними чорноземно-степовими ландшафтами Причорномор'я включно. Однак уявити всю голоценову еволюцію рівнин і терас України як їх послідовне вивільнення з-під надмірної зволоженості, поступове позбавлення ознак палеогідроморфності й зміну еволюційних стадій у напрямку від більш до менш гідроморфних було б надто грубим спрощенням складного перебігу рівнинного гідроморфного ландшафтогенезу в голоцені.

На рівнинах і надзаплавних терасах України гідроморфний ландшафтогенез, який у підсумку привів до їх сучасного стану, збігся у часі з початком танення останнього материкового льодовика (валдайського = віслянського) та деградації шару багаторічної мерзлоти. Це сталося в кінці плейстоцену – на початку голоцену. На той момент гідроморфізм польодовикових рівнин визначався двома джерелами зволоження: талими водами льодовика та водами від танення льоду шару багаторічної мерзлоти. Вплив на рівнинні ландшафти цих двох типів вод був різним як за своїм змістом, так і територіальною локалізацією.

Талі води льодовика виповнювали карстові улоговини та інші замкнені знижені форми земної поверхні, заплави та долини стоку льодовикових вод. Тут з початку голоцену почали формуватися болотні ландшафти, а також озера, частина з яких пізніше обмілила й перетворились на болота. Саме такий шлях, наприклад, пройшло формування унікального за своїм палеогеографічним значенням Кардашинського болота – від старичного озера на надзаплавній терасі Дніпра до найбільшого (понад 2 тис. га) торфового болота степової зони України (Кременецкий, 1991; Безусько, Безусько, 2000)

На відміну від концентрації вод льодовика в локальних депресіях, танення льоду в ґрунтах і підґрунті при деградації багаторічної мерзлоти охопило значно більші площі польодовикових перигляціальних вододільних рівнин і терас. Танення льоду спричинило значне обводнення педо- та літогеогоризонтів рівнинних геохор, що визначило процеси ґрунтоутворення. У посткріогенну фазу воно було гідроморфним з формуванням дернових, а пізніше – лучних оглеєних ґрунтів. Цей процес охопив розлогі простори перигляціальних рівнин України. Поширення у ранньому голоцені

соснових, березових, вільхових лісів – наслідок не тільки бідності ранньоголоценових едафотопів, але й їхнього гідроморфізму.

Отже, вже від самого початку голоценовий рівнинний гідроморфний ландшафтогенез мав два напрямки розвитку: 1 – утворення та розвиток боліт у зниженнях рельєфу і 2 – зміни ступеня та форм прояву оглеювання та злучіння ґрунтів на рівнинах і терасах. Хоча в голоцені між цими напрямками були переходи (від болотних стадій ландшафтогенезу до лучних і навпаки), але кожен з них відзначався своєрідністю й певною самостійністю.

Важлива особливість еволюції боліт у голоцені полягала в її односпрямованості. Попри те, що швидкість нагромадження торфу в болотах протягом голоцену була неоднаковою, процес формування болота не припинявся. Досягши стадії зрілості, болота залишались болотами навіть у найбільш ксеротичні фази голоцену. Лише осушувальні меліорації 1960-80-х років у Поліссі частково змінили ситуацію в цьому регіоні³⁰.

Натомість еволюція гідроморфних ландшафтів на рівнинах і терасах відбувалась у голоцені по-іншому, ніж в їхніх депресіях. До середини атлантичного часу вона загалом полягала у послідовному позбавленні ландшафтами гідроморфності, набутої при таненні багаторічної мерзлоти. У післяатлантичний час ця еволюція набула поступально-зворотного характеру, коли фази гідроморфізації ландшафтів чергувались із фазами їх ксерморфізації. Коливальний режим гідроморфізації-ксерморфізації в постатлантичній еволюції ландшафтів України відображений у схемі етапності голоценового ландшафтогенезу (див. підрозд. 7.2.4).

Двом вказаним напрямкам сучасного гідроморфного ландшафтогенезу рівнин України відповідають два генетико-еволюційні ряди: болотний депресій рівнинних поверхонь і лучний плоских поверхонь рівнин і річкових терас.

***Болотний ряд депресій
рівнинних поверхонь***

У сучасному ландшафтному покриві рівнинної частини території України позаплавні болота поширені в багатьох її регіонах. Найбільше – у Волинському, Житомирському, Чернігівському Поліссі, де окремі болота займають площу у понад декілька тисяч гектарів. Вони сформувались у

³⁰ Наймасштабніші осушувальні меліорації в Україні, переважно у Поліссі, були проведені впродовж 1964–1986-х років й охопили близько 80 % площі всіх гідроморфних ландшафтів України. Площа осушених земель на той час сягнула 3 млн га.

депресіях рівнинних поверхонь різного генезису (гляціальних і флювіогляціальних, денудаційних, давньоалювіально-терасових та ін.). Самі ж депресії, що в голоцені стали аренами болотоутворення, були створені льодовиковими, карстовими, суфозійними, дефляційними та іншими екзогенними процесами.

Найбільш давні болота на рівнинній території України почали формуватися при таненні валдайського (= вісянського) льодовика. Однак віднести час появи ініціальних стадій болотної серії гідроморфного ландшафтогенезу лише до початку голоцену було б помилкою. В різних регіонах Східноєвропейської рівнини і в різних типах місцеположень виникнення боліт сталося у неоднаковий час.

Для ландшафтів Середньоруської височини це питання висвітлюється у статті (Волкова и др., 2020). На основі даних радіовуглецевого датування придонних покладів торфу 40 боліт цього регіону авторки доходять висновку, що найбільш давніми є болота на похилих поверхнях вододільних рівнин західних відрогів Середньоруської височини, які виникли у пребореальній і бореальній час голоцену. Проте найбільше боліт на цій височині утворилось в атлантичний час. У субатлантиці болота виникали лише в карстово-суфозійних зниженнях вододільних рівнин.

Часова затримка (інерційність) утворення болота внаслідок акумуляції стоку талих льодовикових вод у локальних депресіях рельєфу пояснюється озерною стадією багатьох сучасних боліт. Спершу в цих зниженнях утворювались озера, а з них, при їх заростанні, почали формуватися болотні геохори. Тривалість ініціальної озерної стадії болотної серії лучно-болотного генетико-еволюційного ряду була в голоцені в різних гідрогеологічних умовах неоднаковою й могла тривати аж до його субатлантичного періоду. Врешті, багато польодовикових озер існують на території України й нині, причому ознак їх переродження на болота не простежується.

Отже, важлива особливість болотного ландшафтогенезу на рівнинній частині території України полягає в тому, що на етапі голоценової історії ландшафтів він розпочався не синхронно для всіх сучасних болотних геохор, а для різних боліт це сталося у свій час. Найдавніші болота виникли у пребореалі, наймолодші – у субатлантиці.

Попри різний вік позазаплавних боліт рівнинної України, послідовність їх формування, тобто ряд еволюційних стадій у розвитку болотних ландшафтів, є загалом подібною. Ці стадії описані в численній літературі. У цій книзі ми спираємось на схему розвитку боліт, розроблену для території України І. М. Григорою (Григора та ін., 2005). У його схемі виділено п'ять загальних стадій розвитку боліт: латентна,

геобіогенна, ювенільна з двома фазами, матуративна з п'ятьма фазами, деструктивна. Однак залежно від форми рельєфу та його субстрату, де в голоцені розпочався лучно-болотний ландшафтогенез, зміст цих загальних стадій був неоднаковим. За особливостями еволюції болотних геохор можна простежити два її варіанти: заторфовування озер і заболочування депресій суходолу (рис. 8.18).

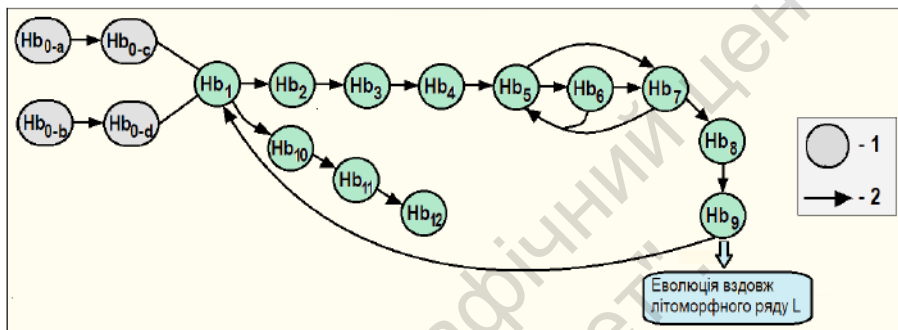


Рис. 8.18. Схема болотного генетико-еволюційного ряду депресій рівнинних поверхонь Hb:

1 – ініціальна стадія, 2 – напрямок еволюційних змін. Стадії: Hb_{0-a} – польодовикового озера; Hb_{0-b} – польодовикової суходільної депресії; Hb_{0-c} – озерно-сапропелева; Hb_{0-d} – мілководдя водозастійного режиму; Hb₁ – гідрофітно-високотравна торф'янисто-глейова; Hb₂ – осоково-очеретяна торф'янисто-глейова; Hb₃ – ювенільно-лісова торф'янисто-глейова; Hb₄ – лісова торф'яно-глейова; Hb₅ – евтрофна продуктивних дрібнолистих лісів; Hb₆ – мезотрофна соснових та сосново-дрібнолистих сфагнових лісів; Hb₇ – оліготрофна низькопродуктивних сфагнових сосняків; Hb₈ – деструктивна (деградації боліт); Hb₉ – оголеного мінерального субстрату; Hb₁₀ – осоково-болотнорізотравна та осоково-сфагнова торф'янисто-глейова; Hb₁₁ – лучно-болотна різотравно-злакова; Hb₁₂ – вологих луків на лучних оглеєних ґрунтах

Ініціальною (латентною за І. М. Григорою) стадією Hb_{0-a} для озерного варіанта лучно-болотного ландшафтогенезу є польодовикове озеро, а для його суходільно-депресивного варіанта такою є стадія Hb_{0-b} польодовикових депресій рельєфу з близьким рівнем залягання ґрунтових вод (карстові улоговини, западини, долини стоку льодовикових вод, зниження між дюнами тощо).

Лучно-болотний ландшафтогенез, який бере початок від озерної ініціальної стадії Hb_{0-a}, вимагає заселення озерної улоговини біотою. Її відмирання й опадання залишків рослин, тварин (зокрема, планктону) на дно озер приводить на стадії Hb_{0-c} до утворення сапропелю. В окремих озерах Українського Полісся його потужність перевищує 10 м. За І. М. Григорою (2005), ініціальна сапропелева стадія Hb_{0-c} класифікується як геобіогенна.

Аналогом геобіогенної озерно-сапропелевої стадії Hb_{0-c} для суходільно-депресивного варіанта болотного ландшафтогенезу можна вважати стадію Hb_{0-d} заповнення знижень рельєфу продуктами вивітрювання мергельно-крейдових, кристалічних та інших порід. Їх дрібні фракції утворювали водотривкий шар, який сприяв затримці поверхневих вод у цих зниженнях з формуванням тут мілких водойм водозастійного режиму. На їх дні також міг нагромаджуватись сапропель, але значно меншої потужності, ніж на стадії Hb_{0-c} . Через це літологічні особливості депресій рельєфу – майбутніх арен болотоутворення істотно впливали на його подальший хід³¹.

Утворення власне боліт пов'язане з нагромадженням в озерах і зниженнях торфу. На першій стадії цього процесу (за І. М. Григорою – проювенільній) утворювані дернові ґрунти зазнають прогресивного оглеювання. Разом з перезволоженням воно сильно уповільнює розклад рослинних решток, що й приводить до їх консервації та нагромадження у вигляді торфу. На стадії Hb_1 його потужність не перевищує 40–50 см, він має здебільшого очеретяний склад. Ґрунти на цій стадії торф'янисто-глейові, рослинні угруповання – трав'яні, складені високотравними гігрофітними видами. На стадії Hb_2 за дещо меншого зволоження в трав'яному покриві з'являються осоки. Ця стадія може змінитися на ювенільно-лісову стадію Hb_3 . Для неї характерні торф'янисто-глейові ґрунти з вираженою текстурною диференціацією, в яких ілювіальний горизонт сильно оглеєний. При цьому потужність шару торфу на стадії Hb_3 не перевищує 40–50 см й живі корені деревних порід лишаються пов'язаними з мінеральним ґрунтом, звідки отримують в достатній кількості поживні елементи. За схемою І. М. Григори, така стадія розвитку лісових боліт вважається проювенільною. На ній стає можливим існування заболочених лісів. Коли за подальшого нагромадження торфу його шар зростає настільки, що основні скелетні корені дерев (сосни, берези, вільхи, осоки та ін.) втрачають зв'язок з мінеральним дном, а ґрунти діагностуються як торф'яно-глейові, болотний ландшафтогенез переходить до наступної лісової стадії Hb_4 з торф'яно-глейовими ґрунтами.

Напрямок подальшого розвитку лісових боліт контролюється рівнем їх зволоження та зв'язком їх кореневмісного шару з багатим на мінеральне живлення шаром сапропелю. З урахуванням цих чинників можна виділити

³¹ З цієї причини в Україні торф'яні ґрунти прийнято поділяти на літогенетичні групи: 1 – на пісках, 2 – на супісках, 3 – на суглинках і глинах, 4 – на лучних мергелях та інших карбонатних породах, 5 – на сапропелях.

три основні стадії розвитку лісоболотних геохор: евтрофну, мезо- та оліготрофну. І. М. Григора виділяє ще й проміжні між ними (Григора та ін., 2005). Евтрофна стадія Hb₅ відзначається багатим водно-мінеральним живленням і розвитком вільхових, березових, осикових лісів високої продуктивності й багатим видовим різноманіттям. За наростання потужності торфу й зменшення рівня зволоженості болотні геохори можуть перейти до мезотрофної стадії Hb₆. Їй властиве змішане атмосферно-ґрунтове живлення, поява, а згодом і домінування сосни у лісових фітоценозах, де сфагнові мохи відіграють важливу роль у наземному покриві. З досягненням болотними геохорами оліготрофної стадії Hb₇ водно-мінеральне живлення значно погіршується, видовий склад і продуктивність лісових боліт зменшуються й вони представлені переважно сфагновими сосняками. Як і у випадку літорально-плавневого ряду Hр, спрямованість лучно-болотного ландшафтогенезу на відтинку стадій Hb₅ – Hb₇ могла мати двосторонній характер, що й відображено на рис. 8.18.

На оліготрофній стадії Hb₇ вже простежуються процеси деградації боліт. Вони, однак, торкаються головно продуктивності та біорізноманіття рослинності. У разі перевищення темпів денудації та мінералізації торфу над його акумуляцією починається деградація болота загалом зі зміною потужності та складу шару торфу, мікрорельєфу, значного зниження частки ґрунтового живлення тощо. Настання деструктивної стадії лісових боліт Hb₈ можуть спричинити як природні, так і антропогенні процеси. Природними причинами деградації болотних геохор можуть бути висхідні неотектонічні рухи, зниження глибини залягання рівня ґрунтових вод, глибинна ерозія, природні пожежі на торф'яниках тощо. Серед антропогенних причин деградації боліт – торфорозробки, осушувальні меліорації, підтоплення, зняття шару торфу для будівництва та ін. Кінцевою стадією антропогенної деградації торфовищ може бути оголений мінеральний субстрат – стадія Hb₉. Якщо рівень ґрунтових вод залягатиме близько до поверхні, то з цієї стадії ландшафтогенез може знову піти вздовж лучно-болотного ряду за схемою, наведеною на рис. 8.18. Якщо внаслідок дренажу чи природних причин ґрунтові води знизяться, то зі стадії Hb₉ ландшафтогенез піде за одним з елювіальних літогенних рядів залежно від типу субстрату, на якому був відкладений торф. Відповідні ряди (а саме, ряди Lr, Lk, Ls, Lp) були розглянуті в підрозд. 8.3.

Як видно зі схеми на рис. 8.18, від стадії Hb₂ осоково-очеретяних боліт на торф'янистих дернових ґрунтах болотний ландшафтогенез може піти в двох напрямках: формування лісових боліт (стадії Hb₃ – Hb₇), яке ми розглянули вище, і формування лучних геохор з болотних (стадії Hb₁₀ – Hb₁₂). Трансформація боліт озерних та інших депресій в лучні геохори почи-

нається з витіснення високотравних болотних рослин (*Phragmites*, *Typha* та ін.) вологолюбними видами осоки (*Carex lasiocarpa*, *C. rostrata*, *C. davaliana* та ін.) і болотного різнотрав'я (бобівник трилистий *Menyanthes trifoliata*, росичка довголиста *Drosera longifolia*, вербозілля звичайне *Lysimachia vulgaris*, смовдь болотяна *Peucedanum palustre*, пухирник малий *Utricularia minor* та ін.). Цей процес є реакцією на зменшення зволоженості болотних геохор, в результаті якого гідрофітна стадія Hb₁ змінюється на осоково-різнотравну стадію Hb₁₀. Для багатьох геохор Полісся на цій стадії характерна участь у наземному покриві мохів сфагнум (здебільшого *Sphagnum fallax*, *S. fuscum*). На наступній стадії лучно-болотного ряду Hb₁₁ ґрунти стають менш оглеєними й оторфованими, у трав'яному покриві з'являються злаки (тонконіг болотяний *Poa palustris*, щучник дернистий *Deschampia cespitosa*, мітлиця собача *Agrostis canina* та ін.). Цю стадію можна вважати лучно-болотною. За подальшого зменшення рівня зволоженості вона переходить у стадію Hb₁₂ вологих луків на лучних оглеєних ґрунтах.

**Лучний ряд плоских поверхонь
рівнин і річкових терас**

Гідроморфні геохори плоских поверхонь рівнин та річкових терас виникли в кінці плейстоцену – на початку

голоцену при деградації багаторічної мерзлоти, коли вода, утворена від танення льоду в ґрунтах і підґрунті, стала брати активну участь у ґрунтоутворенні та формуванні фітоценозів. Обводнення ґрунтів та підґрунтової товщі було в ранньому голоцені характерною рисою ландшафтів як льодовикових, так і позальодовикових лесових рівнин України. За таких умов тут формувались лучні та дрібнолистолисові геохори на сильнооглеєних дернових, згодом лучних ґрунтах. Принаймні до атлантичного етапу голоцену еволюція цих геохор проходила у напрямку позбавлення рис їх гідроморфності. У генералізованому вигляді ряд цих змін можна представити послідовністю узагальнених стадій: мокрі та вологі луки (стадія Hm₁) → оліготрофні березові, соснові ліси на дернових глейових ґрунтах (стадія Hm₂) → гідроморфні осокові, осоково-різнотравні луки, розріджені дрібнолисті ліси на лучних оглеєних ґрунтах (стадія Hm₃) → злаково-різнотравні луки на лучних слабооглеєних і неоглеєних ґрунтах (стадія Hm₄) → різнотравно-злакові луки на лучно-чорноземних ґрунтах (стадія Hm₅) → лучні степи на злучнілих чорноземах (стадія Hm₆).

У більш деталізованому вигляді подати лучний гідроморфний рівнинний генетико-еволюційний ряд навряд чи можливо. Це пояснюється тим, що лучні та лучно-болотні геохори плоских поверхонь рівнин та

річкових терас поширені в усіх ландшафтних зонах України, крім південного степу. В кожній з цих зон, на її різних рівнинах і терасах еволюція лучних геохор відзначалась своїми рисами. Узгодити їх в одній схемі надто складно, та й навряд чи доцільно. Крім "позазональності" лучних ґрунтів і біоти, на заваді їх об'єднання в один спільний генетико-еволюційний ряд стоїть високе різноманіття лучної рослинності як на рівні видів, так і угруповань. Доцільним, отже, є укладання не єдиного для всіх рівнин і терас України їх лучного генетико-еволюційного ряду, а регіональних варіантів цих рядів. Оскільки ця монографія висвітлює еволюцію ландшафтів "у розрізі" всієї рівнинної частини території України, це питання виходить за її рамки.

8.5.4. Схилувий мочаристий ряд

Мочари – це геохори локального масштабного рівня (здебільшого мікрогеохори), розташовані на ділянках схилів, де ґрунтові води залягають близько від поверхні й впливають на ґрунти та рослинність. Здебільшого мочари залягають у середніх і нижніх частинах схилів серед геохор елювіально-транзитного режиму й приурочені до місць виклинювання водотривких порід або й їх виходів на поверхню схилу. В таких геохорах ландшафтогенез іде за гідроморфним типом і може завершуватись стадією боліт. В Україні мочари поширені в лісостеповій зоні і північному степу, де під малопотужним шаром лесових суглинків залягають пліоценові глини. Особливо багато мочарів на схилах Балтської рівнини, Придністров'я, Подільської, Донецької височин.

Виникають мочари внаслідок додаткового підґрунтового зволоження схилів. Тому ініціальними стадіями їх ряду є транселювіальні схилуві ґрунти, які почали зазнавати локального підтоплення. На перших стадіях мочаристого ландшафтогенезу це підтоплення носить періодичний характер: він проходить у вологі роки за ближчого рівня залягання ґрунтових вод (здебільшого навесні), а у сухіші роки, коли цей рівень знижується до глибини понад 3 м, мочаристий процес призупиняється. Отже, ініціальна стадія гідроморфного мочаристого ландшафтогенезу Hm_0 характеризується періодичністю його перебігу, що зумовлює слабке злучіння фонових схилувих ґрунтів. Здебільшого на рівнинах України ними є чорноземи типові та звичайні, які на початку мочаристого гідроморфізму стають лучнуватими. Від чорноземів, що оточують їх, вони відрізняються більшою пухкістю та пористістю ґрунотворних лесових суглинків на глибині 3–5 м (Полевой определитель почв, 1981). Періодично перезволожені ініціальні стадії мочаристого ландшафтогенезу змінюються стадією Hm_1 постійного, але незначного

перезволення ґрунтового-рослинної товщі. Рівень ґрунтових вод постійно коливається на глибині 2–3 м, і це приводить до посилення рис злучності ґрунтів: вони стають менш структурними, грубогрудкуватого агрегатного складу, важчого гранулометричного складу, у сухі періоди року – сильно ущільненими, тріщинуватими. У природному рослинному покриві геохор на стадії Hm_1 збільшується участь видів-мезофітів.

Подальший розвиток геотопів мочарів пов'язаний із все більшим набуттям ґрунтами ознак гідроморфізму, а рослинністю – її мезо- та гідрофітізації. При цьому послідовні стадії мочаристого ландшафтогенезу формують один ряд. Для степових чорноземних ландшафтів його загальний вигляд такий: степи на злучнілих чорноземах – степи на мочаристих чорноземах – злучнілі степи на глеуватих чорноземах – луки на лучно-чорноземних ґрунтах – луки на чорноземно-лучних ґрунтах – лучно-болотні – болотні стадії (рис. 8.19).

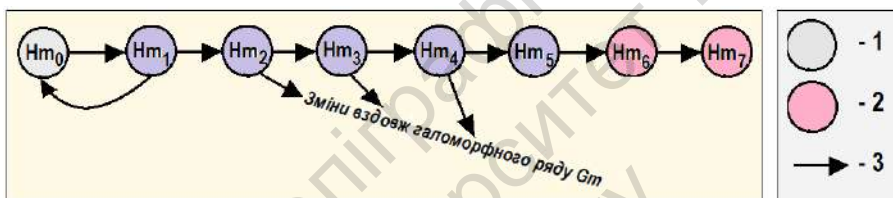


Рис. 8.19. Схема генетико-еволюційного ряду гідроморфного мочаристого ландшафтогенезу Hm :

1 – ініціальна стадія, 2 – фінальна стадія, 3 – напрямку еволюційних змін. Стадії: Hm_0 – степів на слабколучнувуватих видах фонових схиливих ґрунтів з періодичним елювіально-гідроморфним водним режимом (злучнілість проявляється в пухкості ґрунто-творних лесів); Hm_1 – степів на лучнувуватих видах фонових схиливих ґрунтів з постійним елювіально-гідроморфним водним режимом; Hm_2 – мезофітізованих степів на мочаристих видах фонових схиливих ґрунтів з постійним елювіально-гідроморфним і періодичним гідроморфним водним режимом; Hm_3 – злучнілих степів на мочаристих глеуватих видах фонових схиливих ґрунтів гідроморфного водного режиму; Hm_4 – мезоксерофітних луків на лучно-чорноземних ґрунтах; Hm_5 – мезофітних луків на чорноземно-лучних ґрунтах; Hm_6 – лучно-болотна; Hm_7 – болотна

Рисунок 8.19 вказує на те, що на стадіях Hm_0 і Hm_1 мочаристий ландшафтогенез ще може мати реверсивний напрямок. За нього ознаки підґрунтового перезволення схиливих геохор поступово зникають. Натомість при переході до стадії Hm_2 мочаристих ґрунтів їх гідрогенна трансформація набуває глибокого характеру. Починаючи з цієї стадії (власне мочарів), у ґрунтах виникає низка нових процесів, невластивих елювіальним степовим ландшафтам. До таких процесів належать глеєутворення, оторфування, виникнення загіпсованості, переущільнення ґрунтів та ін. На схиливих повернях, де виклинюються

мінералізовані ґрунтові води, формуються геохори із солонцюватими та засоленими мочаристими чорноземами. В них солонцюватість ґрунтів поєднується з оглеєністю, що є особливо несприятливим для землеробства. Але, як зазначалось у підрозд. 8.1, ці зміни належать до галоморфного ландшафтогенезу.

На стадії оглеєних мочаристих ґрунтів Hm_3 стає значною участь мезофітного та мезоксерофітного різнотрав'я, що дає підстав вважати такі степи злучніми. Ґрунти на цій стадії стають ще більш важкими із вмістом часток менш як 0,01 мм до 70%. З подальшим розвитком процесів оглеювання ґрунтів і їх перезволоження глеюваті чорноземи на стадії Hm_4 змінюються на лучно-чорноземні глеюваті й згодом глейові ґрунти. У природних умовах на них поширені мезоксерофітні луки. На стадії Hm_4 мезофітних луків на чорноземно-лучних оглеєних ґрунтах геохори набувають виразних гідроморфних рис; в них оглеєний увесь профіль, у рослинному покриві істотну роль відіграють високотравні лучні види. Лучно-болотна Hm_6 та болотна Hm_7 стадії є фінальними для мочаристого ландшафтогенезу. Силкові геохори цих стадій з типовою болотною рослинністю (рогіз *Typha*, тростина *Fragmites* та ін.) різко контрастують із ксерофітно-степовою рослинністю схилів і ще виразніше виділяються на тлі ріллі.

В умовах зрошення еволюція степових геохор уздовж ряду Hm відбувається швидко. Як свідчать ґрунтово-меліоративні обстеження зрошувальних рівнин півдня України, Молдови, Ростовської області Росії та ін. регіонів півдня Східноєвропейської рівнини, еволюційний шлях від чорноземів без жодних ознак гідроморфізму до мочарів лучно-болотних та болотних стадій зрошувані геохори проходять за кілька перших десятиків років.

8.6. Галоморфний ландшафтогенез та його генетико-еволюційні ряди

8.6.1. Особливості галоморфного ландшафтогенезу

Галоморфний ландшафтогенез можна визначити як сукупність процесів, що проходять у ландшафті під визначальним впливом надмірної кількості водорозчинних солей у його геокомпонентах. Цими солями є хлориди, сульфати і карбонати натрію, магнію, кальцію. Геокомпонентами, в яких ці солі містяться й виявляють свою активність, є ґрунти, підґрунтя й нижчі літогеогоризонти, ґрунтові води, рослинність і навіть

атмосферне повітря, яке в приморських регіонах насичене солями від їх випаровування з поверхні морів, солоних лиманів, "коркових" солончаків.

Галоморфний ландшафтогенез може мати як прогресивну, так і регресивну спрямованість. Його прогресивна спрямованість зумовлена надходженням і накопиченням водорозчинних солей у геокомпонентах ландшафту (передусім, у ґрунті й підґрунті), а регресивна – із втратою солей та зменшенням їх активності у ландшафті. Отже, поняття галоморфного ландшафтогенезу має ширший обсяг, ніж поняття засолення ландшафту й охоплює також процеси його розсолення.

До процесів галоморфного ландшафтогенезу та їх ефектів належать акумуляція солей у певних горизонтах ґрунту (його засолення); їхня міграція у профілі ландшафту; горизонтальна міграція (боковий відтік) солей у ґрунтовій товщі і підґрунті; зростання лужності ґрунту, що пов'язано з утворенням вапна; зменшення водопроникності ґрунту та підґрунтової товщі; в'язкість на набухання ґрунту у вологому стані та його ущільнення при підсиханні; фізіологічна сухість рослин (гальмування поглинання води коренями рослин внаслідок підвищення осмотичного потенціалу ґрунтового розчину в засолених ґрунтах); токсичний вплив на рослини; імпульверизація (осідання солей на поверхні ґрунту з атмосфери) тощо. Як можна помітити з наведеного переліку, до галоморфного ландшафтогенезу віднесено також процеси осолонцювання ґрунтів. Вони зумовлені наявністю обмінного натрію, магнію та калію у вбирному комплексі ґрунтів.

Арени галоморфного ландшафтогенезу

На території України галоморфний ландшафтогенез поширений переважно в трьох рівнинних регіонах: Причорноморській низовині, лівобережних терасах Сіверського Дінця в його середній течії, лівобережних терасах Дніпра та його приток (Сули, Псла, Ворксли, Орелі) в межах Лівобережно-Дніпровської лісостепової провінції. Геохори із засоленими ґрунтами та галофільною рослинністю зустрічаються також на Донецькій височині, де приурочені до виходів солевмісних порід. В Українських Карпатах галоморфний ландшафтогенез проходить у геохорах міжгірних улоговин, де поширені солянокупольні структури (наприклад, Солотвинська діапірова структура).

У прояві галоморфного ландшафтогенезу на рівнинній частині території України простежується зональність (Білик, 1963; Ґрунтознавство..., 2005; Новикова, 2009). У зоні лісостепу галоморфізму зазнають лише ландшафти надзаплавних терас з лучними, лучно-чорноземними та деякими іншими гідроморфними ґрунтами. У їхніх верхніх горизонтах накопичується не більш як 0,5–0,6 % солей, переважно карбонатів і гідрокарбонатів натрію.

У північностеповій підзоні засолення зазнають геохори западин і долин річок, тоді як плакорні рівнини з чорноземами звичайними цим процесом не охоплюються. Вміст солей у солончаках і солончакуватих ґрунтах цих геохор підвищується до 1%. Крім карбонатів, у їхньому складі з'являються сульфати, а тип засолення ґрунтів стає сульфатно-содовим. У підзоні середнього степу тип засолення змінюється на содово-сульфатне й воно охоплює не тільки подово-западинні геохори, але й плакорні рівнини з чорноземами південними. У солончаках подів цієї підзони може накопичуватись до 1,5–2,0% солей, але галоморфність елювіальних рівнинних геохор проявляється лише в солонцюватості ґрунтів. У ґрунтах південностепової підзони вміст солей сягає 2,0–3,0%, тип засолення змінюється на хлоридно-сульфатне, а в каштанових ґрунтах узбережжя Сиваша він стає сульфатно-хлоридним.

У Рівнинному Криму зональність галоморфного ландшафтогенезу набуває інверсійного характеру й посилення засоленості ландшафтів відбувається не у південному, а в північному напрямку. Від передгір'їв і прилеглих до них височин у бік Сиваша рівень і ступінь мінералізації ґрунтових вод підвищуються, гідрокарбонатний тип засолення послідовно змінюється на сульфатний, хлоридно-сульфатний і врешті хлоридний у солончаках приморських низин (Новикова, 2009).

Відповідно до зональності засолених ґрунтів формується й зональність галофільної рослинності: з півночі на південь уздовж засолених річкових терас і до приморських солончаків формації менш галофільних рослин (костриці східної *Festuceta orientalis*, мітлиці повзучої *Agrostideta stolonizantis* та ін.), через формації помірних галофітів *Cariceta karelini*, *Festuceta valesiaca*, *Artemisieta praticolae* та ін. змінюються на формації рослин, що витримують сильне сульфатно-хлоридне засолення й зростають на солончаках: сарсазан шишкуватий *Halocnemum strobilaceum*, солонець звичайний *Salicornia herbacea*, петросимонія товстолиста *Petrosimonia oppositifolia* та ін. (Білик, 1963).

Отже, на рівнинній частині території України спостерігаємо цікаву рису галоморфного ландшафтогенезу: будучи азональним за своєю природою й за аренами свого поширення (ними є не "зональні" плакори, а "азональні" заплави, річкові тераси, локальні депресії, приморські смуги), він має зональний характер розподілу із закономірною зміною типу хімізму і ступеня засоленості ґрунтів, формацій солелюбних рослин, арен свого прояву (від невеликих западин терас лісостепу через усе більші за розміром частини терас північного та середнього степу до суцільної смуги засолених низин Присивашья).

На півдні Причорноморські низовини і в Рівнинному Криму галоморфний ландшафтогенез накладається на зональний степовий. Крім

згаданої інверсійності ландшафтної зональності в Рівнинному Криму, цей ефект приводить до прискореної ксерофтізації ландшафтів уздовж градієнта зволоження. У просторі це прискорення означає меншу ширину ландшафтних зон і підзон, їх частішу зміну й існування більш ксеротичних підзон (зокрема, сухостепової з темно-каштановими ґрунтами) в менш аридних кліматичних умовах порівняно з аналогічними підзонами в континентальних регіонах Євразії.

Внаслідок цього ефекту у степовій зоні України в ареалі, де за кліматичними умовами мали б бути поширені зональні ландшафти справжніх різнотравно-типчаково-ковилових степів на чорноземах звичайних ("північностепові" ландшафти), простягаються ландшафти типчаково-ковилових степів на чорноземах південних залишково-солонцюватих ("середньостепові" ландшафти). У свою чергу, південно-степові ландшафти з темно-каштановими ґрунтами обіймають кліматичний ареал середньостепових ландшафтів. Нарешті, у приморській смузі Причорномор'я та Приазов'я в зовсім незвичних (надто гумідних) для них умовах формуються ландшафти злаково-полинових пустельних степів з каштановими солонцюватими ґрунтами.

Вказана аридизація спектра ландшафтної зональності Причорноморської низовини зумовлена не тільки кліматичними чинниками, а "зневоднювальним" впливом солей на рослини та ґрунт. Їх надмірна кількість у чорноземах південних і каштанових ґрунтах спричиняє фізіологічну сухість і випадіння зі складу фітоценозів ковили й навіть типчака та їх заміщення видами полинів, житняка, пирію, кермеку та іншими ксерофітами, більш толерантними до сухості едафотопу.

За своїм генезисом ландшафтну зональність Причорноморської низовини та Рівнинного Криму слід було б вважати не суто кліматичною (солярною), а солярно-галогенною.

Напрямок галоморфного ландшафтогенезу

У плейстоцені галогенез мав коливальний характер з його активізацією під час теплих і затуханням під час холодних архетипів ландшафтогенезу (Веклич, Сиренко, 1976; Матвишина, 1990). При цьому процеси засолення ґрунтів наприкінці плейстоцену були більш інтенсивними, ніж на його початку. Найзасоленішими є відклади (викопні ґрунти) витачівського та дофінівського теплих етапів пізнього плейстоцену (Герасименко, 2020).

Питання щодо загальної спрямованості галоморфного ландшафтогенезу у голоцені, а також арен, на яких він проходив у різні його часи, лишається дуже слабо вивченим. Наявні для території України

емпіричні дані щодо змін ландшафтів у голоцені стосуються головню кліматичних осциляцій, змін складу рослинності (причому більша увага приділяється деревним видам), текстурної диференціації ґрунтів, змін їх гумусового та карбонатного профілів (але не сольового профілю – індикатора галогенезу). За цими даними вдається визначити головні закономірності та етапність змін ландшафтів протягом голоцену (див. підрозд. 2.4 і 7.2.4). Але за ними складно встановити наявність загального тренда чи ритміки змін галоморфності ландшафтів за останні 10 тис. років.

За браком безпосередніх даних щодо засоленості ґрунтів, участі галофітів у рослинному покриві, глибини залягання та ступеня мінералізації ґрунтових вод у різні часи голоцену в різних регіонах України висновки доводиться формулювати переважно на підставі непрямих даних. Ними є реконструкції змін клімату у голоцені, тектонічні рухи у той час, участь лободових у спорово-пилкових спектрах. До того ж інтерпретація цих матеріалів може бути різною. Зокрема, далеко не всі види рослин підродина лободових (*Chenopodioideae*) є галофітами. Зростання засоленості ґрунтів і відповідну їй галофітизацію рослинності некоректно "прив'язувати" лише до етапів аридизації клімату в голоцені. Адже в напівгідроморфних ландшафтах засолення ґрунтів може посилюватись під час гумідних етапів, коли рівень мінералізованих ґрунтових вод підвищується й солі, що в них містяться, починають впливати на формування ґрунту і рослинності.

Через наведені та інші причини існуючі твердження щодо напрямку та арен галоморфного ландшафтогенезу в голоцені слід вважати лише гіпотетичними. Ці твердження суперечливі. Так, Г. І. Білик (1963) вказував, що протягом голоцену відбувалось посилення галоморфності ландшафтів і збільшення їхньої площі. За головну причину цього тренда він вважав переважання низхідних тектонічних рухів у голоцені в галогенних регіонах України. Протилежна думка має більше прихильників. Одним із перших тезу, що протягом голоцену на рівнинах України процеси галогенезу загалом мали регресивний характер, висловив Г. С. Гринь (1969). Він вважав, що на півдні України у голоцені домінували процеси розсолонення і розсолонцювання ґрунтів і лесів. До аналогічного погляду схиляється В. П. Золотун (1973), який, щоправда, вказує й на періодичну складову цього тренда, а головною причиною цієї коливально-спрямованої тенденції вважає кліматичні зміни.

На регресивний напрям галоморфного ландшафтогенезу в голоцені вказують і деякі інші дані. Зокрема, у відкладах алерьюду та раннього голоцену в розрізах Поділля та інших регіонах Правобережного й, особливо, Лівобережного лісостепу України наявний пилوک таких типових галофітів, як сарсазан шишкуватий *Halocnemum strobilaceum*,

солонянка бородавчата *Halimione verrucifera*, солонянка черешкувата (лутига) *Atriplex pedunculata*, солонець *Salicornia perennans* (Андреева, 2014, Bezusko e.a., 2019). Пізніше й тепер ці види у вказаних регіонах не зустрічаються, що свідчить про те, що в ранньому голоцені ареали ландшафтів з галофітною рослинністю обіймали більші площі, ніж у середньому й пізньому голоцені.

Поширення на елювіальних лесових рівнинах чорноземів з ознаками солонцюватості дають підстави вважати їх засоленість реліктовою (під час великомасштабного картографування ґрунтів України такі ґрунти діагностувались як залишково-солонцюваті). Зважаючи на значні площі гідроморфних низин за морських трансгресій кінця плейстоцену, А. І. Кривульченко (2005) вважає, що на той час площі засолених ґрунтів у північному Причорномор'ї були значно більшими, ніж сьогодні. Ретельне вивчення цим вченим галогеохімічних обстановок в цілинних, богарних і зрошуваних ґрунтах сухих степів Причорномор'я та Приазов'я дали йому підстави стверджувати, що вони зумовлені "довготривалим процесом розсолення верств ґрунто-підґрунтя" (Кривульченко, 2005, цит. с. 143).

Наведені та деякі інші дані надають підтримку гіпотезі загальної тенденції до скорочення протягом голоцену арени галоморфного ландшафтогенезу на рівнинній частині території України та зменшення його інтенсивності. Є підстави також вважати, що на цю загальну тенденцію накладались коливання галоморфного режиму ґрунтів, спричинені кліматичними ритмами в голоцені (Веклич, 1982, Матвіїшина та ін., 2010). Посилення на певних його часових відрізках засолення ґрунтів і галофітизації рослинності зумовлювало регресивні переходи між стадіями галоморфного генетико-еволюційного ряду. Це перешкоджало остаточному розсоленню ґрунтів і втраті їх солонцюватості. У чорноземах південних елювіального режиму вона зберігається й досі.

З середини 1960-х років галоморфний ландшафтогенез рівнинних ландшафтів України, особливо її степової зони, набув особливих рис. Їх визначили спорудження іригаційних систем на півдні України та тренд на аридизацію клімату. Крім цих двох чинників посилення галоморфності ландшафтів, важливого значення для приморських низин України набуло здійснення рівня Чорного моря. Ці три причини зумовили підняття рівня мінералізованих ґрунтових вод – головного чинника галоморфізації ландшафтів. Проте внаслідок посилення промивного режиму прісними зрошувальними водами засолення ґрунтів відбулось лише на 11 % зрошувальних земель (Ромащенко, Балюк, 2002), тоді як на більшій їх частині ґрунти зазнали розсолення. Типовою реакцією чорноземних ґрунтів України на зрошення стало не їх засолення, а осолонцювання, яке охопило 50–60 % площі зрошувальних земель (Ромащенко, Балюк, 2002).

**Типи та регіональні варіанти
галоморфних рядів**

Галоморфний ландшафтогенез визначається багатьма чинниками: джерелом надходження солей, їх складом, типом водного режиму

ландшафту, гранулометриєю його ґрунтів і підґрунтя та ін. У свою чергу, значна частина цих чинників залежить від місцеположення галоморфних геохор. Саме на її основі А. І. Кривульченко (2014) розробив типологію галоморфних ландшафтів. У рівнинній частині території України він виділяє такі їх типи, як заплавної, приморський лесово-депресійний, приморсько-терасовий, таласогенний (або марітимний), солянокупольний та еолово-міжпасмовий, поширений на Олешківських пісках. Автор цієї типології вважає її морфогенетичною (Кривульченко, 2014).

З еволюційно-генетичної перспективи, тобто задля розрізнення не ландшафтів, а генетико-еволюційних рядів галоморфного ландшафтогенезу та їх регіональних варіантів, доцільним є виділення таких типів галоморфних рядів:

- елювіальний рівнинний і схиловий – галогенез відбувається без участі мінералізованих ґрунтових вод;
- елювіально-гідроморфний низовинний і терасовий – властивий акумулятивним лесовим рівнинам і річковим терасам з неглибоким у 2–5 м рівнем залягання мінералізованих ґрунтових вод;
- подово-западинний;
- заплавної.

Більшість галоморфних генетико-еволюційних рядів складається з двох серій: природно-богарної та меліоративної. До природно-богарної серії віднесено стадії, коли ландшафт перебував у своєму природному (натуральному) стані, а також пізніші стадії його використання у незрошуваному (богарному) землеробстві. При цьому водно-сольовий режим ландшафтів можна вважати природним як для натуральних, так і для богарних стадій галоморфних рядів, оскільки людина не втручалась у нього проведенням гідромеліорацій.

Кожний з перелічених типів галоморфних рядів має свої регіональні варіанти. Так, для елювіального галоморфного ряду доцільно розрізнити принаймні три його варіанти: Причорноморський лесовий середньостеповий і південностеповий (за цих двох варіантів ландшафтогенез полягає в осолонцюванні-розсолонцюванні елювіальних ґрунтів, відповідно – чорноземів південних і темно-каштанових ґрунтів), а також Придніпровський солянокупольний варіант (засолення ландшафтів, у літогенній основі яких присутні соленосні відклади Дніпровсько-Донецької западини). Гідроморфний рівнинно-терасовий галоморфний ряд має три

регіональні варіанти: Лівобережно-Дніпровський (властивий не тільки дніпровським терасам, а й терасам його приток), Сіверсько-Донецький, Нижньодніпровський (Олешківський). Заплавний галоморфний ряд представлений двома варіантами: Дніпровсько-Донецьким (сульфатно-содове засолення з утворенням солонців) та Азово-Причорноморським (хлоридно-сульфатне засолення та утворення солончаків у заплавах річок, широких днищах сухоріч і балок, що впадають у моря, приморські озера та лимани).

Нижче розглядається схема генетико-еволюційних рядів галоморфного ландшафтогенезу в її причорноморському варіанті.

8.6.2. Галоморфні елювіальні і транселювіальні ряди

Галоморфний елювіальний ряд складає послідовність змін геохор, які **мають ознаки галоморфізму (засоленості, солонцюватості ґрунтів, присутності видів-галофітів у рослинному покриві тощо)**, але при цьому рівень ґрунтових вод залягає глибоко й вони не впливають на сольовий режим і сольові профілі ґрунтів, а також недосяжні для коренів рослин. Для лесових рівнин Причорномор'я з ґрунтами суглинкового складу такий водний режим виникає за глибини рівня ґрунтових вод понад 5 м.

У сучасному ландшафтному покриві степової зони України поширені два типи галоморфних геохор з глибоким рівнем залягання ґрунтових вод. До суто елювіального типу належать геохори плоских рівнин і пологих схилів, складених лесовими суглинками, на яких розвинуті зональні ґрунти – чорноземи звичайні, південні та темно-каштанові ґрунти, усім яким властива солонцюватість. Засолені ці ґрунти лише на обмежених ареалах, де полив ведеться мінералізованими водами. До транселювіального типу належать геохори привододільних схилів, вироблених у глинистих породах, які відзначаються більшою засоленістю, ніж леси. Ґрунти таких геохор зазнають і осолонцювання і засолення, ступінь їх галоморфізму більший, ніж у геохорах першого, "лесового", типу. Двом вказаним типам геохор властиві неоднакові шляхи їх розвитку у голоцені, тому їм відповідають власні генетико-еволюційні ряди елювіального галоморфного ландшафтогенезу – галоморфний ряд елювіальних лесових рівнин і галоморфний транселювіальний ряд рівнин на глинах.

Ряд елювіальних геохор лесових рівнин

У степовій зоні України й, зокрема, у Причорноморській низовині лесові рівнини з глибоким рівнем залягання ґрунтових вод вкриті чорноземами без ознак засолення та солонцюватості. Як було вказано вище, у

минулому галоморфні геохори обіймали тут більші площі. Впродовж голоцену вони зазнали переважно розсолення, а в умовах зрошення – складніших змін. Головні закономірності еволюції галоморфних елювіальних ландшафтів лесових рівнин Причорномор'я узгоджено у схемі їх генетико-еволюційного ряду на рис. 8.20.

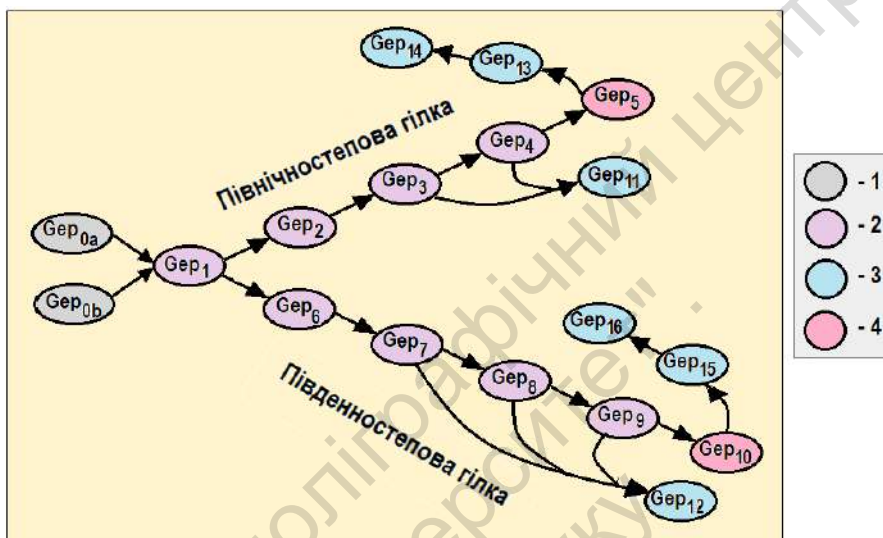


Рис. 8.20. Схема галоморфного елювіального генетико-еволюційного ряду на лесових породах Гер:

1 – ініціальні кріо-ксеротичні стадії, 2 – природно-богарні стадії, 3 – меліоративні стадії, 4 – фінальні стадії. Стадії: Гер_{0a} – розрідженого різнотравно-злакового "холодного степу" зі значною участю лободових, полинів інших галофілів на примітивних дерново-карбонатних сильнозасолених ґрунтах; Гер_{0b} – те саме – на сильнозасолених оглеєних ґрунтах; Гер₁ – ксерофітного злаково-полинового степу на середньозасолених короткопрофільних чорноземах; Гер₂ – полиново-злакового степу на середньо- і слабкозасолених солончакуватих (на глибині 30–80 см) чорноземах звичайних; Гер₃ – полиново-злакового степу на слабкозасолених з глибини понад 150 см чорноземах звичайних; Гер₄ – ковилово-типчакового степу на середньо- і слабкосолонцюватих чорноземах звичайних; Гер₅ – різнотравно-ковилового степу на чорноземах звичайних незасолених; Гер₆ – злаково-полинового степу на середньозасолених солончакуватих (на глибині 30–80 см) чорноземах південних; Гер₇ – полиново-злакового степу на слабкозасолених глибокосолончакуватих (понад 80 см) чорноземах південних; Гер₈ – ковилово-типчакового степу на середньо-солонцюватих чорноземах південних; Гер₉ – те саме із слабкосолонцюватими чорноземами; Гер₁₀ – типчаково-ковилових степів на чорноземах південних малогумусних незасолених; Гер₁₁ – зрошувальних полів на розсолених і розсолонцюваних чорноземах звичайних; Гер₁₂ – зрошувальних полів на розсолених і розсолонцюваних чорноземах південних; Гер₁₃ – зрошувальних полів на чорноземах звичайних вторинно осолонцюваних; Гер₁₄ – те саме на вторинно осолонцюваних солончакуватих чорноземах звичайних; Гер₁₅ – зрошувальних полів на чорноземах південних вторинно осолонцюваних; Гер₁₆ – те саме на вторинно осолонцюваних солончакуватих чорноземах південних

Питання щодо ініціальних стадій генетико-еволюційних рядів степових ландшафтів Причорномор'я було розглянуто в підрозд. 8.2.4. Ними домовились вважати останні перед голоценом стадії спрощеного слабкозадернованого холодного степу, які сформувались у пізньому дріасі. З урахуванням цього для галоморфного елювіального ряду Гер можна розрізнити дві його ініціальні стадії: Гер_{0а} різнотравно-злакових холодних степів збідненого складу зі значною участю лободових, полинів, і, можливо, інших помірно галофільних видів на примітивних дернових засолених ґрунтах, а також стадію Гер_{0б} із засоленими оглеєними дерновими ґрунтами.

Джерелом засолення ґрунто-підґрунтя геохор Причорномор'я на їх ініціальних та пізніших стадіях були водорозчинні солі у горизонтах верхньоплейстоценових викопних ґрунтів (Веклич, Сиренко, 1976; Герасименко, 2020). Наявні дані щодо вмісту солей у цих ґрунтах (Кривульченко, 2005) свідчать про те, що тип їх засолення був хлоридно-сульфатним, а кількість – достатньою для того, щоби вважати малопотужні дернові ґрунти стадій Гер_{0б} і Гер_{0в} сильнозасоленими (вміст токсичних солей понад 0,5 %).

У пребореалі разом із посиленням гумусоаккумулятивного процесу засолені дернові ґрунти еволюціонували у короткопрофільні засолені чорноземи стадії Гер₁. Частка лободових у пилових спектрах пребореалу Причорномор'я зменшилась (Пашкевич, 1981), що дає підстави припустити меншу засоленість короткопрофільних чорноземів порівняно із сильнозасоленими дерновими ґрунтами дріасу. Подальші зміни стадій уздовж галоморфного елювіального ряду Гер близькі до послідовності змін уздовж зонального мезоксеротичного степового ряду Zsl (див. рис. 8.5), на яку накладений процес позбавлення геохорами ознак їх галоморфізму.

Короткопрофільні чорноземи еволюціонують до чорноземів зонального типу – звичайних у Буджакському та Дніпровсько-Дністерському ЛЕВ-мезорегіонах і чорноземів південних – у Центральнорічорноморському ЛЕВ-мезорегіоні Південної макросмуги України (див. рис. 6.1). Одночасно з розвитком гумусового та карбонатного профілю чорноземів відбувались і зміни їх сольового профілю. Внаслідок дещо більшого атмосферного зволоження та кращого промивання геохор з чорноземами звичайними, їх розсолення відбувалось швидше й досягло більшого ступеня, ніж геохор з чорноземами південними. В результаті на більшій частині ареалу лесових рівнин з чорноземами звичайними ці ґрунти навіть в умовах зрошення представлені своїми незасоленими й несолонцюватими видами.

Послідовність змін стадій елювіального галоморфного ландшафтогенезу вздовж його північностепової (з чорноземами звичайними) гілки відображено на рис. 8.20. Як видно з нього, ця гілка бере початок з переходу від стадії Ger_1 до стадії Ger_2 полиново-злакового степу на середньо- і слабкозасолених чорноземах звичайних. Сольовий горизонт у цих ґрунтах залягає на глибині 30–80 см. З подальшим поглибленням цього горизонту й зменшенням ступеня засоленості чорноземів звичайних геохори переходять до стадії Ger_3 . У подальшому вміст токсичних солей зменшується нижче 0,1 % (такі ґрунти вважаються незасоленими), але за рахунок активності іонів натрію і магнію чорноземи звичайні мають ознаки солонцюватості. Такі ґрунти – індикатор стадії Ger_4 елювіального галоморфного ландшафтогенезу у північностеповій підзоні Причорномор'я. На наступній стадії Ger_5 ландшафти остаточно втрачають ознаки своєї галоморфності.

Південностепова гілка елювіального рівнинного галоморфного ландшафтогенезу описує послідовність позбавлення ознак галоморфності середньостеповими геохорами з чорноземами південними. Її стадії Ger_6 – Ger_{10} близькі до відповідних стадій північностепової гілки цього ряду (див. рис. 8.20). Якщо послідовність змін стадій в обох гілках ряду Ger була загалом подібною (але не синхронною), то територіальні перебудови ландшафтної структури ареалів, де ці зміни відбувались, були в голоцені істотно різними. Головна відмінність полягає в тому, що північностепові геохори практично цілком позбулись ознак своєї галоморфності, тоді як у південностеповій підзоні значні площі й досі займають геохори із солонцюватими чорноземами південними. У південній смузі цієї підзони такі ґрунти мають суцільний ареал свого поширення.

Щодо причин солонцюватості сучасних степових чорноземів України існують два погляди. Одні вчені вважають її реліктовою й діагностують такі чорноземи як залишково-солонцюваті (Гринь, 1969; Новікова, 2010; Ромащенко, Балюк, 2000 та ін.). Згідно з протилежною думкою, попри малий вміст натрію в чорноземах, його активність (особливо восени) лишається доволі високою, а кальцію – низькою. Це й підтримує актуальну солонцюватість ґрунтів, вважати яку залишковою не варто (Полевой определитель почв, 1981).

З початком зрошення на півдні України галоморфний ландшафтогенез набув нових рис і різної спрямованості. На схемі його елювіального рівнинного ряду Ger (рис. 8.20) ці особливості відображено меліоративними серіями для обох його гілок. За поливу прісними водами (зокрема, дніпровськими) й належного дренажу засолені та солонцюваті чорноземні ґрунти в окремих рівнинних геохорах промивались від солей і зазнавали розсолення та розсолонцювання. На рис. 8.20 ці зміни відобра-

жено стадіями Ge_{p11} і Ge_{p12} відповідно для північно- та південностепової гілок ряду Ge_p . Такий напрямок еволюції посушливих степових ландшафтів Причорномор'я є прикладом їх успішної меліорації. Однак на значній частині площ зрошувальних масивів середнього й меншої мірою північного степу України несолонцюваті чорноземи (стадії Ge_{p5} і Ge_{p10}) зазнали вторинного осолонцювання (стадії Ge_{p13} і Ge_{p15}). На наступній стадії меліоративної деградації ландшафтів воно доповнюється вторинним засоленням чорноземів (стадії Ge_{p14} і Ge_{p16}). Такий напрямок змін особливо властивий рівнинним геохорам, зрошення яких було тривалим і велось мінералізованими лужними водами, що містять вільну соду. Особливо гостро воно проявилось на масивах т. зв. місцевого зрошення.

Галоморфний транселювіальний ландшафтогенез на глинах

У геохорах схилів, що вироблені у глинах з високим вмістом солей, формуються солонцюваті чорноземи, профіль яких

має більш виразну елювіально-ілювіальну диференціацію, ніж чорноземи зональних типів (типові, звичайні та південні). У класифікації ґрунтів України такі чорноземи розглядаються окремо від зональних й отримали назву "чорноземів на глинах" (Полевой определитель почв, 1981). Здебільшого ці ґрунти поширені на схилах ерозійної мережі, де лесовосуглинковий покрив змитий і ґрунтотворними породами виступають глини. Серед сільсько-господарських земель геохори з чорноземами на глинах найбільший відсоток мають у межах південностепової підзони, але й тут він сягає лише 2,3 % площі ріллі (Почвы Украины ..., 1988).

Слід зазначити, що в степовій зоні України глини зі значним вмістом солей поширені на Донецькій височині, Керченському півострові, Балтській рівнині. У цих регіонах засолені глини залягають безпосередньо під чорноземами й зумовлюють їх сильну засоленість та солонцюватість. Вміст натрію в цих ґрунтах може сягати 20 % обмінної ємності ґрунту; чорноземи на глинах можуть бути сильносолонцюватими.

Інша ситуація склалась у схилових геохорах Причорноморської низовини. Тут глини, які залягають під малопотужним шаром делювіальних лесових суглинків або безпосередньо під ґрунтовою товщею, характеризуються невисоким вмістом солей. Такими є верхньопліоценові "червоно-бурі" субаеральні глини та "зеленувато-сірі" субаквальні глини. Загальний вміст солей у червоно-бурих глинах сягає у середньому 0,16–0,20 %, а максимальний – 0,423 %, у зеленувато-сірих глинах ці показники становлять 0,165 % і 0,213 % відповідно; горизонти сольових акумуляцій в обох цих глинах відступні (Кривульченко, 2005). За такого низького рівня

засоленості ґрунтотворних глин вони могли зумовити лиш незначну галоморфність схилових геохор. За даними польових обстежень ґрунтів Причорноморської низовини та Рівнинного Криму, чорноземи на глинах належать здебільшого до слабко- й лише в деяких ареалах до середньосоленцюватих видів (Почвы Украины ..., 1988).

Ймовірно, у голоцені напрямок еволюційних змін схилових ландшафтів із солонцюватими чорноземами на глинах був мінливим. Його зміни були пов'язані не стільки безпосередньо з кліматичними осциляціями, скільки зі змінами стану наземного покриву геохор. Від нього залежало співвідношення між фільтрацією, фізичним випаровуванням, транспірацією, поверхневим стоком і боковим підґрунтовим відтоком вод. Від вказаних статей водного балансу залежав і вміст солей у ґрунті, а також іонів натрію в ньому (ступінь солонцюватості). За природного наземного покриву, представленого добре зімкненими фітоценозами з домінуванням ковили та типчака, сольовий баланс схилових геохор із засоленими і солонцюватими ґрунтами міг, вірогідно, лишатись стабільним. Не виключено також, що за таких умов у солонцюватих чорноземах на глинах горизонт сольових акумуляцій міг опускатись глибше по профілю, а елювіально-ілювіальна диференціація профілю дещо послаблюватись. Ці зміни вказують на повільне розсолення та розсолонцювання чорноземів на глинах. На відміну від галоморфних чорноземів на лесах, ці процеси не могли доходити до стадій їх остаточної дегаломорфізації. Цьому перешкоджало постійне підтягування солей з ґрунтотворних засоленних глин до ґрунту та кореневмісного шару схилових геохор. Отже, галоморфність схилових геохор на глинах могла в умовах натурального степового рослинного покриву лише дещо послаблюватись, але не щезала повністю.

За пасквальної дигресії схилів разом зі збільшенням фізичного випаровування та зменшенням потужності ґрунту внаслідок площинної ерозії, солі підтягувались ближче до поверхні, вміст натрію сягав вищих значень. Галоморфність геохор зростала.

8.6.3. Галоморфні елювіально-гідроморфні ряди

Геохори приморських акумулятивних низин і річкових терас, в яких глибина залягання рівня мінералізованих ґрунтових вод коливається здебільшого в межах 2–5 м, але зрідка може й виходити за ці межі, мають елювіально-гідроморфний (напівгідроморфний) водний режим. За нього ґрунтові води сягають товщі ґрунту та кореневмісного шару не постійно, а періодично – у вологі періоди року або в окремі роки. Для півдня України такими є роки із сумою опадів більшою, ніж середньорічна, а також роки, наступні після аномально вологих (Баер и др., 1979; Прогноз ..., 1979).

У Причорноморській низовині ареною галоморфного низовинного ландшафтогенезу є смуга, в сучасному ландшафтному покриві якої домінують низинні геохори з каштановими солонцюватими ґрунтами. Субдомінантне значення мають дещо підвищені геохори з темно-каштановими солонцюватими ґрунтами, а на лесовій (третій надзаплавній) терасі Дніпра – чорноземи південні солонцюваті. Поширені в цій смузі також геохори локальних депресій, але їх еволюція проходила вздовж власного подово-западинного генетико-еволюційного ряду Gd.

За припущення панівного у голоцені регресивного напрямку галоморфного ландшафтогенезу в Причорномор'ї, його засолені геохори мали зазнавати розсолення та розсолонцювання ґрунтів, а у природних фітоценозах представники солонцевої рослинності (*Limonium meyeri*, *L. gmelinii*, *Puccinellia distans*, *Artemisia santonica* та ін.) поступатись місцем представникам злаково-різнотравних засолених степів (*Festuca valesiaca*, *Agropyron pectinatum*, *Elytrigia repens*, *Artemisia austriaca*, *A. taurica* та ін.). Через близькість залягання мінералізованих ґрунтових вод і періодичну їх участь у формуванні сольового режиму ґрунтів цей процес дійти до своєї фінальної стадії міг лише у найбільш підвищених і добре дренованих геохорах. За зміни напівгідроморфного водного режиму на елювіальний у них виникали ковилово-типчачково-полинові степи на слабкосолонцюватих темно-каштанових ґрунтах.

Враховуючи викладені міркування (емпіричні палеогеографічні дані для цього типу ландшафтогенезу дуже обмежені), галоморфний елювіально-гідроморфний генетико-еволюційний ряд G1 можна схематично представити рис. 8.21.

Ініціальною для ряду G1 є стадія G1₀₋₁ галофітних луків на солонцях каштаново-лучних солончакових. На цій стадії рівень мінералізованих ґрунтових вод знаходиться близько до поверхні (1–3 м), що зумовлює засолення ґрунту по всьому профілю. На наступній стадії G1₀₋₂ за незначного опускання рівня ґрунтових вод (2–3 м) засолення ґрунту починає чергуватися з його розсоленням і солонці солончакові змінюються на солончакуваті. Ініціальними ці дві стадії вважаємо через те, що геохорам, які на них перебувають, ще властивий водний режим гідроморфного, а не елювіально-гідроморфного типу. Щоправда, на стадії G1₀₋₂ він доповнюється сезонним промочуванням ґрунту. З посиленням елювіального режиму галоморфний низинний ландшафтогенез вступає у стадію G1₁ галофітних різнотравних луків за участю полину сантонінського (Бошняка) і кримського *Artemisia santonica*, *A. taurica*, камфоросмою монпелійською *Camphorosma monspeliaca*, мітельником сланким *Kochia prostrata* на солонцях лучно-каштанових напівгідроморфного водного режиму. Цим ґрунтам також властива солончакуватість. На наступній стадії G1₂ солонців каштанових

засоленість ґрунту зменшується й солі в них можуть перебувати нижче гумусованої частини профілю. З подальшим посиленням елювіального режиму солонці змінюються на лучно-каштанові сильно- та середньосолонцюваті (стадія Gl_2), а потім – на слабкосолонцюваті ґрунти (стадія Gl_3). Природна рослинність на цих стадіях представлена тонконогом бульбистим *Poa bulbosa*, видами житняка *Agropyron pectinarum*, *A. ponticum*, *A. desertorum*, полинами *Artemisia taurica*, *A. austriaca*, *A. santonica*, пириєм позучим *Elytrigia repens*. Зі стадій лучно-каштанових ґрунтів ландшафтогенез може перейти до стадій каштанових ґрунтів – до стадії Gl_4 із середньосолонцюватими видами цих ґрунтів і стадії Gl_5 з слабкосолонцюватими каштановими ґрунтами. За посилення промивного режиму в північній частині ариди галоморфного низовинного ландшафтогенезу стадія Gl_5 могла змінюватись на стадію Gl_6 ковилово-типчакково-полинових степів на темно-каштанових слабкосолонцюватих ґрунтах. Її вважаємо фінальною для галоморфного ряду Gl .

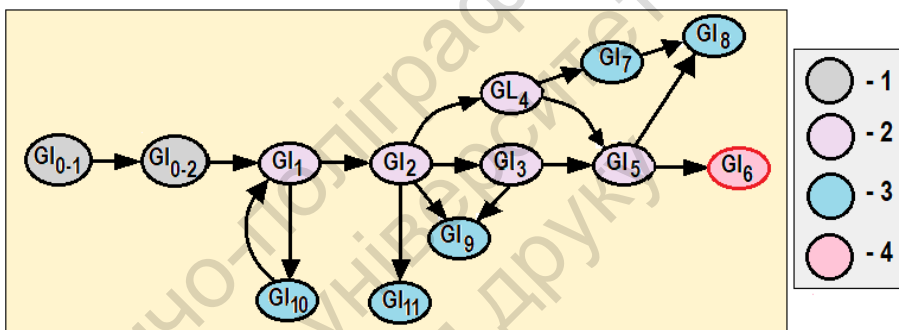


Рис. 8.21. Схема галоморфного елювіально-гідроморфного генетико-еволюційного ряду Gl :

1 – ініціальні стадії, 2 – природно-богарні стадії, 4 – фінальні стадії. Стадії: Gl_{0-1} – галофітних луків з кермеком Мейєра, ситником Жерара, полином сантонінським на солонцях каштаново-лучних солончакових; Gl_{0-2} – те саме – на солонцях солончакуватих; Gl_1 – різнотравно-солонцевих луків з полином сантонінським і кримським, камфоросою монпельійською, мітельником сланким на солонцях лучно-каштанових; Gl_2 – різнотравно-солонцевих луків на солонцях каштанових сильно- та середньосолонцюватих; Gl_3 – злаково-різнотравно-солонцевих луків за участю костриці валіської, житняка, пирію повзучого, полинів на солонцях каштанових слабкосолонцюватих; Gl_4 – полиново-злакова (полини сантанінський і кримський, тонконіг бульбистий, види житняка, костриця валіська) на середньосолонцюватих каштанових ґрунтах; Gl_5 – житняково-типчакково-полинових степів на слабкосолонцюватих каштанових ґрунтах; Gl_6 – ковилово-типчакково-полинових степів на темно-каштанових слабкосолонцюватих ґрунтах; Gl_7 – зрошувальних полів на розсолених слабкосолонцюватих каштанових ґрунтах; Gl_8 – зрошувальних полів на розсолених і розсолонцюваних темно-каштанових ґрунтах; Gl_9 – зрошувальних полів на осолоділих ґрунтах; Gl_{10} – рисових полях із солонцями лучно-каштановими вторинно-оглеєними; Gl_{11} – зрошувальних полів на вторинно лучно-каштанових солончакових ґрунтах

В умовах зрошення в геохорах лесових рівнин і терас елювіально-гідроморфного режиму проходять різні процеси: оглеювання, засолення, осолонцювання, розсолення (Кривульченко, 2005; Новикова, 2009; Полупан, Ковалев, 1993; Ромащенко, Балюк, 2002 та ін.). Відповідні зміни іригаційних стадій галоморфного елювіально-гідроморфного генетико-еволюційного ряду G1 ряду показано на рис. 8.21.

8.6.4. Галоморфний подово-западинний ряд

Геохори подів і западин поширені в декількох регіонах України, але їх найбільша концентрація властива лівобережним терасам Дніпра в його середній течії (в межах Придніпровської низовини), а також центральній та східній частинах Причорноморської низовини. При цьому поди зустрічаються лише в Причорномор'ї³².

Аренами подово-западинного галогенезу в Причорномор'ї можна вважати депресії на всіх лесово-аккумулятивних рівнинах, піщаних і суглинкових річкових терасах цього регіону. Однак найбільше він властивий подам і западинам, які відзначаються значним рівнем засолення ґрунто-підґрунтя, високим заляганням горизонтів акумуляції солей і при цьому ґрунтові води залягають на глибині 2–5 м. Здебільшого за такої їх глибини в геохорах подів формується промивний або періодично-промивний режим, який і сприяє виносу солей та поступовій дегаломорфізації ландшафту.

Галоморфний подово-западинний ряд Gd описує послідовність змін еволюційних стадій геохор через поступове розсолення їх ґрунто-підґрунтя, зниження рівня залягання ґрунтових вод, зменшення ступеня їх мінералізації, а також внаслідок зрошення прісними водами. Як було вказано вище, ландшафтам Причорномор'я протягом голоцену був загалом притаманний регресивний напрям галогенезу. Можна припустити, що й для геохор подів і западин він також мав переважати. Наявні, хоча й нечисленні, дослідження з цього питання можуть слугувати на підтримку зробленого припущення (Баер, 1979; Гринь, 1969; Молодых, 1982; Новикова, 2009 та ін.).

Специфіку еволюції подів і западин надає сутність цих територіальних утворень. Вони являють собою парадинамічні та парагенетичні ландшафтні цілісності, чиї геохори (днища, різні частини схилів, плакорні поверхні, що оторочують депресію) територіально спряжені у своїй

³² Детальні картосхеми поширення подів та їх типів на території України наведено у роботі (Молодых, 1982).

динаміці та еволюції. Попри цю спряженість, геохори, що складають поди і великі западини, можуть мати різні темпи і навіть різну спрямованість своїх еволюційних змін. Зокрема, для подів Причорноморської низовини характерною є ситуація, за якої в днищах подів формується промивний режим, завдяки якому солі вилуговуються з ґрунту та підґрунтя, ґрунти розсолюються й зазнають осолодіння, ґрунтові води опріснюються. В той самий час у схилових геохорах цих подів, які перебувають в умовах випітного водного режиму, відбувається засолення та осолонцювання ґрунтів, галофітизація їх рослинності. Отже, маємо різноспрямований (дивергентний) напрямок еволюції в різних геохорах, які складають под або западину: засолення їх схилів за одночасного розсолоння (осолодіння) днищ.

Поряд з описаним територіально-дивергентним сценарієм еволюції подових геохор, багатьом з них властива односпрямована еволюція в бік розсолоння. При цьому в днищах і на схилах поду вона проходить з різними темпами – просторово-асинхронно. Якщо осолодіння ґрунтів в днищах поду не відбувається, то його схили розсолонюються раніше від днища. За осолодіння ґрунтів днищ маємо обернене співвідношення.

Вказані особливості ландшафтогенезу подів і западин відображено на схемі галоморфного подово-западинного генетико-еволюційного ряду Gd (рис. 8.22). Слід звернути увагу на те, ця схема являє собою доволі широке узагальнення індивідуальних еволюційних шляхів розвитку подів і западин. Здійснений А. І. Кривульченком (2005) розгляд галогеохімічних та інших особливостей подів і западин Причорномор'я засвідчив, що кожний великий под цього регіону відзначається своїми рисами.

Генетико-еволюційний ряд Gd може починатися від декількох ініціальних стадій. На стадії Gd_{0-a} поди та западини являють собою солоноводні мілководдя (озера). На наступній ініціальній стадії Gd_{0-b} вони заростають прибережно-водною глікофітною рослинністю з переважанням тростини та рогозу. Ці стадії є не стільки галоморфними, скільки гідроморфними, в яких поверхневі води сильно мінералізовані. Обидві вони є стадіями постійних водних тіл (озер), які в подальшому на стадії Gd₁ заболочуються й через галофітні луки на солонцях і солончакуватих ґрунтах прямують до остепнених лук на автоморфних солонцюватих ґрунтах (стадії Gd₁ – Gd₁₁ на рис. 8.22).

Натомість геохори ініціальної стадії Gd_{0-c} являють собою тимчасові, здебільшого пересихаючі, солонуваті водойми з мулувато-глейовими солончаковими ґрунтами. На них зростають лисохвіст (китник) лучний *Alopecurus pratensis*, бекманія звичайна *Beckmannia eruciformis*, сусак зонтичний *Butomus umbellatus* та інші гідрофільні види, які витримують

високе засолення. В умовах елювіально-гідроморфного режиму й промивання ґрунту в днищах подів і западин, стає можливим осолодіння ґрунтів. Отже, ініціальна стадія Gd_{0-c} дає початок серії осолодіння в подово-западинному ряді Gd (стадії Gd₁₂ – Gd₁₅ і Gd₁₀, див. рис. 8.22).

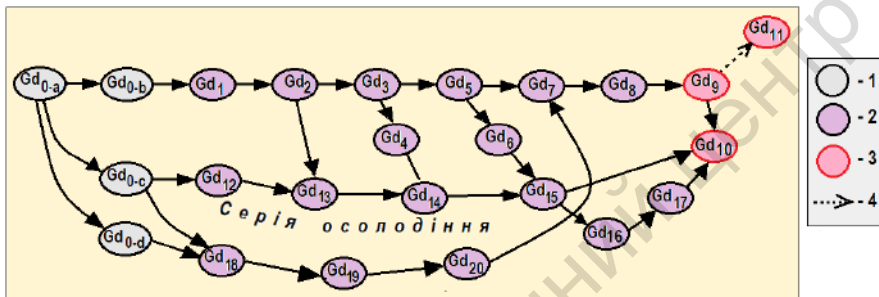


Рис. 8.22. Схема галоморфного подово-западинного ряду Gd:

1 – ініціальні стадії, 2 – серійні стадії, 3 – фінальні стадії, 4 – зміна тільки для западин. Стадії: Gd_{0-a} – мілководдя (озера) із солоною водою; Gd_{0-b} – прибережно-водна глікофітна (з *Typha*, *Phragmites*) на болотних солодях; Gd_{0-c} – тимчасової (пересихаючої) солоної водойми з лисохвостом лучним, бекманією звичайною та ін. лучно-болотними видами; Gd_{0-d} – "вицвітів" мінеральних солей на абіотичній поверхні; Gd₁ – мінерального болота; Gd₂ – лучно-болотна з лучно-болотними солонцюватими солончаковими ґрунтами; Gd₃ – вологих галофітних луків (*Puccinellia*, *Aeluropus*, *Juncus* та ін.) на дернових глейових солончакових ґрунтах у днищі та глейових солонцях на схилах; Gd₄ – вологих галофітних луків на осолоділих дернових глейових солончакових ґрунтах у днищі та глейових солонцях на схилах; Gd₅ – вологих галофітних луків на солонцях лучних глейових солончакуватих у днищі поду і днищах чорноземно-/каштаново-лучних на їх схилах; Gd₆ – те саме, але з осолоділими лучними солонцями у днищі поду; Gd₇ – вологих галофітних луків на глейових солонцях у днищах подів і помірно галофітних луків на солонцюватих глейоватих ґрунтах (лучно-каштанових або лучно-чорноземних) на схилах; Gd₈ – галофітних луків на солонцях чорноземно(каштаново)-лучних глеюватих у днищах подів і западин і помірно галофітних луків на солонцюватих глеюватих ґрунтах (лучно-каштанових або лучно-чорноземних) на схилах; Gd₉ – помірно галофітних луків на солонцюватих лучно-чорноземних (або лучно-каштанових) глейових і глеюватих ґрунтах у днищах і остепнених луків на лучно-чорноземних (лучно-каштанових) глеюватих ґрунтах на схилах; Gd₁₀ – те саме з осолоділими видами лучно-чорноземних (лучно-каштанових) глеюватих ґрунтів у днищах і нижніх частинах схилів подів; Gd₁₁ – типчаково-ковилових степів на фонових поверхнево глеюватих ґрунтах з дещо розтягнутим гумусовим горизонтом (стадія можлива лише для невеликих неглибоких западин); Gd₁₂ – болотної солоді; Gd₁₃ – болотної солоді у днищі й солончакових луків з піонерними еугалофітами на схилах; Gd₁₄ – лучної солоді та глеєсолоді у днищі й вологих галофітних луків на солончаках і глейових солончакуватих солонцях; Gd₁₅ – лучно-чорноземної солоді у днищі й галофітних луків на солонцях лучних глейових, часто осолоділих; Gd₁₆ – галофітних луків на дернових глейових осолоділих солончакових ґрунтах; Gd₁₇ – галофітних луків на лучних глейових осолоділих солончакових ґрунтах; Gd₁₈ – глейових солончків з піонерною галофітною рослинністю (*Salicornia*, *Suaeda*, *Halocnemum*); Gd₁₉ – вологих галофітних луків на глейових солончакових солонцях; Gd₂₀ – вологих галофітних луків на солончакових солонцях у днищах подів і солонців лучних солончакуватих на схилах

Ініціальна стадія Gd_{0-d} "вицвітів" мінеральних солей (їх виходу на поверхню) відрізняється від розглянутих вище ініціальних "галогідроморфних" стадій Gd_{0-a} – Gd_{0-c} меншою вихідною зволоженістю приповерхневої товщі геохор. Геохори на стадії Gd_{0-d} не зазнають ані аболочування ані заливання поверхневим водами, але рівень ґрунтових вод в них залягає дуже близько до поверхні (до 0,5 м). Ґрунтовий покрив на цій стадії відсутній. Якщо ініціальні стадії Gd_{0-a} – Gd_{0-c} можна класифікувати як галогідроморфні, то стадію "вицвітів солей" Gd_{0-d} – як літогаломорфну.

Від ініціальних галогідроморфних ініціальних стадій Gd_{0-a} – Gd_{0-c} власне галоморфний ряд Gd починається з галогідроморфної стадії Gd_1 мінерального болота із заростями рогозу, тростини, сусаку зонтичного, бульбокомишу приморського *Bolboschoenus maritimus*. У подальшому болотна стадія Gd_1 трансформується в лучно-болотну стадію Gd_2 , якій властиві лучно-болотні сильно- та середньосолонцюваті солончакові ґрунти. На них, крім лучно-болотних видів стадії Gd_1 , можуть зростати дещо менш галофільні види: лисохвіст, бекманія, солянка Жерара *Juncus gerardii*. Спершу такі ґрунти та рослинність опановують схили поду, а згодом, разом зі всиханням болота, також і їх днища. Лучно-болотна стадія Gd_2 змінюється на стадію Gd_3 вологих галофітних луків на дернових глейових солончакових ґрунтах у днищі та глейових солонцях на схилах подів і западин. Тут поширені солянка Жерара, покісниця Фоміна *Puccinellia fominii*, прибережниця солончакова *Aeluropus littoralis* та ін.

Починаючи зі стадії Gd_3 , ґрунти у днищах подів і западин можуть зазнавати осолодіння. Галоморфний ландшафтогенез у такому випадку проходить вздовж серії осолодіння генетико-еволюційного ряду Gd (див. рис. 8.22). Стадію Gd_4 , яка від попередньої стадії відрізняється лише осолодінням дернових ґрунтів у днищах подів, можна вважати проміжною між серією осолодіння і "модальним" відтинком галоморфного ряду Gd (стадії Gd_1 – Gd_9 на рис. 8.22).

Якщо в геохорах, що перебувають на стадії Gd_3 , не встановлюється промивний режим, достатній для осолодіння ґрунтів, то ця стадія змінюється стадією Gd_5 . В геохорах, які на ній перебувають, днища вкриті вологими галофітними луками на солонцях лучних глейових солончакуватих, тоді як на схилах розвиваються солонці менш галогідроморфних видів. У подах і западинах середньостепової підзони ними є солонці чорноземно-лучні, а в підзоні південного степу – солонці каштаново-лучні. Здебільшого ці ґрунти оглеєні та солончакуваті. Якщо на стадії Gd_5 лучні солонці днища поду чи западини зазнають осолонцювання, то ця стадія змінюється стадією Gd_6 – перехідною до серії осолонцювання ряду Gd (див. рис. 8.22).

За умови зниження рівня ґрунтових вод на периферії поду зі стадії Gd₅ починається виразе остепніння галофітних луків. У ґрунтовому покриві це знаходить вираз у заміщенні чорноземно(каштаново)-лучних солонців чорноземно(каштаново)-лучними солонцюватими ґрунтами, а в рослинному покриві – помітною участю помірних ксерогалофітів (кермек Мейера, полин австрійський і кримський, пирій повзучий та ін.). Можна вирізнити дві близькі "помірно галоморфні" стадії: Gd₇, коли днище поду вкрите галофітними луками на глейових солонцях, та стадія Gd₈, коли в днищі глейові солонці поступаються місцем солонцям чорноземно(каштаново)-лучним глеюватим солончаким. На схилах обох цих стадій поширені чорноземно(каштаново)-лучні солонцюваті ґрунти із ксерогалофітною рослинністю. Зі стадії Gd₈ можливий перехід до стадії Gd₉ помірно галофітних луків на солонцюватих лучно-чорноземних (або лучно-каштанових) глейових і глеюватих ґрунтах у днищах і остепнених луків на лучно-чорноземних (лучно-каштанових) глеюватих ґрунтах на схилах. За осолодіння ґрунтів днищ подів стадія Gd₉ змінюється стадією Gd₁₀.

Стадії Gd₉ і Gd₁₀ розглядаємо як фінальні для еволюції подів Причорномор'я, яка відбувається вздовж галоморфного генетико-еволюційного ряду Gd. За напрямком галогенезу він є регресивним (рядом розсолення). Для подів їх подальше після стадії Gd₉ розсолення стає лиш гіпотетичним. У Причорноморській низовині подів з незасоленими, неоглеєними та неосолоділими ґрунтами немає: принаймні усі їх днища та нижні частини схилів мають солонцюваті солончакуваті (засолені) або осолоділі ґрунти та галофільну рослинність. Подальше розсолення ґрунто-підґрунтя подів вимагає планації рельєфу, зменшення притоку поверхневих до їх днищ внаслідок зменшення площі водозбору та інших змін морфології рельєфу як подів, так і прилеглих до них рівнинних поверхонь.

Натомість для невеликих і неглибоких западин, які мають малі за площею водозбори, можлива подальша після стадії Gd₉ їх еволюція вздовж ряду Gd. Вона полягає у вирівнюванні ґрунтового-рослинного покриву западин із цим покривом прилеглих рівнин. У западинах на стадії Gd₁₁ через дещо краще (але короткотермінове!) зволоження ґрунти від фонових можуть відрізнитися тим, що є поверхнево глеюватими й мають дещо розтягнутий гумусовий горизонт³³.

³³ До злучених такі ґрунти не належать. Їх варто було б діагностувати як *слабко-лучно-чорноземні* та *слабко-лучно-каштанові*. Але в запропонованих номенклатурах і класифікаціях ґрунтів України (Ґрунтознавство... 2005; Папіш та ін., 2008; Полевой определитель почв, 1981; Полупан та ін., 2005) такі види ґрунтів не виділяються.

Примітною особливістю еволюції подів і западин Причорномор'я, що бере початок від ініціальної стадії Gd_{0-c} тимчасових пересихаючих солонуватих водойм, є осолодіння ґрунтів. Воно можливе за чергування перезволоження з промивним водним режимом ґрунто-підґрунтя, коли випітний режим або не виникає, або триває короткий час протягом року.

За тривалого затоплення з переважанням водозастійного режиму й лише періодичного нетривалого періоду з низхідними токами вологи, стадія мілководдя Gd_{0-c} може змінитися стадією болотної солоді Gd₁₂ з болотною рослинністю. Вона представлена рогозом, тростиною, сусаком звичайним та іншими гідрофільними видами. На наступній стадії розвитку поду Gd₁₃ його днище лишається зайнятим болотною солоддю або глеє-солоддю, тоді як схили затоплюються на коротший час. За умов випітного водного режиму на них формуються глейові солончаки із заростями, часто монодомінантними, таких еугалфітів, як солерос трав'янистий *Salicornia herbacea*, содник простертий *Suaeda prostrata*, сарсазан шишкуватий *Halocnemum strobilaceum*, солянка Жерара *Juncus gerardii*. Отже, на стадії Gd₁₃ еволюція подів набуває характеру, який вище було названо територіально-дивергентним: днища поду за рахунок осолодіння розсолюються, а схили за рахунок випітного водного режиму засолюються.

Територіально-дивергентна еволюція, властива стадії Gd₁₃, змінюється на територіально-асинхронну на наступній стадії Gd₁₄ лучної солоді. Вона настає за зниження рівня ґрунтових вод і нечастого та нетривалого затоплення днищ подів поверхневими водами. В результаті розсолення зазнають і днища, і схили поду, але на днищі формуються лучні солоді, а на схилах поряд із глейовими солончаками з'являються глейові солончакуваті солонці. На стадії Gd₁₄ схили поду лишаються більш засоленими, ніж його днище, причому темпи розсолення ґрунтів днища випереджають розсолення ґрунтів схилів. Ця тенденція триває на стадії Gd₁₅, коли у днищі поду лучні солоді змінюються на лучно-чорноземні солоді, а на схилах глейові солонці поступаються місцем лучним глейовим солонцям, які часто також можуть бути осолоділими. Після стадії Gd₁₅ класичні солоді заміщуються осолоділими ґрунтами. За умов більшого перезволоження і рівня ґрунтових вод 2–3 м ця стадія змінюється на стадію Gd₁₆ галофітних луків на дернових глейових осолоділих солончакових ґрунтах. У днищах подів і западин ці ґрунти можуть бути більш оглеєними й середньоосолоділими, на схилах – поверхнево глеєвими слабкоосолоділими. За подальшого зниження рівня ґрунтових вод,

коли він сягає 5 м і нижче, поди звожуються лише періодично водами поверхневого стоку. Це зумовлює зміну вологих галофітних луків на солодях стадії Gd₁₅ на стадію Gd₁₀ лучно-чорноземних і лучно-каштанових оглеєних осолоділих ґрунтів. Вона є фінальною для серії осолодіння галоморфного ряду Gd і, одночасно, фінальною для модального (без осолодіння) відтинку цього ряду (див. рис. 8.22). До стадії Gd₁₀ може дійти еволюція й перезволожених геохор стадії Gd₁₆. Для цього геохори з дерновими глейовими осолоділими ґрунтами мають попередньо еволюціонувати до галофітних луків на лучних глейових осолоділих солончакових ґрунтах (стадія Gd₁₇).

Галоморфний ландшафтогенез, який бере початок від ініціальної літогаломорфної стадії Gd_{0-d}, проходить в умовах меншого обводнення ґрунто-підґрунтя й за випітного водного режиму. На своїй першій стадії Gd₁₈ на абіотичній поверхні вицвітів солей формуються малопотужні глейові ("пухки") солончаки. Спершу куртинами, а потім суцільно вони заростають солеросом трав'янистим, содником простертим, сарсазаном шишкуватим та іншими еугалофітами. До солончакової стадії Gd₁₈ може бути скерований і розвиток подів і западин, який починається від ініціальної стадії мілководдя Gd_{0-c}. Для цього потрібно, щоб у теплий період року поверхневі води випаровувались і в геохорах стадії Gd_{0-c} переважав випітний водний режим.

Разом зі зниженням рівня мінералізованих ґрунтових вод та за збереження слабкого дренажу стадія глейових солончаків Gd₃ змінюється стадією Gd₁₉ глейових солончакових солонців. Ці ґрунти вкриті вологими галофітними луками із солянкою Жерара, покісницею Фоміна *Puccinellia fominii*, прибережницею солончаковою *Aeluropus littoralis* та ін. На схилах подів і западин заміщення солончаків солонцями починається раніше, ніж у днищах, де рівень мінералізованих ґрунтових вод залягає ближче до поверхні, ніж на схилах. На наступній стадії Gd₂₀ вологі галофітні луки на солончакових солонцях лишаються в днищах подів і западин, тоді як на схилах формуються менш засолені й більш гумусовані ґрунти – солонці лучні солончакуваті. З подальшим зменшенням галоморфізму подово-западинний ландшафтогенез переходить до стадії Gd₇ вологих галофітних луків на солонцях у днищах подів і помірно галофітних луків на солонцюватих лучно-каштанових або лучно-чорноземних ґрунтах на схилах. Як видно з рис. 8.22, на стадії Gd₇ відтинки ряду Gd, що беруть початок від його ініціальної галогідроморфної стадії Gd_{0-a} і галолітоморфної стадії Gd_{0-d}, змикаються.

**Серія прогресивного галоморфізму
подово-западинного ряду**

Зменшення ступеня галоморфності ландшафтів і скорочення арени галоморфізму в голоцені слід розглядати

лише як загальний еволюційний тренд. Власне, він і відображений на рис. 8.22. Внаслідок кліматичних коливань у голоцені, "вікових" змін глибини залягання рівня ґрунтових вод, розвитку, занепаду та змін технологій гідромеліорацій тощо на цей тренд накладались і зміни ландшафтів у протилежному напрямку, тобто у бік їх засолення.

Отже, більш вірогідним сценарієм еволюції подів і западин у голоцені слід вважати їх поступально-зворотний розвиток. За нього поступальний напрямок розвитку (розсолення ландшафтів) загалом переважав над зворотним (у бік зростання засоленості). Періоди прогресивного засолення ландшафтів відповідали проміжкам часу, коли в геохорах елювіального водно-геохімічного режиму встановлювався гідроморфний або елювіально-гідроморфний режим, в якому його гідроморфна складова переважала над елювіальною. При цьому ґрунтові води, роль яких у ландшафтогенезі зростає, повинні були містити значну кількість легкорозчинних солей. Разом із солями, що надходять до причорноморських ландшафтів за рахунок імпульверизації (Новікова, 2010; Полупан та ін., 2005 та ін.), темпи надходження легкорозчинних солей до ґрунтової та кореневмісної товщі починають переважати над темпами їх вилуговування. Як наслідок – поди та западини зазнають прогресивної галоморфізації. Такий характер змін властивий і геохорам при зрошенні, особливо мінералізованими водами з місцевих свердловин ("місцеве зрошення").

Прогресивної галоморфізації можуть зазнати поди та западини різного ступеня їх засоленості – від стадії Gd_9 помірно галофітних і остепнених луків на лучно-чорноземних (лучно-каштанових) глеуватих ґрунтах до ініціальних стадій галоморфного подово-западинного ряду Gd (стадії Gd_{0-a} – Gd_{0-d} на рис. 8.22). У першому випадку прогресивна серія ряду Gd ряд матиме більше стадій галоморфізації, у другому випадку вона буде вкороченою, але завершуватись найбільш галоморфними стадіями ряду Gd . Узагальнену схему серії прогресивної галоморфізації геохор подів і западин Причорномор'я наведено на рис. 8.23.

Зважаючи на те, що прогресивна галоморфізація може початися від будь-якої стадії ряду Gd , ініціальні стадії цієї серії Gdr не виділяються. Натомість на її схемі на рис. 8.23 позначено стадії галоморфного ряду Gd , що були розглянуті вище й зображені на рис. 8.22. Від цих стадій регресивний галогенез за відповідних умов міг змінюватись на прогресивний (мовою синергетики, "скочуватись" на ряд регресивного галоморфного ландшафтогенезу).

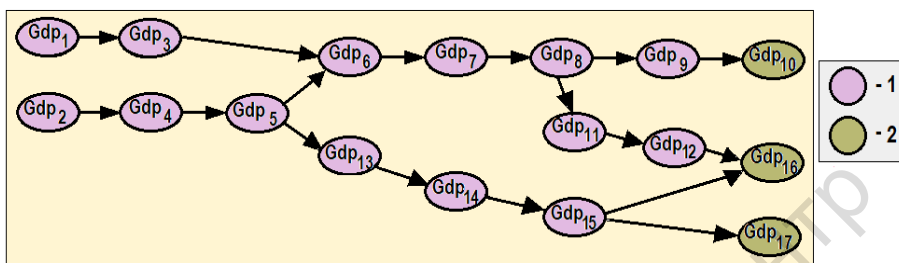


Рис. 8.23. Схема серії прогресивного галоморфізму Gdp подово-западинного генетико-еволюційного ряду:

1 – серійні стадії, 2 – кінцеві стадії максимального засолення. Стадії: Gdp₁ – помірно галофітних луків на осолоділих солонцюватих лучно-чорноземних (або лучно-каштанових) глейових і глеюватих ґрунтах у днищах і остепнених луків на лучно-чорноземних (лучно-каштанових) глеюватих ґрунтах на схилах; Gdp₂ – те саме з ґрунтами без ознак осолодіння; Gdp₃ – лучно-чорноземної солоді у днищі й галофітних луків на солонцях лучних глейових, часто осолоділих; Gdp₁₆ – галофітних луків на дернових глейових осолоділих солончакових ґрунтах; Gdp₄ – галофітних луків на солонцях чорноземно(каштаново)-лучних глеюватих у днищах подів і западин і помірно галофітних луків на солонцюватих глеюватих ґрунтах (лучно-каштанових або лучно-чорноземних) на схилах; Gdp₅ – вологих галофітних луків на глейових солонцях у днищах подів і помірно галофітних луків на солонцюватих глеюватих ґрунтах (лучно-каштанових або лучно-чорноземних) на схилах; Gdp₆ – вологих галофітних луків на солонцях лучних глейових солончакуватих у днищі поду і солонцях чорноземно-/каштаново-лучних на їх схилах; Gdp₆ – те саме, але з осолоділими лучними солонцями у днищі поду; Gdp₇ – вологих галофітних луків (*Puccinellia*, *Aeluropus*, *Juncus* та ін.) на дернових глейових солончакових ґрунтах у днищі та глейових солонцях на схилах; Gdp₈ – лучно-болотна з лучно-болотними солонцюватими солончаковими ґрунтами; Gdp₉ – стадія мінерального болота; Gdp₁₀ – прибережно-водна глікофітна (з *Typha*, *Phragmites*) на болотних солодях; Gdp₁₁ – болотної солоді у днищі й солончакових луків з піонерними еугалофітами на схилах; Gdp₁₂ – болотної солоді; Gdp₁₃ – вологих галофітних луків на солончакових солонцях у днищах подів і солонців лучних солончакуватих на схилах; Gdp₁₄ – вологих галофітних луків на глейових солончакових солонцях; Gdp₁₅ – глейових солончаків з піонерною галофільною рослинністю (*Salicornia*, *Suaeda*, *Halocnemum*); Gdp₁₆ – пересихаючої солоної водойми з лисохвостом лучним, бекманією звичайною та ін.; Gdp₁₇ – "вицвітів" мінеральних солей на абіотичній поверхні

Загалом прогресивна серія генетико-еволюційного ряду Gd близька до ряду їх розсолення, зображеного на рис. 8.22, але зміни стадій цієї серії відбувається у протилежному напрямку. Стадії обох цих рядів можна з певними умовностями вважати близькими.

Зображена на рис. 8.23 послідовність прогресивних змін властива таким великим подам Причорномор'я, як Інгіз, Сивашський, Михайлівський. Натомість переважання регресійного напрямку галоморфного ландшафто-генезу (див. рис. 8.22) характерне для Агайманського, Чаплинського, Зеленого та інших великих подів цього регіону (Молодых, 1982).

8.7. Марітимний ландшафтогенез та його генетико-еволюційний ряд

Визначальним чинником марітимного ландшафтогенезу є безпосередній вплив морської акваторії на узбережні території. Цей вплив здійснюється за рахунок таких процесів, як хвильова та рельєфоформувальна діяльність моря, згінно-нагінні явища, припливи й відпливи (для морського узбережжя України вони несуттєві), імпульверизація солей, поповнення ґрунтових мод морськими, мікрокліматичні особливості, діяльність морської біоти, що потрапляє на берег, тощо (Онойко, 2008). Під дією перелічених процесів в узбережній смузі моря створюються своєрідні ландшафти. У цій книзі їх названо марітимними (від лат. *maritimus* – морський), оскільки у вітчизняній літературі з ландшафтознавства цей термін останнім часом вживається найчастіше (Кривульченко, 2005; Онойко, 2008 та ін.). Крім нього, мають вжиток та інші близькі за змістом терміни: лагуново-маршеві ландшафти, приморські марші (*tidal marshes, marshlands*), літоральні, таласоморфні і таласогенні ландшафти.

Марітимні ландшафти, що оторочують морське узбережжя України, є дуже молодими голоценовими утвореннями. Однак як тип марітимний ландшафтогенез є дуже давнім, оскільки відбувався на морських узбережжях у всі геологічні епохи. Більше того, через примітивність топічних (вертикальних) структур геохор, які цим ландшафтогенезом створюються, та їх залежності не стільки від клімату та біоти, скільки від морських вод, геохори марітимного генезису, що існували у різні геологічні часи, доволі подібні між собою. Простішими словами, піщаний або галечниковий пляж, солонуваті узбережні водойми голоцену мало чим відрізняються від аналогічних пляжів і водойм пліоцену, міоцену й давніших часів. Принаймні як тип марітимний ландшафтогенез давніший, ніж плейстоценовий лесовий, який домінує на території України.

У сучасних умовах перебіг марітимного ландшафтогенезу на теренах України визначається здійсненням рівня Чорного та Азовського морів. Узагальнення наявних даних, виконане А. І. Кривульченком (2005), свідчить, що середні значення цього здійснення коливаються для різних ділянок українського чорноморського узбережжя від 3,5 до 4,3 мм на рік. Хоча такі швидкості значно менші, ніж в інших регіонах (зокрема, в Прикаспії вона становить 130–150 мм на рік), однак на українському узбережжі сучасна трансгресія моря зумовлює збільшення площ заток,

приморських солоних озер і приморських солонців, підвищення рівнів і ступеня мінералізації ґрунтових вод узбережної смуги, засолення її ґрунтів і галофітизацію рослинних угруповань літоралі (Кривульченко, 2005).

Ширина узбережної смуги, де панує марітимний ландшафтогенез, залежить від типу морського узбережжя. На його акумулятивних ділянках, особливо лагунових, ця смуга буде ширшою, а ландшафтний покрив – значно більш різноманітним, ніж на ділянках узбережжя абразійного чи зсувного походження. Вздовж урвистих абразійних берегів у скелястих породах смуги марітимних ландшафтів взагалі може й не бути, або ж вона представлена вузьким (у кілька метрів) галечниковим пляжем, здебільшого без ґрунтово-рослинного покриву.

Внаслідок вузькості та малої площі арен марітимного ландшафтогенезу вздовж морського узбережжя України, періодичної повторюваності тут руйнівних берегових процесів, екстремальності умов розвитку наземної біоти та ґрунтоутворення марітимні серії генетико-еволюційного ряду складаються з небагатьох стадій. Схему цього ряду наведено на рис. 8.24.

Ініціальними для марітимного генетико-еволюційного ряду є стадії абіотичного субстрату без ґрунтово-рослинного покриву. Для азово-чорноморського узбережжя України такими є стадії піщаного пляжу M_{0-a} , глинистого пляжу M_{0-b} , галькового пляжу M_{0-c} , берегів з уламків твердих скельних порід M_{0-d} . З біоти на цих породах може бути присутніми синьо-зелені водорості та лишайники, з тварин – безхребетні (наприклад, на піщаних пляжах поліхети, амфіподи, двостулкові молюски). Інший характер має ініціальна стадія M_{0-e} мілководної лагуни. На відміну від стадій M_{0-a} – M_{0-d} , які є літоморфними, стадія M_{0-e} є гідроморфною. Вона виникає через розливи морської води на пляжах стадій M_{0-a} і M_{0-b} . Внаслідок згинно-нагінних явищ дно причорноморських лагун може оголюватись й пересихати.

За сприятливих умов кожна з ініціальних абіотичних стадій починає заростати вищою рослинністю. Її покрив сильно розріджений і являє собою відокремлені скупчення піонерних рослин або поодинокі рослини, що зростають у розщелинах кам'янистого субстрату або ж у мікрозниженнях інших субстратів, де акумулюється мул і дрібнозем. Геохори піщаного пляжу, що перебувають на першій стадії заростання (стадія M_1), мають дуже розріджений нерівномірний покрив переважно однорічних рослин: морської гірчиці *Cakile euxina*, кураю поташевого *Salsola kali*, солонцю трав'янистого *Salicornia herbacea*, катрану морського *Crambe maritima*. З багаторічників може траплятись колосняк чорноморський *Leymus racemosus*.

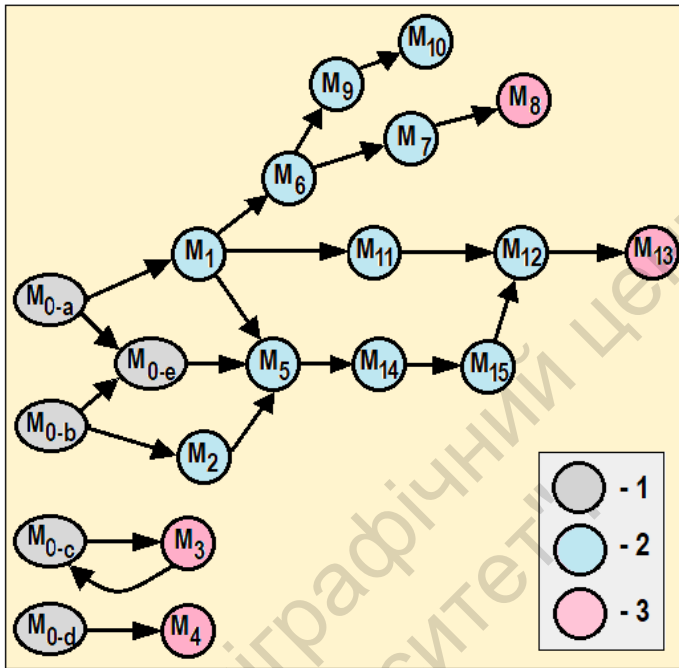


Рис. 8.24. Схема марітимного генетико-еволюційного ряду М:

1 – ініціальні стадії, 2 – серійні стадії, 3 – фінальні стадії. Стадії: M_{0-a} – абіотична піщаного пляжу; M_{0-b} – абіотична глинистого пляжу; M_{0-c} – абіотична галькового пляжу; M_{0-d} – абіотична уламків скельних порід; M_{0-e} – стадія мілководної лагуни M_1 – піщаного пляжу з фрагментарним розрідженим рослинним покривом; M_2 – те саме глинистого пляжу; M_3 – те саме галькового пляжу; M_4 – те саме берегу з уламків скельних порід; M_5 – заростей сукулентних галофітів на приморських солончаках; M_6 – рухомих "білих" дюн з фрагментарним (до 15 %) покривом піонерних псамофітів на піщаних неповнорозвинених ґрунтах (ареносолях); M_7 – стабільних "сірих" дюн з піщаними короткопрофільними ґрунтами; M_8 – чагарникових дюн із заростями маслинки, тамариксу, обліпихи; M_9 – міждюнних улоговин з галофітними луками; M_{10} – міждюнних улоговин з піщаними луками; M_{11} – псамофітно-лучна на ареносолях; M_{12} – піщано-стєпова з ксерофітними дернинними злаками на піщаних чорноземах; M_{13} – чагарникова на піщаних чорноземах; M_{14} – вологих галофітних луків; M_{15} – мезогалофітна піщано-стєпова

Заростання глинистих пляжів починається зі стадії M_2 , під час якої рослинний покрив лишається розрідженим і складений здебільшого галофільними та синантропними видами (мітельник сланкий *Kochia prostrata*, хрениця крупкова *Cardaria draba*, петросимонія тритичинкова *Petrosimonia triandra*, тонконіг вузьколистий *Poa angustifolia* та ін.). На стадії M_3 поверхня абіотичного галькового субстрату в її окремих місцях, найвіддаленіших від урізу води, заростає однорічними рослинами: морською гірчицею, кураєм поташевим, видами лутиги *Atriplex*. Черз

рухливість гальки та вузькість геохор галькових пляжів на чорноморському узбережжі України формування стадії M_3 займає дуже довгий час. Внаслідок часто повторюваного руйнування морським прибоєм берегів галькових пляжів типовим є повернення стадії M_3 до ініціальної стадії M_{0-c} . Зміна абіотичної стадії M_{0-d} берегів, складених уламками твердих скельних порід, на наступну стадію M_4 настає у разі заселення розщелин прибережних скель і дрібнозему в колювільних відкладах між валунами таких рослин, як подорожник пірчастий *Plantago coronopus*, пирій *Elytrigia elongata*, лищиця пронизаноліста *Gypsophila perfoliata*, кермек Мейєра *Limonium meyeri* та ін.

У багатьох прибережних геохорах марітимний ландшафтогенез залишається на своїх ініціальних стадіях дуже довгий час, а для галькових і кам'янистих геохор він здебільшого й не виходить за межі своїх перших стадій (стадій M_3 і M_4 відповідно, див. рис. 8.24).

Мілководні лагуни зі своєї ініціальної стадії M_{0-e} еволюціонують до стадії M_5 пересихаючого й періодично затоплюваного морськими водами днища. В ньому формуються специфічні приморські солончаки³⁴, вкриті спершу фрагментарними, а потім суцільними заростями сукулентних галофітів, переважно солонця трав'янистого та содника сланкого *Suaeda prostrata*.

Еволюція піщаних пляжів зі стадії M_1 можлива у двох напрямках, які визначаються наявністю або відсутністю еолової переробки піщаних приморських арен. Якщо при цьому формуються приморські дюни, то марітимний ландшафтогенез проходить уздовж еолової гілки генетико-еволюційного ряду M (стадії $M_6 - M_{10}$ на рис. 8.24). Якщо піски лишаються нерухомими, то ландшафтогенез проходить уздовж "модального" відтинку цього ряду (стадії $M_{11} - M_{13}$ на рис. 8.24).

Формування приморських дюн можна звести до двох еволюційних стадій: "білих" і "сірих" дюн³⁵. Стадія "білих дюн" M_6 являє собою початковій фази розвитку дюни з формуванням на тлі піщаного абіотичного субстрату фрагментарного покриву піщаних неповнорозвинутих ґрунтів (ареносолей), закріплених такими піонерними псамофітами, як колосняк чорноморський, миколайчики приморські *Eryngium maritimum*, полин пісковий *Artemisia arenaria*, молочай Сер'є *Euphorbia seguieriana*, латук

³⁴ Відмінності між марітимними та "континентальними" солончаками розглянуто в роботі (Онойко, 2008).

³⁵ Терміни "білі" та "сірі" дюни (англ. white and grey dunes) прийнятий у європейських класифікаціях оселищ і біотопів EUNIS, EU Habitat Directive, "Смарагдової мережі" Бернської конвенції та ін.

татарський *Lactuca tatarica* та ін. Ґрунтово-рослинний покрив займає до 15 % поверхні дюн, але під рухомим пісками часто розташовані поховані примітивні піщані ґрунти, що свідчить про рухомість "білих" дюн на стадії М₆. На стадії "сірих дюн" М₇ відбувається стабілізація дюни, формування на значній частині її поверхні (до 50 % й більше) покриву з піщаних неповнорозвинених і короткопрофільних слабкогумусованих ґрунтів. Крім рослин, властивих стадії М₆, на цих дюнах зростають і види піщаних степів (костриця Беккера *Festuca beckeri*, полин Маршалла *Artemisia marshalliana*, ефедра звичайна *Ephedra distachya* та ін.). Заключною стадією еволюції приморських дюн Причорномор'я можна вважати чагарникову стадію М₈. Ґрунтовий покрив на цій стадії являє собою мозаїку з ареносолей (піщаних короткопрофільних і неповнорозвинених ґрунтів) і чорноземів піщаних короткопрофільних слабкогумусованих. Ці ґрунти вкриті заростями чагарників з маслинки вузьколистої *Elaeagnus angustifolia*, обліпики звичайної *Hippophae rhamnoides*, видами тамариксу *Tamarix ramosissima*, *T. gracilis*, *T. hohenackeri*, *T. tetrandra*.

Між геохорами, що перебувають на стадіях М₆ і М₈ й являють собою приморські дюни різних стадії заростання та стабілізації, розташовані геохори міждюнних улоговин. Вони виникли одночасно з рухомими дюнами стадії М₆, але подальший розвиток міждюнних геохор відбувався швидшими темпами, ніж еволюція дюнних кучугур. Цьому сприяла акумуляція дрібнозему та мулу в дефляційних зниженнях, їх краща захищеність від руйнівної дії вітрів, краща зволоженість. Міждюнні улоговини на першій стадії М₉ свого розвитку являли собою вологі галофітні луки ранніх сукцесійних стадій галогідроморфних рядів, починаючи від стадії піонерних сукулентних галофітів і закінчуючи галофітно-лучними стадіями з пирієм та полином (*Elytrigia elongata*, *Artemisia santonica*). На наступній піщано-лучній стадії М₁₀ еволюції міждюнних улоговин ступінь їх галогідроморфності зменшується й галофітно-лучна рослинність заміщується псамофітно-лучною (тонконіг вузьколистий *Poa angustifolia*, осока колхідська *Carex colchica*, пирій повзучий *Elytrigia repens* та ін. види).

Марітимний ландшафтогенез на непогорбованих приморських піщаних аренах зі стадії піщаного пляжу М₁ з фрагментарним і розрідженим у цих фрагментах покривом піонерних однорічних псамофітних рослин еволюціонує до псамофітно-лучної стадії М₁₁ псамофітних луків на піщаних короткопрофільних ґрунтах, вкритих рослинністю, склад якої подібний до рослинності дюн на стадії М₇. Подальший розвиток плоских приморських піщаних арен на стадії М₁₂

пов'язаний із трансформацією піщаних ґрунтів (ареносолей) у чорноземи піщані короткопрофільні та малопотужні малогумусні, яка також супроводжувалась заміною піщано-лучних угруповань піщано-степовими з такими ксерофільними дернинними злаками, як ковила дніпровська *Stipa borysthenica*, костриця Беккера, житняк пухнастоквітковий *Agropyron dasyanthum*, кипець (келерія) пісковий *Koeleria sabuletorum* та ін. Стадія піщаного степу M_{12} могла змінюватись чагарниковою стадією M_{13} з вербою розмаринолистою *Salix rosmarinifolia*, раkitником дніпровським *Chamaecytisus borysthenicus*, тамаріксом, маслинкою вузьколистою. Чагарникову стадію M_{13} з чорноземами піщаними малогумусними вважаємо фінальною для марітимного генетико-еволюційного ряду.

До фінальної стадії M_{13} може дійти й еволюція марітимних геохор, яка бере свій початок від ініціальних стадій M_{0-b} і M_{0-e} (див. рис. 8.24). Спершу ландшафтогенез з обох цих стадій доходить до стадії M_5 приморських солончаків із сукулентними галофітами. На стадії M_{14} ці солончаки змінюються на солонцюваті солончакові лучні ґрунти, на яких зростають вологі галофітні луки з ситником Жерара, кермеком Гмеліна і Мейєра *Limonium gmelini*, *L. meyeri*, галофільними видами подорожника та осоки. У широких прибережних смугах, складених морськими піщано-мулистими відкладами, стадія M_{14} може змінитись мезофітно-галофітною стадією. В геохорах цієї стадії ґрунти представлені солонцями, а рослинність – піщаними степами зі значною участю галофільних видів полину, кермеку, покісниці.

ВИСНОВКИ

1. Інтерпретація у світлі теоретичних уявлень сучасного ландшафтознавства наявних палеогеографічних матеріалів може бути ефективним прийомом пізнання еволюції ландшафтів. Завдяки йому цю еволюцію можна висвітлити в іншому, ніж властивому палеогеографії, ракурсі, й, зокрема, отримати відповіді на питання, на яких ця наука або не зосереджувалась, або має методологічні труднощі в їх розробці. До таких питань насамперед належить отримання достовірних просторових уявлень щодо природного середовища минулих часів та

2. Серед теоретичних уявлень сучасного ландшафтознавства та ландшафтної екології, застосування яких до вивчення еволюції ландшафтів виглядає особливо продуктивним, у книзі розглядаються положення про гетерохронність, гетерогенність, часову полімасштабність ландшафту (Арманд, 1996, Арманд, Таргульян, 1974, Delcourt, Delcourt, 1988), поняття ландшафтогенезу (Коломыц, 2017, 2018, Шищенко, 1999), концепція поліструктурності та типів територіальних структур ландшафту (Гродзинський, 2014, Солнцев В., 1981, Naase, 1976), уявлення про ефекти інерційності та часові затримки в еволюції та динаміці ландшафтів (Зейдис, Симонов, 1980, Солнцев, 1981, Хорошев 2016), а також запозичені з ґрунтознавства ідеї нуль-моменту становлення ландшафту та з екології – концепції факторних амплітуд і ніш ландшафтів.

3. Початок формування сучасних ландшафтів України належить до межі між палеогеном і неогеном. Воно обійняло проміжок часу від олігоцену до початку пізнього міоцену й розглядається як перший етап формування сучасних ландшафтів України. У книзі його названо етапом палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу. Палеогеновий період, а тим більше мезозойська та пізніші ери, настільки сильно відрізнялись від природних умов неогену та плейстоцену, що напевно можуть не вважатись за час, коли формувались сучасні ландшафти України. Отже, досліджуючи еволюцію сучасних ландшафтів рівнинної частини території України, "зазирати в глиб віків" на часи, давніші за неоген, має сенс лише при вирішенні специфічних завдань. Становлення ландшафтних структур України регіонального (мезомасштабного) рівня відбувалось протягом неоген-четвертинного часу.

4. За основними напрямками ландшафтогенезу виділяється чотири етапи макроеволюції ландшафтів України: етап палеоген-неогенового рубежу ландшафтогенезу, етап неогенової передісторії сучасних ландшафтів, етап плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу, етап голоценової історії ландшафтів України.

5. Дослідження еволюції ландшафтів і становлення ландшафтних покривів у плейстоцені зручно вести з використанням поняття архетипу ландшафтогенезу. Під ним розуміється сукупність процесів і змін ландшафту, які лишаються властивими кільком проміжкам часу (необов'язково послідовних), визначають принципову подібність цих проміжків між собою й, як наслідок, істотну відмінність ландшафтогенезу на інших часових інтервалах еволюції. Ландшафтогенез певного архетипу приводить до формування відповідних йому ландшафтів, подібних за своїми визначальними рисами.

6. На етапі плейстоценових трансформацій ландшафтогенезу чергувались два архетипи ландшафтогенезу: теплий міжльодовиковий і холодний перигляціальний. Обом їм була властива ландшафтна зональність, але для холодного архетипу вона мала парагляціальну, а для теплого – солярну природу. У структурах мезомасштабного рівня сучасного ландшафтного покриву рівнинної частини території України проявляються риси зональності обох цих типів. Абіотична складова цих покривів (морфологія рельєфу та його субстрат) сформована холодним перигляціальним ландшафтогенезом, а біотична складова (ґрунтово-рослинний покрив) – головно теплим голоценовим ландшафтогенезом. При цьому деякі важливі рубежі сучасного ґрунтово-рослинного покриву України були передумовлені (задані) територіальними структурами ландшафту, що були створені холодним перигляціальним ландшафтогенезом, зокрема його парагляціальною зональністю.

7. У ландшафтознавчо-географічному вимірі концепції наддалекого розселення рослин (концепція LDD) та швидших темпів їх розселення в польодовикові часи не є обґрунтованими. Швидка реколонізація європейських рівнин широколистим видами після завершення холодних етапів плейстоцену може бути пояснена існуванням територіальних мереж рефугіумів цих видів.

За рахунок мікрокліматичних контрастів у певних мікрогеохорах перигляціальних рівнин України було можливим виживання помірно теплолюбних широколистих видів у холодні етапи плейстоцену, зокрема й у LGM. Здебільшого ці місця розташовані на сильно почленованих схилах річкових долин і під час зледенінь вони могли виконувати функцію мікрорефугіумів названих видів. Ареали витягнутої форми, в межах яких відстані між мікрорефугіумами не перевищують 1 000 м, могли виконувати функцію біотичні коридори. На рівнинній частині території України багато з них територіально пов'язані, утворюючи мережі. Саме завдяки існуванню в плейстоцені екомереж рефугіумів широколистих рослин і відбувалась швидка польодовикова реколонізація ними східно- та центральноєвропейських рівнин.

8. Головним природним чинником змін ландшафтів на етапі їх голоценової історії були кліматичні осциляції. Порівняння амплітуд кліматичних коливань за голоцен з факторними кліматичними амплітудами та двовимірними кліматичними нішами для зональних типів ландшафтів України (Гродзинський, Свідзінська 2008) свідчить, що зміщення межі між зонами широколистих лісів і лісостепу та межі між зонами лісостепу і степу було можливим. Встановлені кліматичні ареали, в межах яких у голоцені відбувалось зміщення зональних меж. Поперечник ареалу зміщення межі між зонами широколистих лісів і лісостепу коливається від 50 до 120 км, а ареалу зміщень межі між степовою та лісостеповою зонами ширший і на лівобережжі сягає 200 км.

9. Чинником, який істотно обмежує трансформації зонального ландшафтного покриву внаслідок кліматичних коливань голоцену є інерційність ландшафтів на ці коливання. Поняття інерційності охоплює два ефекти: відтермінування (часову затримку) змін ландшафтів і демпфування (гасіння) цих змін. При аналізі еволюції ландшафтів доцільно розрізняти два типи інерційних реакцій ландшафту. Інерційні реакції онтогенетичного типу відповідають часу, який знадобився для того, щоби на вихідних поверхнях післяльодовиков'я і пребореалу сформувався ґрунтово-рослинний покрив, відповідний теплим кліматичним умовам голоцену. Часові затримки алоеволуційного типу означають запізнення та демпфування змін вже існуючих ґрунтів і рослинності під впливом варіації кліматичних та інших факторів.

Для мішанолісових ландшафтів Полісся онтогенетична інерційність ґрунтового і рослинного покривів була неоднаковою: часова затримка у формуванні повнопрофільних дерново-підзолистих ґрунтів становила 1,5–2,1 тис. р., тоді як затримка формування клімаксової рослинності оцінена в 2,5–3,0 тис. р. Для ландшафтів серединної ЛЕВ-макросмуги України часові затримки формування клімаксових ґрунтів і рослинності в голоцені приблизно однакові й орієнтовно становлять 4–4,5 тис. р. Для ландшафтів Південної макросмуги України час онтогенетичної затримки розвитку степових чорноземів (південних і звичайних) становить 2,5–3,0 тис. р. і він завершився на початку атлантичного періоду голоцену. Однак, досягши свого рівноважного стану на початку атлантики, чорноземи степу України опинились у кліматичних умовах, більш сприятливих для біопродуційного процесу. Їх гумусовий стан (профіль і запаси гумусу) вимушений був адаптуватись до цих умов, і ця алоеволуційна затримка розтягнулась ще на 3–4 тис. р. – аж до початку субатлантичного часу голоцену. Інерційність степової рослинності оцінюється у десятки років. За час, поки чорноземи формували свій

врівноважений з кліматом зрілий профіль (2,5–3,0 тис. р.), степова рослинність декілька разів проходила шлях від своїх ініціальних стадій до клімаксового чи близького до нього стану.

10. Гетерохронність ландшафту означає зокрема виникнення різних сучасних складових, рис, структур ландшафту у різний час. Отже, ландшафт як гетерохронна цілісність має не одну точку відліку (нуль-момент) формування свого сучасного стану, а декілька таких нуль-моментів. Під нуль-моментом сучасного ландшафтогенезу розуміється час, від якого почалось формування певної риси (структури, складової, особливості) ландшафту, яка відповідає його сучасному стану. Відповідно до цих рис виділено типи нуль-моментів сучасного ландшафтогенезу.

Для сучасного ландшафтогенезу час нуль-моментів абіотичних типів (геоморфологчний, глибинно- та поверхово-субстратні) доголоценовий. На етап голоценової історії ландшафтів України припадають нуль-моменти трьох типів: зонально-регіональний (час, коли в межах певного регіону сформувався зональний тип ландшафту, який існує й нині), зонально-структурний (час, коли склався набір ландшафтних зон, аналогічний сучасному), зонально-хорологічний нуль-момент (час, коли межі між зонами набули свого сучасного положення). Зокрема, при визначенні зонально-хорологічних нуль-моментів ландшафтогенезу з'ясовано, що найбільш динамічною у голоцені була межа між зоною лісостепу та зоною широколистих лісів. Своїх сучасних обрисів вона набула в першу половину субатлантичного часу голоцену. На той момент встановилась своєрідна конфігурація зони широколистих лісів з двома її гілками (північних мезофітних грабових дібров і південних геміксерофітних дібров), між якими далеко на захід вклинюється зона лісостепу.

11. Від часу заселення території України в ашельську добу раннього палеоліту й до кінця атлантичного періоду голоцену її ландшафти зазнавали антропогенних змін лише в локальному масштабі. Існуюча гіпотеза щодо перебудови ландшафтної зональності регіонального масштабу на початку голоцену внаслідок винищення людиною мамонта та інших крупних фітофагів (т. зв. палеолітична екологічна криза), а також під час т. зв. неолітичної революції не знаходить підтвердження.

Вплив енеолітичної землеробської трипільської культури на ландшафти правобережної частини України передусім торкнувся широколистолисових, а не чорноземних лучно-степових ландшафтів. При цьому впродовж більшої частини існування цієї культури порушені широколистолисові ландшафти встигали відновитись до близького до натурального стану. Трипільська протоцивілізація за час свого існування на території України

не надто змінила ландшафт – він або відновився, або зазнав остепнення, яке за трипільців мало лише локальний осередковий характер.

12. Першим на території України процесом, спричиненим людською діяльністю, який призвів до змін ландшафтів регіонального масштабу, було постагрікультурне середньоголоценове остепнення ландшафту. Це був природний процес трансформації лісів, що були вирубані трипільцями й пізнішими землеробами бронзового віку, в лучні степи на чорноземах реградованих, а в окремих геохорах – на чорноземах вилугуваних і опідзолених. Цей процес проходив переважно в суббореальний період голоцену й охопив значні площі правобережного лісостепу України. Його сучасний ландшафтний покрив несе відбитки цього процесу й відзначається значною гетерогенністю та високим типологічним і хорологічним різноманіттям.

13. Історія та характер антропоізації рівнинної частини території України від палеоліту й до сьогодення мали чітку диференціацію за трьома широтними поясами антропоізації ландшафтів: північним, серединним і південним. Північний пояс антропоізації загалом відповідає зоні мішаних лісів, серединний пояс – зонам лісостепу та широколистих лісів (у певні етапи голоцену вони практично зливалися між собою), південний пояс є степовим.

В антропоізації ландшафтів усіх цих поясів простежуються однакові стадії, а саме: стадія Артеміди (мисливсько-збиральницька), стадія Пана (скотарська), стадія Деметри (землеробська), стадія Ареса (інтенсивного ландшафтокористування, здебільшого деструктивного характеру). Час настання вказаних стадій у рівних поясах антропоізації був неоднаковим.

14. Для відображення регіональних відмінностей у вихідних поверхнях, чинниках і перебігу еволюції на території України зручно користуватися поняттям ландшафтно-еволюційного регіону (ЛЕВ-регіону). Він являє собою територію, в межах якої впродовж часу становлення сучасних ландшафтів (тобто від палеоген-неогенового рубежу макроеволюції ландшафтогенезу й дотепер) переважав певний комплекс процесів і еволюційних тенденцій ландшафтогенезу, що й позначилось на устрої та рисах його сучасних ландшафтів. У макрорегіональному масштабі територія України поділяється на два гірські ЛЕВ-макрорегіони (Карпатський і Кримський), а її рівнинна частина – на три ЛЕВ-макросмуги: Північну польодовикову (Українське Полісся), Серединну лесову (ландшафтні зони широколистих лісів, лісостепу та північна (лучно-стєпова) підзона степу), Південну лесову (підзони справжнього, південного та сухого степу). У схемі ЛЕВ-районування України виділено

різнорангові ЛЕВ-регіони й виконано їх типологію за процесами ландшафтогенезу, що переважали в плейстоцені та голоцені.

15. Ландшафтогенез можна визначити як сукупність процесів, умов їхнього перебігу та змін ландшафтів, завдяки яким вони набувають певної впорядкованості та характерних рис. Доцільно розрізняти різні типи ландшафтогенезу. Для рівнинного ландшафтогенезу теплого архетипу виділено його елювіальний, гідроморфний, транзитний, галоморфний, марітимний класи з подальшим їх поділом на підкласи, роди, формації, види і регіональні варіанти.

Ефективний прийом вивчення ландшафтогенезу пов'язаний з побудовою генетико-еволюційних рядів ландшафтів як послідовності змін ландшафтів від обраного нуль-моменту їх формування до сучасного стану, зумовленої провідним чинником ландшафтогенезу або їх певною комбінацією.

Становлення сучасного ландшафтного покриву рівнинної частини території України відбувалось шляхом еволюції її ландшафтів уздовж кількох генетико-еволюційних рядів: зональних кліматогенних, елювіальних літогенних, транзитних денудаційних і постденудаційних, гідроморфних, галоморфних і марітимного. Топологія більшості цих рядів не є лінійною послідовністю стадій, що змінюють одна одну, а має значно складнішу структуру. Вона містить кілька еволюційних ліній і серій, стадії біфуркації та конвергенції еволюційного розвитку.

ЛІТЕРАТУРА

Агроклиматический атлас Украинской ССР / под ред. С. А. Сапожниковой. – Киев : Урожай, 1964. – 82 с.

Александровский А. Л. Эволюция почв Восточно-Европейской равнины в голоцене / А. Л. Александровский. – М. : Наука, 1983 – 152 с.

Александровский А. Л. Эволюция почв Восточной Европе на границе между лесом и степью / А. Л. Александровский // Естественная и антропогенная эволюция почв. – Пущино, 1988. – С. 82–94.

Александровский А. Л. Историческая антропогенная эволюция почв / А. Л. Александровский // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. – М. : ГЕОС, 2015-а. – С. 755–774.

Александровский А. Л. Эволюция почв Западной Украины / А. Л. Александровский // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. – М. : ГЕОС, 2015-б. – С. 446–455.

Александровский А. Л. Эволюция почв и географическая среда / А. Л. Александровский, Е. И. Александровская. – М. : Наука, 2005. – 223 с.

Андреева О. О. Палінофлора голоцену північної частини Поділля та її динаміка / О. О. Андреева // Наукові основи збереження біотичної різноманітності. – 2014. – Т. 5 (12), № 1. – С. 17–30.

Андрущенко Г. О. Ґрунти західних областей УРСР. В 2 ч. / Г. О. Андрущенко. – Львів; Дубляни : Вільна Україна, 1970. – Ч. 1. – 295 с.

Арманд А. Д. Время в географических науках / А. Д. Арманд // Конструкции времени в естествознании: на пути к пониманию феномена времени. Ч. 1. Междисциплинарное исследование. – М. : Изд. Моск. ун-та. 1996. – С. 201–233.

Артюшенко А. Т. Растительность лесостепи и степи Украины в четвертичном периоде / А. Т. Артюшенко. – Киев : Наук. думка, 1970. – 174 с.

Артюшенко А. Т. История растительности западных областей Украины в четвертичном периоде / А. Т. Артюшенко, Р. Я. Арап, Л. Г. Безусько. – Киев : Наук. думка, 1982. – 136 с.

Атлас палеогеографічних карт Української і Молдавської РСР (з елементами літофацій) / В. Г. Бондарчук (відп. ред.). – К. : Вид-во АН УРСР, 1960. – 78 карт.

Афанасьєв О. Є. Історико-географічний аналіз регіонального природо-користування: теорія, методологія, практика / О. Є. Афанасьєв. – Тернопіль : Крок, 2012. – 550 с.

Баер Р. А. Мелиоративно-гидрогеологические условия западного Причерноморья СССР / Р. А. Баер, И. В. Зеленин, Б. В. Лютаев, В. А. Подражанский. – Кишинев : Штиинца, 1979. – 183 с.

Безусько Л. Г. Рослинний покрив та клімат України в пізньольодовиків'ї / Л. Г. Безусько // Укр. ботан. журнал. – 1999. – Т. 53, № 5. – С. 449–454.

Безусько Л. Г. До історії лісів рівнинної частини України в аллереді / Л. Г. Безусько // Наукові записки НаУКМА : спец. випуск. – 2001. – Т. 19, ч. 2. – С. 391–392.

Безусько Л. Г. До питання про поширення лісів у нижньому Подніпров'ї у пізньому голоцені (за палінологічними даними) / Л. Г. Безусько, А. Г. Безусько // Наук. записки НаУКМА. Біологія та екологія. – 2000. – Т. 18. – С. 4–11.

Безусько Л. Г. Рослинний покрив лісової зони України в пізньому дріасі / Л. Г. Безусько, А. Г. Безусько // Наук. записки НаУКМА. Біологія та екологія. – 2002. – Т. 20. – С. 3–8.

Безусько Л. Г. Климатические условия Украины в позднеледовиковье и голоцене / Л. Г. Безусько, В. А. Климанов, Ю. Р. Шеляг-Сосонко // Палеоклиматы голоцена Европейской территории СССР. – М. : ИГ АН СССР, 1988. – С. 125–135.

Безусько Л. Г. Нові палеокліматичні реконструкції для аллереду та пізнього дріасу рівнинної частини України / Л. Г. Безусько, С. Л. Мосякін, А. Г. Безусько // Укр. ботан. журнал. – 2010-а. – Т. 67, № 3. – С. 373–380.

Безусько Л. Палеокліматичні реконструкції для пізнього плейстоцену рівнинної частини України / Л. Безусько, С. Мосякін, А. Безусько // Вісн. Львів. ун-ту. Географія. – 2010-б. – Вип. 38. – С. 3–11.

Безусько Л. Г. Закономірності та тенденції розвитку рослинного покриву України у пізньому плейстоцені та голоцені / Л. Г. Безусько, С. Л. Мосякін, А. Г. Безусько. – К. : Альтерпрес, 2011. – 448 с.

Белова Н. А. Естественные леса и степные почвы / Н. А. Белова, А. П. Травлеев. – Дніпропетровськ : Вид-во Дніпропетр. ун-ту, 1999. – 344 с.

Берг Л. С. Некоторые соображения о послеледниковых изменениях климата и о лесостепи // Вопросы географии. – М., 1947. – Т. 23. – С. 57–84.

Білик Г. І. Рослинність засолених ґрунтів України, її розвиток, використання та поліпшення / Г. І. Білик. – К. : Вид-во Акад. наук УРСР, 1963. – 299 с.

Білик Г. І. Різноманітні-типчаків-ковиліві степи. Рослинність УРСР. Степи, кам'янисті відслонення, піски / Г. І. Білик ; відп. ред. А. І. Барбарич. – К. : Наук. думка, 1973. – С. 94–179.

Біотопи степової зони України / за ред. Я. П. Дідуха. – Київ; Чернівці : ДрукарТ, 2020. – 392 с.

Богущий А. Б., Залеський І. І. До проблеми плейстоценових зледенінь Волинського Полісся / А. Б. Богущий, І. І. Залеський // Гляціал і перигляціал Волинського Полісся : матер. XIII укр.-польськ. семінару (Шацьк, 11–15.IX.2005). – Львів : ВЦ Львів. ун-ту, 2005. – С. 83–86.

Болиховская Н. С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии / Н. С. Болиховская. – М. : Изд-во МГУ, 1995. – 269 с.

Болиховская Н. С. Пространственно-временные закономерности развития растительности и климата Северной Евразии в неоплейстоцене / Н. С. Болиховская // Археология, этнография и антропология Евразии. – 2007. – № 4 (32). – С. 2–28.

Бондарчук В. Г. Геоморфологія УРСР (геологічний розвиток рельєфу УРСР) / В. Г. Бондарчук. – К. : Рад. школа, 1949. – 243 с.

Вальков В. Ф. Карбонатність почв: генетическіе і екологіческіе аспекти / В. Ф. Вальков, К. Ш. Казеев, С. І. Колесніков // Ґрунтознавство. – 2005. – Т. 6, № 1–2. – С. 11–18.

Веклич М. Ф. Стратиграфія лессової формации України і сусідніх країн / М. Ф. Веклич. – Київ : Наук. думка, 1968. – 238 с.

Веклич М. Ф. Палеозапаєність і стратотипи почвенних формаций верхнього кайнозоя / М. Ф. Веклич. – Київ : Наук. думка, 1982. – 202 с.

Веклич М. Ф. Основи палеоландшафтоведєнія / М. Ф. Веклич. – Київ : Наук. думка, 1990. – 192 с.

Веклич М. Ф. Етапність середньо- та пізньоголоценового ґрунто- та осадкоутворення на заплаві нижньої Десни / М. Ф. Веклич, Н. П. Герасименко // Вісн. Київ. ун-ту. Географія. – 1993. – С. 10–16.

Веклич М. Ф. Палеогеографические этапы и детальное стратиграфическое расчленение плейстоцена Украины / М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко, Ж. Н. Матвишина и др. – Киев : Наук. думка, 1984. – 33 с.

Веклич М. Ф. Плиоцен и плейстоцен Левобережья Нижнего Днестра и Равнинного Крыма / М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко. – Киев : Наук. думка, 1976. – 186 с.

Веклич М. Ф. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины. Стратиграфические схемы фанерозоя и докембрия Украины / М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко, Ж. Н. Матвишина. – Киев : Госкомитет геологии Украины, 1993. – 40 с.

Веклич Ю. М. Геологический морфо-літогенез та методологічні аспекти його дослідження. – К. : УкрДГРІ, 2018. – 254 с.

Величко А. А. Природный процесс в плейстоцене / А. А. Величко. – М. : Наука, 1973. – 256 с.

Величко А. А. Природные условия Микулинского (Эмского) межледниковья в Центральной и Восточной Европе. Сравнительный анализ / А. А. Величко, Е. Ю. Новенко, Е. М. Зеликсон и др. // Изв. РАН. География. – 2004. – № 6. – С. 41–57.

Відейко М. Ю. Абсолютне датування трипільської культури / М. Ю. Відейко // Енциклопедія трипільської цивілізації: у 2 т.– К., 2004-а. – Т. 1, кн. 1. – С. 85–96.

Відейко М. Ю. Хліборобство трипільських племен / М. Ю. Відейко // Енциклопедія трипільської цивілізації: у 2 т.– К., 2004-б. – Т. 1, кн. 1. – С. 136–149.

Відейко М. Ю. Трипільська культура [Електронний ресурс] / М. Ю. Відейко. – Режим доступу: http://www.history.org.ua/?termin=Trypilska_kra

Волкова Е. М. Возраст болот Среднерусской возвышенности / Е. М. Волкова, Е. Ю. Новенко, Т. К. Юрковская // Известия РАН. География. – 2020. – Т. 84, № 4. – С. 551–561.

Воронцов Н. Н. Экологические кризисы в истории человечества / Н. Н. Воронцов // Соросовский образоват. журнал. – 1999. – № 10. – С. 2–10.

Воронова М. А. Зональность растительного покрова в юре и раннем мелу Украины / М. А. Воронова, Г. Г. Яновская // Геологический журнал. – 1991. – № 3. – С. 72–81.

Восточноевропейские леса: история в голоцене и современность: в 2 кн. / (ред. О. В. Смирнова). – М. : Наука, 2004. – Кн. 1. – 479 с.

Высоцкий Г. Н. Почвообразовательные процессы на песках / Г. Н. Высоцкий // Изв. Русск. геогр. об-ва. – 1911. – Т. 47. – С. 43–78.

Гаель А. Г. Об особенностях почвообразования на песках и о дерновых неоподзоленных почвах / А. Г. Гаель, А. Н. Маланьин // Почвоведение. – 1977. – № 4. – С. 23–34.

Галицкий В. И. Литогенная основа и ее роль в формировании природных территориальных комплексов / В. И. Галицкий, Р. Ф. Зарудная // Ландшафты пригородной зоны Киева и их рациональное использование. – Киев : Наук. думка, 1983. – С. 51–77.

Геннадиев А. Н. Почвы и время: модели развития / А. Н. Геннадиев. – М. : Изд-во МГУ, 1990. – 232 с.

Генсірук С. А. Лісові ресурси України, їх охорона і використання / С. А. Генсірук, В. С. Бондар. — К. : Наук. думка, 1973. – 526 с.

Геологическая история Крыма [Электронный ресурс] // Крымология. – Режим доступа: <http://krymology.info/index.php/>

Геоморфологічна будова: карта – 1 : 2 500 000 / М. Є. Барщевський, А. В. Матошко, В. П. Палієнко // Національний атлас України / гол. ред. Л. Г. Руденко. – К. : ДНВП "Картографія", 2007. – С. 158–159.

Герасименко Н. П. Розвиток зональних ландшафтів четвертинного періоду на території України : автореф. дис. ... д-ра геогр. наук : 11.00.04 / Н. П. Герасименко ; Інститут географії НАН України. – К., 2004. – 38 с.

Герасименко Н. П. Природні зміни у північних передгір'ях Криму протягом мустьєрської доби / Н. П. Герасименко // Наук. вісн. Чернівецьк. ун-ту. Географія. – 2009. – Вип. 459. – С. 48–55.

Герасименко Н. П. Эволюция ландшафтов и почв Украины в голоцене / Н. П. Герасименко // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. – М. : ГЕОС, 2015 – С. 421–430.

Герасименко Н. П. Палеогеографія четвертинного періоду України (палеоландшафти) / Н. П. Герасименко. – К. : Прінт-Сервіс, 2020. – 296 с.

Палеоландшафти України: карти / Н. П. Герасименко, Ж. М. Матвіїшина // Національний Атлас України / гол. ред. Л. Г. Руденко. – К. : ДНВП "Картографія", 2007. – С. 221.

Геренчук К. И. Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины / К. И. Геренчук. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1960. – 242 с.

Глазовская М. А. Почвы мира. В 2 т. Т. 2. География почв / М. А. Глазовская. – М. : Изд-во МГУ, 1973. – 427 с.

Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Ч. 1. Основні елементи Карпатської споруди / О. М. Гнилко // Геодинаміка. – 2011. – № 1 (10). – С. 47–57.

Голеусов П. В. Воспроизводство почв в антропогенных ландшафтах лесостепи / П. В. Голеусов, Ф. Н. Лисецкий. – Белгород : Изд-во Белгород. гос. ун-та, 2005. – 232 с.

Горбаненко С. А. Землеробство давніх слов'ян (кінець I тис. до н. е. – I тис. н. е.) / С. А. Горбаненко, Г. О. Пашкевич. – К. : Академперіодика, 2010. – 316 с.

Григора І. М. Лісові болота Українського Полісся (походження, динаміка, класифікація) / І. М. Григора, Є. О. Воробйов, В. А. Соломаха. – К. : Фітосоціоцентр, 2005. – 415 с.

Григора І. М. Рослинність України (еколого-ценотичний, флористичний та географічний нарис) / І. М. Григора, В. А. Соломаха. – К. : Фітосоціоцентр, 2005. – 452 с.

Гринь Г. С. Галогенез лессовых почвогрунтов Украины / Г. С. Гринь. – К. : Урожай, 1969. – 218 с.

Гринь Ф. О. Рефугіум міжльодовикових реліктів на Сумщині / Ф. О. Гринь // Укр. ботан. журнал. – 1957. – Т. 14, № 1. – С. 43–56.

Гричук В. П. Растительность Европы в позднем плейстоцене / В. П. Гричук // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. – М. : Наука, 1982. – С. 92–109.

Гричук В. П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене / В. П. Гричук. – М. : Наука, 1989. – 183 с.

Гричук В. П. Реконструкция скалярних кліматических показателів по флористическим даним и оценка ее точности / В. П. Гричук // Методи реконструкції палеокліматов. – М. : Наука, 1985. – С. 20–28.

Гродзинський М. Д. Стійкість геосистем до антропогенних навантажень / М. Д. Гродзинський. – К. : Лікей, 1995. – 233 с.

Гродзинський М. Д. Субмеридіональна секторність ландшафтів України / М. Д. Гродзинський // Уч. записки Таврич. нац. ун-та. – 2011. – Т. 24 (63), № 2, ч. 1. – С. 211–218.

Гродзинський М. Д. Ландшафтна екологія / М. Д. Гродзинський. – К. : Знання, 2014. – 550 с.

Гродзинський М. Д. Ландшафтна географія: стара назва нової науки чи відродження майже забутого? / М. Д. Гродзинський // Укр. геогр. журнал. – 2017. – Вип. 2. – С. 59–64.

Гродзинський М. Д. Середньоголоценове постагрікультурне остепнення – перше на території України антропогенне перетворення ландшафтів регіонального масштабу / М. Д. Гродзинський // Укр. геогр. журнал. – 2019. – Вип 2.– С. 3–12.

Гродзинський М. Д. Еволюція ландшафтів України в голоцені / М. Д. Гродзинський. – Bydgoszcz : Wydawnictwo UKW, 2020. – 204 s.

Гродзинський М. Д. Ландшафтознавство : навч. посіб. / М. Д. Гродзинський, О. В. Савицька. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2008 – 319 с.

Гродзинський М. Д. Ніші ландшафтів України у просторі кліматичних факторів / М. Д. Гродзинський, Д. В. Свідзінська. – К. : Обрії, 2008. – 259 с.

Ґрунтознавство : підручник / Д. Г. Тихоненко (гол. ред.). – К. : Вища освіта, 2005. – 703 с.

Давня історія України. В 3 т. Т. 1: Первісне суспільство / В. Н. Станко (відп. ред.) – К. : Наук. думка, 1997. – 558 с.

Дельты – модели для изучения / под ред. М. Бруссард. – М. : Недра, 1979. – 323 с.

Денисик Г. І. Антропогенні ландшафти Правобережної України / Г. І. Денисик. – Вінниця : Арбат, 1998. – 292 с.

Денисик Г. І. Лісополе України / Г. І. Денисик. – Вінниця : Тезис, 2001. – 284 с.

Денисик Г. І. Лісостепові полісся / Г. І. Денисик, О. П. Чиж // Укр. геогр. журнал. – 2002. – № 3. – С. 26–29.

Державна служба геології та надр України. Екzogенні геологічні процеси [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.geo.gov.ua/ekzogenni-geologichni-procesi>

Дідух Я. П. Етюди фітоекоекології / Я. П. Дідух. – К. : Арістей, 2008. – 268 с.

Дідух Я. П. Біотопи лісової та лісостепової зон України / Я. П. Дідух (ред.) В. Фіцайло, І. А. Коротченко та ін. – К. : ТОВ "Макрос", 2011. – 288 с.

Дидух Я. П. Растительный покров Горного Крыма (структура, динамика, эволюция и охрана) / Я. П. Дидух. – Киев : Наук. думка, 1992. – 256 с.

Дидух Я. П. Что такое лесостепь? / Я. П. Дидух // Ботаника и микология: Современные горизонты : сб. тр. ; отв. ред. А. А. Созинов. – Киев : Академперіодика, 2007. – С. 40–53.

Динесманн Л. Г. Биогеоценозы степей в голоцене / Л. Г. Динесманн. – М. : Наука, 1977. – 150 с.

Дмитрук Ю. М. Эволюция почв лесной зоны правобережной Украины / Ю. М. Дмитрук // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв ; отв. ред. В. Н. Кудеяров, И. В. Иванов. – М. : ГЕОС, 2015 – С. 430–446.

Добровольский В. В. География и палеогеография коры выветривания СССР / В. В. Добровольский. – М. : Мысль, 1969. – 273 с.

Добровольский Г. В. Роль и значение почв в становлении и развитии эволюции жизни на Земле / Г. В. Добровольский // Эволюция биосферы и биоразнообразия: к 70-летию А. Ю. Розанова. – М. : Т-во науч. изданий КМК, 2006. – С. 246–256.

Дорофеев П. И. О флоре эпохи гиппариона / П. И. Дорофеев // Палеонтологич. журнал. – 1966. – № 1. – С. 124–134.

Дорошкевич С. П. Природа Середнього Побужжя у плейстоцені за даними вивчення викопних ґрунтів / С. П. Дорошкевич. – К. : Наук. думка, 2018. – 174 с.

Дубіс Л. Ф. Еоловий палеоморфогенез правобережної частини Українського Полісся : автореф. дис. ... д-ра геогр. наук : 11.00.04 / Л. Ф. Дубіс. – К., 2013. – 37 с.

Дубина Д. В. Продромус рослинності України / Д. В. Дубина, Т. П. Дзюба, С. М. Ємельянова та ін. – К. : Наук. думка, 2019. – С. 428.

Дубина Д. В. Плавни Причорномор'я / Д. В. Дубина, Ю. Р. Шеляг-Сосонко. – К.: Наук. думка, 1989. – 272 с.

Дюшофур Ф. Основы почвоведения. Эволюция почв / Ф. Дюшофур. – М.: Прогресс, 1970. – 591 с.

Енциклопедія трипільської цивілізації. В 2 т. / М. Ю. Відейко (гол. ред.). – К., 2004. – Т. 1, кн. 1. – 704 с.

Етеревская Л. В. Почвообразование в техногенных ландшафтах на лёссовых породах / Л. В. Етеревская, Л. В. Лехциер, А. Д. Михневская, Е. И. Лапта // Техногенные экосистемы. Организация и функционирование. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 107–135.

Жерихин В. В. Избранные руды по палеоэкологии и филоценогенетике / В. В. Жерихин. – М.: Т-во науч. изданий КМК, 2003 – 542 с.

Жилин С. Г. Смена экологических типов флоры на Украины и юге Среднерусской возвышенности в конце палеогена – начале неогена / С. Г. Жилин // Проблемы палеоботаники: сб. науч. трудов. – М.: Наука, 1986. – С. 72–84.

Заверуха Б. В. Флора Волыно-Подолії и ее генезис / Б. В. Заверуха. – Киев: Наук. думка, 1985. – 192 с.

Залізник Л. Л. Первісна історія України / Л. Л. Залізник. – К.: Вища школа, 1999. – 263 с.

Заморій П. К. Четвертинні відклади Української РСР / П. К. Заморій. – К.: Вид-во Київ. ун-ту, 1961. – 550 с.

Зелена книга України / за заг. ред. Я. П. Дідуха. – К.: Хімджест, 2009. – 490 с.

Зерницкая В. П. Роль климата и человека в преобразовании ландшафтов Полесья (Беларусь) в голоцене / В. П. Зерницкая // Пути эволюционной географии: мат-лы Всерос. науч. конф., посвящ. памяти проф. А. А. Величко (Москва, 23–25 ноября 2016 г.). – М.: Институт географии РАН, 2016. – С. 666–669.

Зеров Д. К. Нарис розвитку рослинності на території Української РСР у четвертинному періоді на основі палеоботанічних досліджень / Д. К. Зеров // Ботан. журнал АН УРСР. – 1952. – Т. 9. – № 4. – С. 5–19.

Золотун В. П. Развитие почв юга Украины за последние 50–45 веков: автореф. дис. ... докт. с.-х. наук / В. П. Золотун. – Киев, 1974. – 74 с.

Зубаков В. А. Глобальные климатические события неогена / В. А. Зубаков. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1990. – 223 с.

Інженерно-геологічні умови: карта – 1:2 500 000 / П. В. Бінов, М. Г. Демчишин, Л. М. Кличук, В. І. Почтаренко // Національний Атлас України / гол. ред. Л. Г. Руденко. – К. : ДНВП "Картографія", 2007. – С. 150–151.

Инсаров Г. Э. Гл. 6. Природные экосистемы суши / Г. Э. Инсаров, О. К. Борисова, М. Д. Корзухин и др. // Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. – М. : Росгидромет. – 2012. – С. 190–265.

Исаков Ю. А. Зональные закономерности динамики экосистем / Ю. А. Исаков, Н. С. Казанская, А. А. Тишков. – М. : Наука, 1986. – 150 с.

Исаченко А. Г. Теория и методология географической науки / А. Г. Исаченко. – М. : Академия, 2004. – 400 с.

Кирильчук А. А. Дерново-карбонатні ґрунти (рендзини) Малоого Полісся / А. А. Кирильчук, С. П. Позняк. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2004. – 180 с.

Клеопов Ю. Д. Анализ флоры широколиственных лесов европейской части СССР / Ю. Д. Клеопов. – Киев : Наук. думка, 1990. – 352 с.

Клімат України / В. М. Липинський, В. А. Дячук, В. М. Бабіченко (ред.). – К. : Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.

Климат в эпохи крупных биосферных перестроек / М. А. Семихатов, Н. М. Чумаков (главн. ред.). – М. : Наука, 2004. – 299 с.

Ковалёв А. П. Ландшафт сам по себе и для человека / А. П. Ковалёв. – Харьков : Бурун Книга, 2009. – 928 с.

Коваль Ю., Филиппов А., Герасименко Н. Местонахождение Константиновка/ "Строминкон" – новые предварительные данные о древности палеолита Юго-Востока Украины / Ю. Коваль, А. Филиппов, Н. Герасименко // Емінак. – 2020. – № 2 (34). – С. 63–73.

Коломыц Э. Г. Тихоокеанский мегаэотон Северной Евразии. Эволюционная модель континентальной биосферы. – М. : ГЕОС, 2017. – 495 с.

Контар І. С. Динаміка рослинного покриву відслонень кристалічних порід Полісся і Лісостепу України / І. С. Контар // Укр. ботан. журнал. – 2000. – Вип. 57, № 6. – С. 676–684.

Коржик В. П. Екологічні аспекти історико-географічного процесу / В. П. Коржик // Наук. записки Вінниць. держ. педагог. ун-ту. Географія. – 2002. – Вип. 1 – С. 33–37.

Короткевич Е. Л. История формирования гиппарионовой фауны Восточной Европы / Е. Л. Короткевич. – Киев : Наук. думка, 1988. – 164 с.

Кравчук Я. Геоморфологія Передкарпаття / Я. Кравчук. – Львів : Меркатор, 1999. – 188 с.

Крауклис А. А. Проблемы экспериментального ландшафтоведения / А. А. Крауклис. – Новосибирск : Наука, 1979. – 233 с.

Кременецкий К. В. Палеоэкология древнейших земледельцев и скотоводов Русской равнины / К. В. Кременецкий. – М., 1991. – 193 с.

Кривульченко А. І. Сухі степи Причорномор'я і Приазов'я: ландшафти, галогеохімія ґрунто-підґрунтя / А. І. Кривульченко. – К. : Гідромакс, 2005. – 345 с.

Кривульченко А. Галоморфний ландшафтогенез в умовах території України / А. Кривульченко // Ландшафтознавство: стан, проблеми, перспективи : матер. міжнар. наук. конф. – Львів : Видав. центр ЛНУ, 2014. – С. 72–73.

Кривульченко А. І. Олешківські піски як ієрархічно сформована природна система / А. І. Кривульченко // Вісн. Львів. нац. ун-ту ім. І. Франка. Географія. – 2019. – Вип. 53. – С. 197–209.

Круль В. П. Господарсько-поселенське перетворення (освоєння) ландшафтів Прикарпаття за археологічної доби / В. П. Круль, Р. М. Гишук // Географія та екологія: наука і освіта : матер. III Всеукр. наук.-практ. конф. – Умань : Сочінський, 2010. – С. 129–131.

Крупеников И. А. Классификация и систематический список почв Молдавии / И. А. Крупеников, Б. П. Подымов. – Кишинев : Штиинца, 1987. – 157 с.

Куница Н. А. Природа Украины в плейстоцене (по данным малакофаунистического анализа) / Н. А. Куница. – Черновцы : Рута, 2007. – 240 с.

Лавренко Е. М. Лесные реликтовые (третичные) центры между Карпатами и Алтаем / Е. М. Лавренко // Журнал рус. ботан. об-ва. – 1930. – 15, № 4. – С. 351–363.

Ландшафти: карта – 1 : 2 500 000 / О. М. Маринич, В. М. Пашенко, О. М. Петренко, П. Г. Шищенко // Національний атлас України / гол. ред. Л. Г. Руденко. – К. : ДНВП "Картографія", 2007. – С. 222–224.

Ландшафтогенез-2000: філософія і географія (Проблеми постнекласичних методологій) : тези доп. міжнар. наук.-практ. конф. – К., 1996. – 122 с.

Лисецкий Ф. Н. Пространственно-временная организация агроландшафтов / Ф. Н. Лисецкий. – Белгород : Изд-во Белгород. гос. ун-та, 2000. – 304 с.

Макеев А. О. Почвы в геологической истории Земли / А. О. Макеев // Эволюция почв и почвенного покрова: Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. – М. : ГЕОС, 2015. – С. 253–320.

Мамай И. И. Динамика и функционирование ландшафтов / И. И. Мамай. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2005. – 136 с.

Мандер Е. П. Антропогенные отложения и развитие рельефа Белоруссии / Е. П. Мандер. – Минск : Наука и техника, 1973. – 128 с.

Марголина Н. Я. Об эволюции лесного чернозема лесостепи Курской области / Н. Я. Марголина, Б. А. Ильичев // Процессы почвообразования и эволюция почв. – М. : Наука, 1985. – С. 113–139.

Маринич О. М. Фізична географія України / О. М. Маринич, П. Г. Шищенко. – К. : Знання, 2003. – 479 с.

Марцинкевич Г. И. Физико-географическое районирование Беларуси в европейской десятичной системе районирования / Г. И. Марцинкевич, Н. К. Клицунова, И. И. Счастливая, О. Ф. Якушко // Вестник БГУ. Химия. Биология. География. – 2001. – № 1. – С. 85–90.

Массон В. М. Палеолитическое общество Восточной Европы (Вопросы палеоэкономики, культурогенеза и социогенеза) / В. М. Массон. – СПб. : РАН ИИМК. 1996. – 71 с.

Матвишина Ж. Н. Педогенез и галогенез плейстоценовых почв Украины / Ж. Н. Матвишина // Тез. докл. III съезда почвоведов и агрохимиков Украинской ССР. – Харьков, 1990. – С. 112–115.

Матвіїшина Ж. М. Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України / Ж. М. Матвіїшина, Н. П. Герасименко, В. І. Передерій. – К. : Наук. думка, 2010. – 198 с.

Матвіїшина Ж. М. Реконструкції природних умов атлантичного етапу голоцену за даними палеоґрунтознавчих досліджень трипільського поселення / Ж. М. Матвіїшина, С. П. Дорошкевич // Укр. геогр. журнал. – 2016. – № 2. – С. 19–25.

Матошко А. В. Днепровское оледенение территории Украины (геологический аспект) / А. В. Матошко, Ю. Г. Чугунный. – К. : Наук. думка, 1993. – 190 с.

Медведев В. В. Плотность сложения почв. Генетический, экологический и агрономический аспекты / В. В. Медведев, Т. Е. Лындина, Т. Е. Лактионова. – Харьков : Городская типография, 2004. – 244 с.

Мельничук І. В. Палеоландшафти України в антропогені / І. В. Мельничук. – К. : Обрії, 2004. – 208 с.

Мигунова Е. С. Леса и лесные земли: количественная оценка взаимосвязей / Е. С. Мигунова. – М. : Экология, 1993. – 364 с.

Мигунова Е. С. Лесоводство и естественные науки (ботаника, география, почвоведение) / Е. С. Мигунова. – Харьков : Майдан, 2001 – 612 с.

Милановский Е. Е. Геология СССР. Ч. 1. Введение. Древние платформы и метаплатформенные области / Е. Е. Милановский. – М. : Изд-во МГУ, 1987. – 416 с.

Миллер Г. П. Ландшафтные исследования горных и предгорных территорий / Г. П. Миллер. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1974. – 202 с.

Мильков Ф. Н. Лесостепь Русской равнины. Опыт ландшафтной характеристики / Ф. Н. Мильков. – М. : АН СССР, 1950. – 296 с.

Мильков Ф. Н. Генезис и генетические ряды ландшафтных комплексов / Ф. Н. Мильков // Землеведение. – 1977-а. – Т. 12. – С. 5–11.

Мильков Ф. Н. Природные зоны СССР / Ф. Н. Мильков. – М. : Мысль, 1977-б. – 293 с.

Мильков Ф. Н. Физическая география СССР. Общий обзор. Европейская часть СССР. Кавказ / Ф. Н. Мильков, Н. А. Гвоздецкий. – М. : Высшая школа, 1986. – 376 с.

Михно В. Б. Литоландшафтогенез, его сущность и специфика / В. Б. Михно // Вестник Воронеж. отдела Рус. геогр. об-ва. – 1999 – Т. 1, вып. 1. – С. 1–7.

Молодых И. И. Грунты подов и степных блюдец субаэрального покрова Украины: гидрогеологические и инженерно-геологические особенности / И. И. Молодых. – К. : Наук. думка, 1982. – 160 с.

Мосякін С. Л. Релікти, рефугіуми та міграційні шляхи рослин Європи у плейстоцені-голоцені: короткий огляд філогеографічних свідчень / С. Л. Мосякін, Л. Г. Безусько, А. С. Мосякін // Укр. ботан. журнал. 2005. – Т. 62, № 6. – С. 777–789.

Національний каталог біотопів України / за ред. А. А. Куземко, Я. П. Дідуха, В. А. Онищенко, Я. Шеффера. – К. : ФОРМ Климченко Ю.Я., 2018. – 442 с.

Негру А. Г. Раннесарматская флора северо-востока Молдавии / А. Г. Негру. – Кишинев : Штиинца, 1972. – 203 с.

Негру А. Г. Меотическая флора северо-западного Причерноморья / А. Г. Негру. – Кишинев: Штиинца, 1986. – 195 с.

Нееф Э. Теоретические основы ландшафтоведения / Э. Нееф. – М. : Прогресс, 1974. – 220 с.

Никифоров М. Е. Формирование и структура орнитофауны Беларуси / М. Е. Никифоров. – Минск : Беларус. наука, 2008. – 297 с.

Николаев В. А. Проблемы регионального ландшафтоведения / В. А. Николаев. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 1979. – 160 с.

Новікова Г. В. До питання про значимість аеральних солей в осолонцюванні ґрунтів Причорномор'я / Г. В. Новікова // Агрохімія і ґрунтознавство – 2010. – Вип. 73. – С. 31–41.

Новикова А. В. Исследования засоленных и солонцовых почв: генезис, мелиорация, экология: избранные труды / А. В. Новикова. – Харків : КП Друкарня № 13, 2009. – 717 с.

Онойко Ю. Порівняльна морфогенетична та галогеохімічна характеристика маритимних ґрунтів та приморських солончаків України / Ю. Онойко // Вісн. Львів. ун-ту. Географія. – 2008. – Вип. 35. – С. 267–274.

Осичнюк В. В. Зміни рослинного покриву степу / В. В. Осичнюк // Рослинність УРСР. Степи, кам'яністі відслонення, піски. – К. : Наук. думка, 1973. – С. 249–315.

Остроумов В. Е. Проявление инерционности в циклах развития почв / В. Е. Остроумов // Естетственная и антропогенная эволюция почв. – Пущина Б.и., 1988. – С. 4–16.

Пазинич В. Г. Геоморфологічний літопис Великого Дніпра / В. Г. Пазинич. – Київ; Ніжин : Аспект-Поліграф, 2007. – 372 с.

Пазинич В. Г. Історія виникнення та розвитку концепції Дніпровського льодового язика [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://geografica.net.ua/publ/knigi/knigi_na_ukrajinskij/pazinich_v_g_istorija_vi_niknennja_ta_rozvitku_koncepciji_dniprovskogo_lodovogo_jazika/20-1-0-1051

Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен – голоцен. Атлас-монография / В. А. Величко (ред.). – М. : ГЕОС, 2009. – 120 с.

Палиенко В. П. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины / В. П. Палиенко. – К. : Наук. думка, 1992. – 116 с.

Палієнко В. П. Загальне геоморфологічне районування території України / В. П. Палієнко, М. Є. Барщевський, С. Ю. Бортник та ін. // Укр. геогр. журнал. – 2004. – № 1. – С. 3–11.

Папіш І. Я. Принципи і структура класифікації ґрунтів України / І. Я. Папіш, Г. С. Іванюк, С. П. Позняк, М. Г. Кіт // Ґрунтознавство. – 2008. – Т. 9, № 3–4. – С. 33–40.

Папіш І. Ґрунтово-археологічні дослідження чорноземів пізнього голоцену / І. Папіш, С. Позняк // Вісн. Інституту археології, 2006. – Вип. 3. – С. 8–16.

Пашкевич Г. О. До історії рослинності Новгород-Сіверського Полісся в голоцені / Г. О. Пашкевич // Укр. ботан. журнал. – 1972 – № 2. – С. 174–184.

Пашкевич Г. А. Динамика растительного покрова Северо-Западного Причерноморья в голоцене, его изменения под влиянием человека / Г. А. Пашкевич // Антропогенные факторы в истории развития современных экосистем. – М. : Наука, 1981. – С. 74–86.

Пащенко В. М. Методологія постнекласичного ландшафтознавства / В. М. Пащенко. – К., 1999. – 284 с.

Петлін В. М. Теорія природних територіальних систем. У 4 т. Т. 2. Природні територіальні системи: концепції, парадигми, організація / В. М. Петлін. – Львів : ЛНУ ім. І. Франка, 2016. – 623 с.

Полевой определитель почв / под ред. Н. И. Полупана, Б. С. Носко, В. П. Кузьмичева. – К. : Урожай, 1981. – 320 с.

Полупан Н. И. Темпы и прогноз развития осолонцевания в орошаемых почвах юга Украины / Н. И. Полупан, В. Г. Ковалев // Почвоведение. – 1993. – № 5. – С. 75–83.

Полупан М. І. Класифікація ґрунтів України / М. І. Полупан, В. Б. Соловей, В. А. Величко. – К. : Аграрна наука, 2005. – 300 с.

Почвы Украины и повышение их плодородия. / Н. И. Полупан (ред.). – К. : Урожай, 1988. – Т. 1.– 256 с.

Прогноз экзогенных геологических процессов на Черноморском побережье СССР / А. И. Шеко (ред.) – М. : Недра, 1979. – 239 с.

Разумовский С. М. Закономерности динамики биоценозов. / С. М. Разумовский. – М. : Наука, 1981. – 231 с.

Рідуш Б. Т. Палеогеографічні реконструкції природних умов пізнього кайнозою півдня Східної Європи за результатами досліджень відкладів печер: дис. ... д-ра геогр. наук: 11.00.04 / Б. Т. Рідуш. – К., 2013. – 429 с.

Романова Е. Н. Микроклиматология и ее значение для сельского хозяйства / Е. Н. Романова, Г. И. Мосолова, И. А. Береснева. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1983. – 245 с.

Романчук С. П. Историчне ландшафтознавство: Теоретико-методологічні засади та методика антропогенно-ландшафтних реконструкцій давнього природокористування / С. П. Романчук. – К. : РВЦ "Київський університет", 1998. – 146 с.

Романчук С. П. Основи етногеоекології / С. П. Романчук. – К. : ВПЦ "Київський університет", 2005. – 206 с.

Романчук С. П. Правобережний лісостеп України як етногеоекологічна ніша трипільців / С. П. Романчук // Исторична географія: початок XXI сторіччя : зб. наук. праць. – Вінниця : Теза, 2007. – С. 53–65.

Ромашенко М. І. Зрошення земель в Україні. Стан і поліпшення / М. І. Ромашенко, С. А. Балюк. – К. : Світ, 2000. – 114 с.

Рослинність УРСР. Ліси УРСР / відп. ред. Є. М. Брадіс. – К. : Наук. думка, 1971. – 460 с.

Рослинність УРСР. Степи, кам'яністі відслонення, піски / відп. ред. А. І. Барбарич – К. : Наук. думка, 1973. – 428 с.

Світличний О. О. Основи ерозієзнавства / О. О. Світличний, С. Г. Чорний – Суми : ВТД "Університет. книга". – 2007. – 266 с.

Сиренко Е. А. Палиностратиграфия континентальных верхнеплиоценовых-нижнеплейстоценовых отложений южной части Восточно-Европейской равнины / Е. А. Сиренко. – К. : Наук. думка, 2017. – 166 с.

Сиренко Н. А. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене / Н. А. Сиренко, С. И. Турло. – К. : Наук. думка, 1986. – 188 с.

Смирнова О. В. Современная зональность Восточной Европы как результат преобразования позднеплейстоценового комплекса ключевых видов / О. В. Смирнова, М. В. Бобровский, С. А. Турубанова В. Н. Калякин // Восточноевропейские леса: история в голоцене и современность. Кн. 1. – М. : Наука, 2004. – С. 134–147.

Сочава В. Б. Введение в учение о геосистемах / В. Б. Сочава. – Новосибирск : Наука, 1978. – 319 с.

Степанчук В. М. Початкове заселення і подальше освоєння території України давньою людиною: синтез археологічних і палеогеографічних даних / В. М. Степанчук, Ж. М. Матвіїшина, С. М. Рижов, С. . Кармазиненко // Вісн. НАН України, 2012, № 8. – С. 34–46.

Стратиграфічний кодекс України: затв. 11.09.2012 р. / уклад.: П. Ф. Гожик, В. М. Семененко, В. І. Полетаєв та ін. ; відп. ред. П. Ф. Гожик. – 2-ге вид. – К. : Логос, 2012. – 66 с.

Сябряй С. В. Особенности развития окружающей среды в Украине в неоген-четвертичное время / С. В. Сябряй, Т. Утешер // Изменения земных систем в Восточной Европе. – К., 2010. – С. 43–87.

Сябряй С. В., Щекина Н. А. История развития растительного покрова Украины в миоцене / С. В. Сябряй. – К. : Наук. думка, 1983. – 170 с.

Тектоника Украины // Труды УкрНИГРИ. – М. : Недра, 1988. – Вып. XXXVI. – 254 с.

Тишков А. А. Первичные сукцессии арктических тундр западного побережья Шпицбергена (Свальбарда) / А. А. Тишков // Изв. АН СССР. География. – 1985. – № 3. – С. 99–105.

Ткаченко В. С. Фитоэкологические аспекты гидромелиораций северо-западного Причерноморья / В. С. Ткаченко, А. В. Костылев. – К. : Наук. думка, 1985. – 196 с.

Травлеев А. П. Экология почвообразования лесных черноземов / А. П. Травлеев, Н. А. Белова, А. К. Балалаев // Грунтознавство, 2008. – Т. 9, № 1–2. – С. 19–29.

Удра И. Ф. Лесостепная подзона Евразии и её границы / И. Ф. Удра // Изв. АН СССР. География. – 1981. – № 5. – С. 15–27.

Удра И. Ф. Расселение растений и вопросы палео- и биогеографии / И. Ф. Удра. – К. : Наук. думка, 1988. – 197 с.

Удра И. Ф. Особенности выживания третичных реликтов в рефугиумах Восточно-Европейской равнины в экстремальные эпохи четвертичного периода / И. Ф. Удра, А. П. Хохряков // Бюлл. Моск. о-ва испытателей природы. – 1992. – № 97, вып. 2. – С. 71-80.

Уоддингтон К. Х. Основные биологические концепции / К. Х. Уоддингтон // На пути к теоретической биологии. I. Прологомены. – М. : Мир, 1970. – С. 11–38.

Цись П. М. Геоморфологія УРСР / П. М. Цись. – Львів : Вид-во Львів, ун-ту, 1962. – 233 с.

Цысь П. Н. Обзор основных проблем морфогенезиса Украинских Карпат / П. Н. Цысь // Geographia Polonica. – Warszawa : PWN, 1966. – Vol. 10. – P. 37–50.

Хабаров А. В. Обзор песков и песчаных почв мира / А. В. Хабаров // Особенности песчаных почв и их использование. – М., 1979. – С. 167–196.

Харченко Н. А. К вопросу о естественном возобновлении дуба черешчатого под пологом материнского древостоя / Н. А. Харченко // Науч. журнал Кубанск. гос. аграр. ун-та. – 2012. – № 76, вып. 2. – С. 1–13.

Хорошев А. В. Полимасштабная организация географического ландшафта / А. В. Хорошев. – М. : КМК, 2016. – 416 с.

Хотинский Н. А., Савина С. С. Палеоклиматические схемы территории СССР в бореальном, атлантическом и суббореальном периодах голоцена / Н. А. Хотинский, С. С. Савина // Изв. АН СССР. География. – 1985. – № 4. – С. 18–34.

Чендев Ю. Г. Закономерности формирования лесостепного ландшафта на территории Среднерусской возвышенности (по результатам почвенно-эволюционных исследований) / Ю. Г. Чендев // Науч. ведомости Белгород. ун-та. – 2008. – № 78 (43). – С. 176–187.

Чепалыга А. Стратиграфия финального плейстоцена и палеолита долины Днестра (верхи разреза Роксоланы) и Буджака / А. Чепалыга, Н. Герасименко, М. Гладыревская и др. // Лесовий покрив Північного Причорномор'я : зб. наук. праць (до XVIII укр.-польс. семінару. Роксолани, 8–13 вересня 2013 р.). – Lublin : KARTPOL, 2013. – С. 210–220.

Чепурная А. А. Особенности миграции широколиственных пород по территории Восточно-Европейской равнины в микулинское межледниковье / А. А. Чепурная // Изв. РАН. География. – 2009. – № 4. – С. 69–77.

Чернега П. Передгірні комплекси як особливий клас ландшафтів / П. Чернега // Вісн. Львів. ун-ту. Географія. – 2004. – Вип. 31. – С. 230–234.

Четвертинні відклади: карта – 1:2 500 000 / Б. Д. Возгрин, П. Ф. Гожик // Національний атлас України / гол. ред. Л. Г. Руденко. – К. : ДНВП "Картографія", 2007. – С. 114–115.

Чумак Н. М. Реконструкція змін кліматичних умов Пригорганського Передкарпаття у пізньольодовиків'ї та голоцені за паліноматеріалами / Н. М. Чумак // Фізична географія та геоморфологія. – 2014. – Вип. 1(73). – С. 46–51.

Шацьке поозер'я. Т. 1: Геологічна будова та гідрогеологічні умови / І. І. Залеський, Ф. В. Зузук, В. Г. Мельничук та ін. – Луцьк : Східноєвроп. нац. ун-т ім. Лесі Українки, 2014. – 190 с.

Швебс Г. И. Теоретические основы эрозиоведения / Г. И. Швебс. – Киев; Одесса : Вища школа, 1981. – 223 с.

Шевчук О. М. Дигресивні ряди степових пасовищ на південному сході України / О. М. Шевчук // Наук. основи збереження біорізноманітності : темат. зб. Інституту екології Карпат НАН України, 2006. – Вип. 6. – С. 186–195.

Шищенко П. Г. Принципы и методы ландшафтного анализа в региональном проектировании / П. Г. Шищенко. – К. : Фитосоциоцентр, 1999. – 284 с.

Щекина Н. А. История флоры и растительности Юга Европейской части СССР в позднем миоцене-раннем плиоцене / Н. А. Щекина. – К. : Наук. думка, 1979. – 200 с.

Штойко П. Еколого-ландшафтознавчий аналіз стану та оцінка змін руслових природних комплексів Західного Поділля / П. Штойко // Історія української географії. – 2015. – Вип. 29,30. – С. 125–131.

Эволюция экосистем Европы при переходе от плейстоцена к голоцену (24 – 8 тыс. л. н.) / отв. ред. А. К. Маркова, Т. Ван Кольфсхотен. – М. : Т-во науч. изданий КМК, 2008. – 556 с.

Юдин В. В. Геодинамика Крыма / В. В. Юдин. – Симферополь: ДИАЙПИ, 2011. – 336 с.

Яворський Б. І. Основні риси палеогеографії Південного Розточчя на середньоміоценовому етапі еволюції [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://www.nbuu.gov.ua/old_jrn/natural/Nzvdpu_geogr/2007_14/PART2/osnovni%20rusu%20paleografii.pdf

Яворський Б. І. Розвиток ландшафтів Українського Розточчя : автореф. канд. геогр. наук : 11.00.01. – ЛНУ, 2010. – 20 с.

Antrop M. Geography and landscape science / M. Antrop // *Belgian Journal of Geography. Belgeo special issue. 29th International Geographical Congress.* – 2000 – Vol. 1–4. – P. 9–35.

Ballantyne C. K. Paraglacial geomorphology / C. K. Ballantyne // *Quaternary Science Reviews.* – 2002. – Vol. 21 (18–19). – P. 1935–2017.

Bennett K. D. What do we mean by 'refugia'? / K. D. Bennett, J. Provan // *Quaternary Science Reviews.* – 2008. – Vol. 27. – P. 2449–2455.

Bezusko L. G. Spatio-temporal differentiation of distribution patterns of *Salicornia perennans*, *Halimione verrucifera*, and *Suaeda cf. prostrata* (Chenopodiaceae) in the plain part of Ukraine during the Allerød–Holocene / L. G. Bezusko, S. L. Mosyakin, Z. M. Tsymbalyuk // *Journal of Geology, Geography and Geoecology.* – 2019. – Vol. 28(2). – P. 221–229.

Cambridge Academic Content Dictionary. – Cambridge University Press, 2008. – 1156 p.

Collinson M. E. Paleogene vegetation of Eurasia: framework for mammalian faunas / M. E. Collinson, J. J. Hooker // *Distribution and migration of tertiary mammals in Eurasia. A volume in honour of Hans de Bruijn.* – DEINSEA, 2003. – Vol. 10. – P. 41–83. – URL : <http://natuurtijdschriften.nl/download?type=document;docid=538707>

Crame A. J. Taxonomic diversity gradients through geological time / A. J. Crame // *A Journal of Conservation Biology.* – 2001. – Vol. 7, No 4. – P. 161–208.

Cryosols: Permafrost-Affected Soils // J. M. Kimble (ed.). – Springer-Verlag, 2004. – 726 p.

DiPietro J. A. Landscape evolution in the United States: an introduction to the geography, geology, and natural history / J. A. DiPietro. – Burlington, MA : Elsevier, 2013. – 480 p.

Delcourt H. R. Quaternary landscape ecology: relevant scales in space and time / H. R. Delcourt, P. A. Delcourt // *Landscape Ecology.* – 1988. – Vol. 2. – P. 23–44.

Earth's Paleogeography – Continental Movements Through Time. – URL: <https://www.youtube.com/watch?v=GNmUd43pabg>.

Farina A. Principles and Methods in Landscape Ecology: Towards a Science of the Landscape / A. Farina. – Springer Science & Business Media, 2008 – 412 p.

Forman R. T. T. Land Mosaics: The ecology of landscapes and regions / R. T. T. Forman. – Cambridge, UK : Cambridge University Press, 1995. – 632 p.

Gillespie R. Long-distance dispersal: a framework for hypothesis testing / R. G. Gillespie, B. G. Baldwin, J. Waters et al. // Trends in Ecology and Evolution, 2012. – Vol. 27, Issue 1. – P. 47–456.

Haase D. Loess in Europe – Its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000 / D. Haase, J. Fink, G. Haase et al. // Quaternary Science Reviews. – 2007. – Vol. 26, Issues 9–10. – P. 1301–1312.

Haase G. Die Arealstruktur chorischer Naturraume / G. Haase // Pettermans Geogr. Mitteilungen. – 1976. – No 120. – P. 130–135.

Keppel G. Refugia: keys to climate change management / G. Keppel, G. W. Wardell-Johnson // Global Change Biology. – 2012. – Vol. 18, Issue 8. – P. 2389–2391.

Kiedrzyński M. Refugial debate: on small sites according to their function and capacity / M. Kiedrzyński, K. M. Zielińska, E. Kiedrzyńska, A. Rewicz // Evolutionary Ecology. – 2017. – Vol. 31. – P. 815–827.

Kuussaari M. Extinction debt: a challenge for biodiversity conservation / M. Kuussaari, R. Bommarco, R.K. Heikkinen et al. // Trends in Ecology and Evolution. – 2009. – Vol. 24, No 10. – P. 564–571.

Łanczont M. Badane profile lessowe i stanowiska paleolityczne Naddniestrza halickiego / M. Łanczont, A. Bogucki // Studia Geologica Polonica. – 2002. – Vol. 119 – S. 33–181.

Lang G. Quartäre Vegetationsgeschichte Europas, Methoden und Ergebnisse / G. Lang. – Jena; Stuttgart; New York : Gustav-Fischer, 1994. – 462 S.

Maciejowski W. Regionalizacja fizycznogeograficzna – przeszłość czy przyszłość geografii fizycznej? / W. Maciejowski // Problemy ekologii krajobrazu. – 2009. – T. XXIII. – S. 115–127.

Marcott S. A. A Reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years / S. A. Marcott, J. D. Shakun, P. U. Clark, A. C. Mix // Science. – 2013. – Vol. 339 (6124). – P. 1198–1201.

Mayewski P. A. Holocene climate variability / P. A. Mayewski, E. E. Rohling, J. C. Stager et. al. // *Quaternary Research*. – 2004. – Vol. 62. – P. 243–255.

Mee J. A. The ecological and evolutionary implications of microrefugia / J. A. Mee, J.-S. Moore // *Journal of Biogeography*. – 2014. – No 41, Vol. 5. – P. 837–884.

Meier E. S. Climate, competition and connectivity affect future migration and ranges of European trees / E. S. Meier, H. Lischke, D. R. Schmatz, N. E. Zimmermann // *Global Ecology and Biogeography*. – 2012. – Vol. 21. – P. 164–178.

Mitka J. Putative forest glacial refugia in the Western and Eastern Carpathians / J. Mitka, W. Bąba, K. Szczepanek // *Modern Phytomorphology*. – 2014. – Vol. 5. – P. 85–92.

Naveh Z. *Landscape Ecology: Theory and Application* / Z. Naveh, A. S. Lieberman. – Springer Science & Business Media, 2013. – 360 p.

Olson D. M. Terrestrial ecoregions of the world: a new map of life on Earth / D. M. Olson, E. Dinerstein, E. Wikramanayake et. al. // *Bioscience*. – 2001. – Vol. 51, No 11. – P. 933–938.

Pagani M. The role of carbon dioxide during the onset of Antarctic glaciation / M. Pagani, M. Huber, Z. Liu et. al. // *Science*. – 2011, Vol. 334, Issue 6060. – P. 1261–1264.

Pagani M. Marked Decline in Atmospheric Carbon Dioxide Concentrations During the Paleogene / M. Pagani, J. C. Zachos, K. H. Freeman et. al. // *Science*. – 2005. – Vol. 309, Issue 5734. – P. 600–603.

Pearson R. G. Climate change and the migration capacity of species / R. G. Pearson // *Trends in Ecology and Evolution*. – 2006. – Vol. 21. – P. 111–113.

Ran N. Long-Distance Dispersal of Plants / N. Ran // *Science*. – 2006 – Vol. 313. – P. 786–788.

Różycki S. Z. *Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie* / S. Z. Różycki. – Warszawa : PWN, 1972. – 315 s.

Rull V. Microrefugia / V. Rull // *Journal of Biogeography*. – 2009. – Vol. 36, No 3. – P. 481–484.

Szabó P. Open woodland in Europe in the Mesolithic and in the Middle Ages: Can there be a connection? / P. Szabó // *Forest Ecology and Management*. – 2009. – Vol. 257, Issue 12 – P. 2327–2330.

Shugart H. H. Equilibrium versus non-equilibrium landscapes / H. H. Shugart // Issues in Landscape Ecology ; J. A. Wiens and M. R. Moss (eds.). – Snowmass Colorado – 1999. – P. 18–21.

Stewart J. R. Cryptic northern refugia and the origins of the modern biota / J. R. Stewart, A. M. Lister // Trends in Ecology and Evolution. – 2001. – Vol. 16. – P. 608–613.

Szafer W. Ogólna geografia roślin / W. Szafer. – Warszawa : PWN, 1964. – 433 s.

The ICS International Chronostratigraphic Chart. V. 2021/10. – URL: <https://stratigraphy.org/chart>

Vespremeanu-Stroe A. Holocene evolution of the Danube delta: An integral reconstruction and a revised chronology / A. Vespremeanu-Stroe, F. Zăinescu, L. Preoteasa et. al. // Marine Geology. – 2017. – Vol. 388. – P. 38–61.

Vittoz P. Seed dispersal distances: a typology based on dispersal modes and plant traits / P. Vittoz, R. Engler // Botanica Helvetica. – 2007. – Vol. 117. – P. 109–124.

Webb T. Is vegetation in equilibrium with climate? How to interpret late-Quaternary pollen data / T. Webb // Vegetatio. – 1986. – Vol. 67. – P. 75–91.

Willis K. J. The full-glacial forests of central and south-eastern Europe / K. J. Willis, E. Rudner, P. Sümege // Quaternary Research. – 2000. – Vol. 53. – P. 203–213.

World Reference Base for Soil Resources 2014, update 2015. International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. – World Soil Resources Reports No 106. FAO, Rome, 2015. – 192 p.

Zagwijn W. H. Migration of vegetation during the Quaternary in Europe / W. H. Zagwijn // Courier Forschung-Institute. – Senckenberg, 1992. – Vol. 153. – P. 9–12.

Zeeberg J. J. The European sand-belt in Eastern Europe and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results / J. J. Zeeberg // Boreas, 1998 – Vol. 27. – P. 127–129.

Наукове видання

ГРОДЗИНСЬКИЙ Михайло Дмитрович

Еволюція ландшафтів України
ландшафтознавчо-географічний вимір проблеми

Монографія

Редактор *І. Нечаєва*

Оригінал-макет виготовлено ВПЦ "Київський університет"
Виконавець *В. В. Гаркуша*



Формат 60×84^{1/16}. Ум. друк. арк. 25,11. Наклад 100. Зам. № 222-10534.
Гарнітура Colibri. Папір офсетний. Друк офсетний. Вид. № Гр5.
Підписано до друку 23.01.2023

Видавець і виготовлювач
ВПЦ "Київський університет"

Б-р Т. Шевченка, 14, м. Київ, 01601, Україна
☎ (044) 239 32 22; (044) 239 31 72; тел./факс (044) 239 31 28
e-mail: vpc_div.chief@univ.net.ua, redaktor@univ.net.ua

<http://vpc.knu.ua>

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1103 від 31.10.02