МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ імені ІВАНА ФРАНКА
ГЕОГРАФІЧНИЙ ФАКУЛЬТЕТ
ЛЬВІВСЬКЕ ВІДДІЛЕННЯ УКРАЇНСЬКОГО ГЕОГРАФІЧНОГО ТОВАРИСТВА
ГЕОГРАФІЧНА КОМІСІЯ НАУКОВОГО ТОВАРИСТВА імені ШЕВЧЕНКА

ГЕОГРАФІЧНА НАУКА І ПРАКТИКА: ВИКЛИКИ ЕПОХИ

МІЖНАРОДНА НАУКОВА КОНФЕРЕНЦІЯ,
присвячена 130-річчю географії у Львівському університеті
(Львів, 16–18 травня 2013 р.)

Том 2

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ імені ІВАНА ФРАНКА
ГЕОГРАФІЧНИЙ ФАКУЛЬТЕТ
ЛЬВІВСЬКЕ ВІДДІЛЕННЯ УКРАЇНСЬКОГО ГЕОГРАФІЧНОГО ТОВАРИСТВА
ГЕОГРАФІЧНА КОМІСІЯ НАУКОВОГО ТОВАРИСТВА імені ШЕВЧЕНКА

ГЕОГРАФІЧНА НАУКА І ПРАКТИКА: ВИКЛИКИ ЕПОХИ

МАТЕРІАЛИ
міжнародної наукової конференції, присвяченої
130-річчю географії у Львівському університеті

(м. Львів, 16–18 травня 2013 р.)

GEOGRAPHICAL SCIENCE AND PRACTICE: CHALLENGES OF EPOCH

PROCEEDINGS
of the international scientific conference dedicated to the
130th anniversary of geography at L'viv University

(L'viv, 16–18 May 2013)

Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка
Львів–2013

УДК [910+911] (06)
ББК 26.8я5+20.1я5
Г 35

Друкується за ухвалою Вченої ради географічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка. Протокол № 2 від 13 березня 2013 р.

Г 35 **Географічна наука і практика: виклики епохи:** Матеріали міжнародної наукової конференції, присвяченої 130-річчю географії у Львівському університеті (м. Львів, 16–18 травня 2013 р.) / [Відповід. редактори: доц. В. І. Біланюк, доц. Є. А. Іванов]. У 3-ох томах. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2013. – Том 2. – 340 с.

У збірник наукових праць включені тексти доповідей з широкого спектру теоретичних і прикладних питань географічної науки, освіти і практики, які виголошено на міжнародній науковій конференції, присвяченій 130-річчю географії у Львівському університеті. Серед авторів збірника науковці України, Польщі, Білорусі, Німеччини і США.

Для викладачів вищих навчальних закладів, науковців, докторантів, аспірантів, студентів, учителів і тих, хто цікавиться проблемами географічної науки.

Відповідальні редактори:
доц. В. І. Біланюк, доц. Є. А. Іванов

Редакційна колегія:

Володимир Біланюк (голова), доцент, декан географічного факультету;
Євген Іванов (відповідальний секретар), доцент, заступник декана з навчально-виховної і наукової роботи географічного факультету;
Ярослав Кравчук, професор, завідувач кафедри геоморфології і палеогеографії;
Семен Кукурудза, професор, завідувач кафедри раціонального використання природних ресурсів і охорони природи;
Роман Лозинський, доцент, завідувач кафедри географії України;
Марта Мальська, професор, завідувач кафедри туризму;
Анатолій Мельник, професор, завідувач кафедри фізичної географії;
Валерій Петлін, професор, завідувач кафедри конструктивної географії і картографії;
Степан Позняк, професор, завідувач кафедри ґрунтознавства і географії ґрунтів;
Олег Шаблій, професор, завідувач кафедри економічної і соціальної географії;
Євген Тиханович (секретар), аспірант кафедри фізичної географії.

Адреса редакційної колегії:

Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
Львівський національний університет
імені Івана Франка, географічний факультет.
Тел.: +38 032 239 46 46; факс +38 032 272 26 44
E-mail: geodekanat@gmail.com; eugen_ivanov@email.ua

Тексти подаються мовою оригіналу. Автори опублікованих матеріалів несуть повну відповідальність за добір, точність наведених фактів, цитат, власних імен, повноту і достовірність наведених матеріалів, посилань та інших відомостей.

УДК [910+911] (06)
ББК 26.8я5+20.1я5

© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2013
© Автори статей, 2013

До 130-річчя географії у Львівському університеті

To the 130th anniversary of geography at L'viv University

Географія у Львівському університеті була предметом викладання від початку його виникнення. До цього географію вивчали у братських українських (руських) і латинських школах та колегіумах. Географічні старовинні грецькі й арабські книги зберігалися у бібліотеці Єзуїтського колегіуму, а після заснування університету – у його книгозбірні.

У 1882 р. вийшов наказ цісаря Франца Йосифа про створення кафедри географії у Львівському університеті. А в 1883 р. створено кафедру географії при філософському факультеті університету. Згодом, у 1930 р. на основі кафедри географії організовано Інститут географії. У 1945 р. засновано географічний факультет з кафедрами: загальної фізичної географії, регіональної фізичної географії, економічної географії та геодезії і картографії…

Сьогодні географічний факультет є одним з провідних наукових і навчальних центрів в Україні з підготовки фахівців високого рівня кваліфікації. На факультеті функціонують вісім кафедр, дві науково-дослідні лабораторії, вісім навчальних лабораторій і чотири стаціонари. Науково-педагогічний потенціал факультету забезпечують 16 докторів наук, професорів (серед яких Заслужені професори університету О. І. Шаблій, Я. С. Кравчук) і 69 кандидатів наук, доцентів.

В сучасних умовах розвитку географічної науки і освіти особливого значення набули міжнародні конференції, які не лише надають можливості для обміну науковим досвідом, а й істотно сприяють налагодженню й розширенню наукового співробітництва.

16–18 травня 2013 р., географічна спільнота України й світу святкує 130-річчя географії у Львівському університеті. У рамках святкування славного ювілею проводиться міжнародна науково-практична конференція "Географічна наука і практика: виклики епохи", яка й підіб'є підсумки багаторічної наукової і навчально-методичної роботи колективу географічного факультету. У конференції візьмуть участь понад 300 науковців, що представляють 60 провідних навчальних і наукових установ України, Польщі, Білорусі, Німеччини і США. Ми вдячні усім учасникам міжнародної наукової конференції й сподіваємося на подальшу тісну й плідну співпрацю. Водночас, висловлюємо подяку організаторам конференції, зокрема відповідальному секретарю, кандидату географічних наук, доценту кафедри конструктивної географії і картографії, заступнику декана географічного факультету з навчально-виховної і наукової роботи Є. А. Іванову і секретарю, аспіранту кафедри фізичної географії Є. Є. Тихановичу.

Напередодні святкування 130-річного ювілею колектив географічного факультету впевнено дивиться у майбутнє, налагоджує співпрацю з провідними науково-дослідними та навчальними установами України та Європи. Отож побажаємо географам Франкового університету здоров'я й нових творчих успіхів.

З повагою, декан географічного факультету
Львівського національного університету імені Івана Франка
Володимир Біланюк

СЕКЦІЯ

ФІЗИЧНА ГЕОГРАФІЯ, ЛАНДШАФТОЗНАВСТВО, ГЕОЕКОЛОГІЯ

УДК 911.52

ЛАНДШАФТНЕ ОБҐРУНТУВАННЯ РЕАБІЛІТАЦІЇ ТЕРИТОРІЙ ВІЙСЬКОВОЇ ДІЯЛЬНОСТІ

Василь Давидчук

Інститут географії Національної академії наук України,
Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44,
e-mail: geo-ins@kiev.ldk.net

В епоху масових армій військова діяльність виокремлюється як додатковий суттєвий чинник впливу людини на навколишнє середовище. Військовий, або як його ще називають, белігеративний вплив включає небезпеку забруднення або пошкодження компонентів та елементів природного середовища – рослинного покриву, тварин, ґрунтів, поверхневих відкладів, рельєфу, аж до ризику руйнування самих природних компонентів і утворених ними цілих природних територіальних комплексів – ландшафтів.

Загальна картина первинного забруднення території, яке відбувається внаслідок військової діяльності, з часом ускладнюється залученням речовин-забруднювачів до природно зумовлених процесів їхнього руйнування та вторинного перерозподілу шляхом водної, повітряної та біогенної міграції, які супроводжуються постійними фазовими переходами мігрантів, утворенням вторинних сполук, а також неодноразовими змінами потоків-носіїв.

Відповідно руйнування і пошкодження природних територіальних комплексів, їхніх елементів та компонентів під час бойових дій або військових навчань викликають протидію природних процесів самовідновлення, якщо такі пошкодження мають зворотний характер. В разі, коли наслідки руйнування незворотні, вони призводять до формування нових комплексів.

Цим зумовлена необхідність вивчення стійкості белігеративно пошкоджених або забруднених ландшафтів з точки зору їхньої здатності до самовідновлення, оцінки і картографування природних передумов міграції забруднень військового походження, визначення факторів, які зумовлюють напрямок та інтенсивність міграційних потоків забруднюючих речовин, а далі акумуляції та локалізації їх на геохімічних і біогеохімічних бар'єрах.

Вивчення та картографування ландшафтної структури територій, які зазнали впливу військової діяльності, передбачає інвентаризацію природних та антропогенних ландшафтів, виявлення їхнього сучасного стану, включаючи пошкодження і забруднення, завдані під час військових навчань або бойових дій. Така оцінка, що здійснюється на основі комплексного,

системного ландшафтного підходу, передбачає урахування сукупної дії на згадані процеси усіх природних компонентів у їх взаємозв’язку та взаємозалежності.

Разом з тим, ландшафтне дослідження територій, які зазнали пошкодження через військову діяльність, створює передумови подальшого аналізу і прогнозу потенціалу самовідновлення природних систем, удосконалення їхнього функціонального зонування і надалі виступає як комплексна наукова основа для опрацювання практичних рекомендацій, спрямованих на їх реабілітацію.

На сьогодні значний досвід у галузі ландшафтного обґрунтування реабілітаційних заходів щодо земель, які зазнали техногенного забруднення, накопичено, зокрема, за дослідженнями територій, забруднених радіонуклідами внаслідок аварії на Чорнобильській АЕС.

Військовий полігон як об’єкт постбелігеративної реабілітації. Основними відмінами військових полігонів, що надалі визначають їх особливість як об’єктів реабілітації, є такі:

- ✓ спеціалізація полігонів на певних видах військової діяльності, як правило, протягом тривалого часу;
- ✓ функціональне зонування території полігонів і послідовне дотримання режимів використання визначених функціональних зон, що зумовлює неоднорідне за характером і нерівномірне за інтенсивністю навантаження на різні зони полігонів;
- ✓ як наслідок, поєднання на території полігонів інтенсивної військової діяльності із відсутністю або значною обмеженістю протягом тривалого часу традиційного антропогенного навантаження на ландшафти.

З цього випливає надзвичайно загострений, і водночас специфічний набір екологічних проблем, які виникають на території військових полігонів, і які вирізняють їх серед інших об’єктів людської діяльності.

Серед особливостей військових полігонів, як екологічно проблемних територій, слід зазначити зокрема такі:

- ✓ комбіноване неспецифічне (паливно-мастильні матеріали, важкі метали тощо) та специфічне хімічне забруднення (продукти згорання пороху, вибухівки тощо);
- ✓ формування на одній території різних за віком полів хімічного забруднення, де поєднуються щойно утворені первинні випадіння, середні за віком випадіння, які лише вступають у природні кругообіги, і поряд з ними – “старі” випадіння, які вже залучені до потоків водної, біогенної та повітряної міграції, отже перебувають у віддаленому періоді свого існування в навколишньому середовищі;
- ✓ значне пошкодження, подекуди руйнування військовими засобами природних компонентів, навіть цілих природних комплексів на обмежених ділянках окремих, найбільше навантажених функціональних зон – у “котлах”, на позиціях, вздовж маршрутів пересуваня техніки тощо.

Разом з тим, суворе дотримання функціонального зонування при здійсненні військової діяльності, одночасно із відсутністю традиційного господарського навантаження, зумовлює утворення на полігонах значних буферних зон відносного спокою, де створюються умови для самовідновлення та збереження окремих елементів біоти на популяційному і ценотичному рівні.

Як приклад можна навести полігон Дівички, який розташований на території Київської області. Він займає фронтальну та центральну частини ландшафту першої надзаплавної тераси Дніпра. При обстеженні полігону, у зоні, що прилягає до позицій та під’їзних шляхів до них, в складі рослинного покриву сухотравно-злакових лучних ценозів було виявлено популяцію ковили дніпровської площею кілька гектарів. Ця популяція змогла відновитися і зберегтися на полігоні, попри інтенсивне транспортне та інше військове навантаження на його територію, завдяки повній відсутності випасу худоби, сінокосіння та інших видів використання лучних ценозів у буферній зоні протягом більше ніж семи десятиліть існування полігону.

Про природоохоронне значення цієї знахідки свідчить хоча б те, що перша тераса Дніпра представлена на Київщині сімома ландшафтами, проте подібної популяції не виявлено у

жодному з них, окрім Кийлівського ландшафту в межах військового полігону. Це дає підстави для висновку, що популяція ковили дніпровської відновилася і збереглася у даному ландшафті завдяки спеціальному режиму природокористування, встановленому для військового полігону.

На основі аналізу наявних фондових матеріалів, які характеризують геологічну будову території, структуру її ґрунтового покриву, лісів, природних кормових угідь, на підставі проведених польових досліджень формується уявлення про ландшафтну структуру території, на якій розташовано військовий полігон або іншу територію белігеративного впливу, укладається ландшафтна карта його території.

Виходячи з потреб реабілітації, у зв'язку із дедалі ширшим впровадженням в практику ГІС-технологій, постає необхідність найбільш детального ландшафтного обстеження та крупномасштабного картографування території військових полігонів країни у комп'ютерному форматі.

Подібні роботи потребуватимуть, окрім точної топооснови, використання новітніх матеріалів космічної зйомки та інших видів дистанційних зйомок у режимах польового та камерального дешифрування. З метою врахування белігеративних змін ландшафтів та їх окремих компонентів, необхідно буде виконати додаткові польові дослідження структури ландшафтів території полігонів, зокрема оцінки стану ґрунтово-рослинного покриву та сучасних процесів їхнього самовідновлення. Це матиме велике значення не лише для інвентаризації ландшафтної структури полігонів та визначення небезпек її белігеративного пошкодження, але й для подальшого оцінювання природного потенціалу ландшафтовідновлення та вирішення задач реабілітації на ландшафтній основі.

Перспективні напрями ландшафтної військової екології. Очевидно, потенціальні можливості ландшафтного підходу в галузі військової екології не обмежуються проблемами визначення небезпек та реабілітації наслідків белігеративного пошкодження територій військової підготовки. Сюди варто додати і питання ландшафтного обґрунтування власне військової діяльності, серед них:

- ✓ обґрунтування ландшафтної репрезентативності наявної сітки військових полігонів щодо територій потенційних ТВД та екологічний супровід миротворчих операцій;
- ✓ індикація на основі ландшафтного підходу прохідності грунтових доріг та оцінка умов пересування військ поза дорожною сіткою за різних погодних станів;
- ✓ ландшафтна індикація та оцінка умов виконання земляних робіт на місцевості із урахуванням літології грунтового профілю та глибин грунтових вод;
- ✓ оптимізація маскувальних заходів за умов реального різноманіття грунтово-рослинного покриву та урахування значень вегетаційного індекса з метою протидії засобам дистанційного спостереження;
- ✓ формування на ландшафтній основі геоінформаційних систем військово-екологічного призначення.

* * *

УДК 911.2+282.247.318

АНТРОПОГЕННІ ПАРАГЕНЕТИЧНІ ЛАНДШАФТНІ КОМПЛЕКСИ РІЧИЩА ТА ЗАПЛАВИ ПІВДЕННОГО БУГУ

Олександр Лаврик

Уманський державний педагогічний університет імені Павла Тичини,
20300, Черкаська область, м. Умань, вул. Садова 2,
e-mail: s-lavrik@yandex.ru

Постановка проблеми. Ландшафти річища й заплави кожної річки перебувають у постійному парагенетичному та парадинамічному зв'язку, який зумовлений процесами обміну

речовиною, енергією та інформацією. Внаслідок цього формуються складні руслово-заплавні парагенетичні ландшафтні комплекси (ПГЛК), що суміжні між собою та мають спільні умови виникнення. Внаслідок тотального господарського освоєння днищ долин, яке полягало в будівництві гідроспоруд у річищах і заплавах, натуральні ПГЛК були докорінно трансформовані в антропогенні. У новоутворених ландшафтних комплексах змінюються напрями енергопотоків, вони розвиваються за своїми законами, часто їх функціонування призводить до екологічного дисбалансу. Дослідження антропогенних парагенетичних ландшафтних комплексів (АПГЛК) річищ і заплав дає змогу краще зрозуміти суть та специфіку процесу їх розвитку, що допоможе уникнути прорахунків у веденні водогосподарського будівництва в майбутньому.

Метою дослідження є аналіз процесів формування, розвитку та функціонування парагенетичних і парадинамічних зв’язків у АПГЛК річища та заплави Південного Бугу як модельної ділянки досліджень.

Аналіз попереднього досвіду. Проблемі парагенетичних ландшафтних комплексів річкових долин присвячені публікації Ф. М. Мількова, де він характеризує річище та заплаву як “структурні частини річкового басейну з повздовжніми парагенетичними взаємозв’язками” [4, с. 15] і вказує на те, що “елементарною парагенетичною системою в річковому потоці є перекат – плесо” [5, с. 294]. В. В. Козін проводив дослідження долини Верхнього та Середнього Дону, де запропонував виділяти різні за своєю динамікою ряди парагенетичних комплексів, а в їх складі найбільш динамічні лабільні елементарні ПГЛК [3]. Питанням виявлення загальних закономірностей розвитку та просторової диференціації долиннорічкових парагенетичних ландшафтних комплексів Дністра та Південного Бугу займався Г. І. Швебс [9]. Однак попередні публікації присвячені натуральним ПГЛК, у той час як антропогенні парагенетичні ландшафтні комплекси заслуговують на більшу увагу, оскільки за своєю сутністю вони є більш складними та динамічними. Окремі напрацювання з зазначеної проблематики розроблені Г. І. Денисиком [1, 2], Г. С. Хаєцьким [2, 8] та Ю. В. Яцентюком [10] і лягли в основу цієї статті.

Виклад основного матеріалу. Забудова річища та заплави Південного Бугу млинами з водовідвідними каналами зумовлювала утворення АПГЛК типу “млин – канал – острів”. Тривала взаємодія між компонентами АПГЛК забезпечувалася контролюванням їхнього стану з боку людини. Припинення контролю означало руйнування млина та зникнення всього комплексу. Однак в окремих випадках залишені без контролю людини комплекси продовжували функціонувати завдяки натуральним парадинамічним зв’язкам (НПДЗ). Розглянемо особливості зв’язків на прикладі просторово-часового процесу формування такого АПГЛК в с. Сокільці Вінницької області (рис. 1).

Будівництво у 1894–1898 роках Сокілецького млина спочатку було зумовлено суспільними парадинамічним зв’язкам (СПДЗ), які виявлялися в: 1) потребі місцевого населення у переробці зерна на борошно та крупи; 2) зручним місцерозташуванням млинарських будівель на поверхні лівобережної заплави та в річищі на ділянці перекату; 3) близькою доставкою будівельних матеріалів (граніти видобували в кар’єрі, приуроченому до правобережного схилу с. Печери).

Роль “центрального місця” в АПГЛК відгравала будівля млина з турбіною, де координувався процес переробки зерна. По відношенню до млина прямі ПГЗ (парагенетичні зв’язки) з ним мали водовідвідний канал і новоутворений острів, стан яких підтримувався людьми з метою найефективнішого функціонування всього комплексу. З річищем Південного Бугу млин зв’язували прямі НПДЗ, які проявлялися через канал у вигляді низхідних потоків речовини (води, часток гірських порід і ґрунту, насіння рослин, тварин), енергії та інформації. Завдяки зазначеним НПДЗ складові млинарського комплексу об’єднувалися в єдину антропогенну парагенетичну систему “млин – гребля – канал – острів”.

Зворотні механічні НПДЗ проявлялися у процесах підмивання водою берегів каналу та острова. Під час весняних повеней вода, переповнюючи канал, розмивала поверхню лівобережної заплави, внаслідок чого сформувалося мілководне русло річки Фоси. Русло спрямо-

ване паралельно до водовідвідного каналу. Загальна довжина Фоси понад 600 м, вона кілька разів з'єднується з каналом, утворюючи в лівобережній заплаві три острови. Ширина русла 2–3 м, глибина – 0,5–1 м.

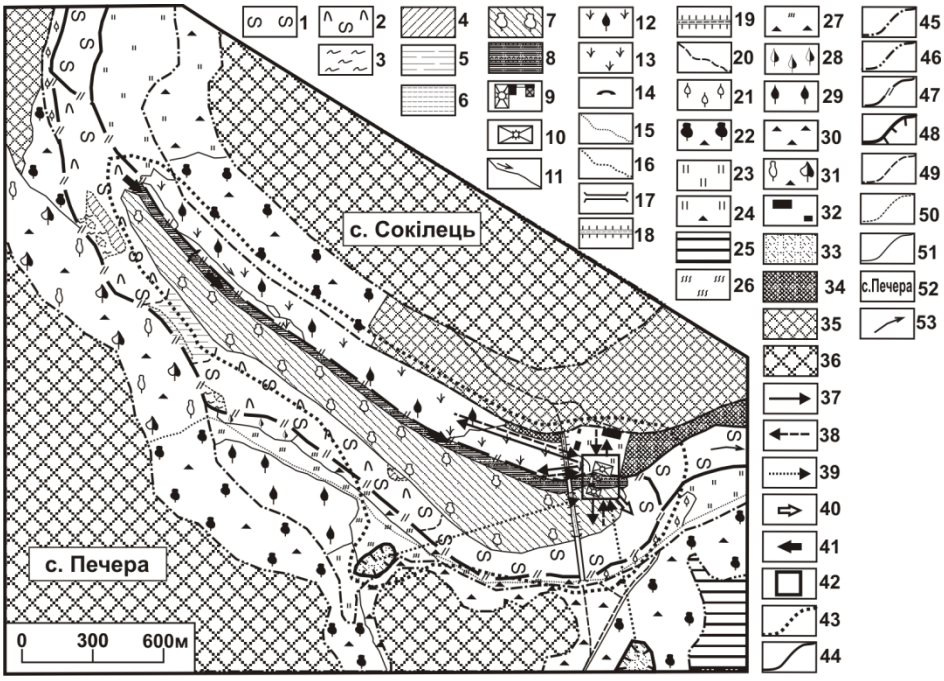


Рис. 1. Зв'язки в АПГЛК "недіюча ГЕС – недіючий млин – гребля – земляний насип з мостом – днище спущеного водосховища – острів"

Умовні позначення: ***Водні натуральні ландшафти. Перекати.*** Урочища: 1 – центральне річище; 2 – пороги; 3 – мілководні рукави; 4 – натуральні острови. **Плеса.** Урочища: 5 – центральне глибоководдя; 6 – прибережні відмілини.

Водні антропогенні ландшафти. Канальні. Руслово-канальні. Урочища: 7 – острів з нерівною поверхнею, зарослий різноманітною кущовою та деревною рослинністю на заплавних суглинках; 8 – неглибокий (1–1,5 м) водовідвідний канал шириною 11–12 м з "опустом"; 9 – гранітна гребля (довжина – понад 30 м, ширина – 2,5 м, висота – 3 м), недіючі крупорушка та гідроелектростанція. ***Заплавні.*** Урочища: 10 – кам'яна будівля колишнього вальцьового млина; 11 – мілководна (0,5–1 м) притока каналу; 12 – рівні поверхні з чорновільшанниками та осоково-різнотравною рослинністю на замулених відкладах; 13 – рівні поверхні з надмірно зволоженими луками із осоково-різнотравною рослинністю на замулених відкладах.

Дорожні ландшафти. Пішохідні. Ґрунтово-дерев'яні. Руслово-канальні. Урочища: 14 – дерев'яний місток без опор довжиною 13 м. ***Шосейні. Ґрунтово-гравійні. Заплавні.*** Урочища: 15 – невисокі (0,5–1 м) глинисто-щебнюваті насипи шириною (2,5–3 м) без рослинності. ***Схилові.*** Урочища: 16 – польова дорога шириною 2,5–3 м на покатих (10–12°) лесових поверхнях з сірими лісовими ґрунтами. ***Асфальтово-бетонні. Руслово-канальні.*** Урочища: 17 – залізобетонні мости на 1 та 5 опорах (довжина 44 та 121 м, ширина проїжджої частини – 6 та 7 м, вантажопідйомність – 30 та 80 т); 18 – високий (1,5–2 м) суглинисто-кам'яний насип з крутими (40–45°) схилами, обсадженими кленом ясенолистим і вербою ламкою, на поверхні острова. ***Заплавні.*** Урочища: 19 – високий (1,5–2 м) суглинисто-кам'яний насип з крутими (40–45°) схилами, обсадженими кленом ясенолистим і вербою ламкою, на поверхні заплави. ***Схилові.*** Урочища: 20 – високий (1,5–2 м) суглинисто-кам'яний насип з крутими (40–45°) схилами, обсадженими кленом ясенолистим і вербою ламкою, на покатій (10–12°) поверхні схилу.

Лісові антропогенні ландшафти. Похідні. Заплавні. Урочища: 21 – прируслові вільхово-вербові зарості на суглинистих лучних ґрунтах. **Схилові.** Урочища: 22 – круті (25–30°) схили з виходами кристалічних порід та дубово-грабовими лісами на сірих опідзолених ґрунтах.

Сільськогосподарські ландшафти. Лучно-пасовищні. Заплавні. Урочища: 23 – рівні суглинисті поверхні з свіжими луками із лучно-злаковою рослинністю на лучних ґрунтах під випас. ***Схилові.*** Уро-

чища: 24 – круті (25–30°) схили з виходами кристалічних порід та свіжими луками з лучно-злаковою рослинністю на сірих опідзолених ґрунтах під випас. ***Польові. Плакорні.*** Урочища: 25 – покаті (6–8°) поверхні на еродованих сірих лісових ґрунтах під польовими сівозмінами.

Рекреаційні ландшафти. Відпочинково-оздоровчі. Заплавні. Урочища: 26 – рівні суглинисті поверхні з свіжими луками із лучно-злаковою рослинністю на лучних ґрунтах під стихійними пляжами; 27 – прируслова нерівна поверхня заплави з виходами кристалічних порід та лучно-злаковою і водно-болотною рослинністю на суглинистих лучних ґрунтах для відпочинку; 28 – прируслові зарості вербняків на суглинистих лучних ґрунтах для відпочинку; 29 – вільхова посадка на суглинистих лучних ґрунтах для відпочинку. ***Схилові.*** Урочища: 30 – круті (30–45°) схили з виходами гранітних скель та лучно-злаковою рослинністю на змитих сірих ґрунтах для відпочинку; 31 – парк на покатих (10–15°) схилах з виходами кристалічних порід та дубово-березово-ялиновими насадженнями на ясно-сірих ґрунтах.

Промислові ландшафти. Власне промислові. Заплавні. Урочища: 32 – слабкопокаті (1–3°) суглинисті поверхні з додатковими млинарськими будівлями на лучних ґрунтах. ***Гірничопромислові. Кар’єрно-відвальні. Гранітний варіант типу місцевостей “кам’янистий бедленд”.*** Урочища: 33 – невеликі (до 0,5 га) гранітні кар’єри, що заростають рудеральною рослинністю.

Селитебні ландшафти. Сільські. Заплавні. Урочища: 34 – вирівняні суглинисті поверхні під малоповерховою забудовою, садами та городами на лучних ґрунтах. **Схилові.** Урочища: 35 – покаті (10–12°) поверхні під малоповерховою забудовою, садами та городами на змитих сірих лісових ґрунтах. **Плакорні.** Урочища: 36 – покаті (8–9°) поверхні на еродованих сірих лісових ґрунтах під малоповерховою забудовою.

Взаємозв’язки: 37 – прямі безпосередні ПГЗ; 38 – зворотні безпосередні ПГЗ; 39 – прямі опосередковані ПГЗ; 40 – прямі ПДЗ; 41 – зворотні ПДЗ.

Межі. ***ПГЛК:*** 42 – центрального місця АПГЛК; 43 – АПГЛК “недіюча ГЕС – недіючий млин – гребля – земляний насип з мостом – днище спущеного водосховища – острів”. ***Типів місцевостей. Натуральних:*** 44 – руслового та заплавного; 45 – заплавного та схилового; 46 – схилового та плакорного. ***Антропогенних:*** 47 – руслового-канального; 48 – типу місцевостей “кам’янистий бедленд”. ***Аквальних ділянок:*** 49 – перекатів і плес. ***Урочищ:*** 50 – натуральних; 51 – антропогенних.

Інші позначення: 52 – назви населених пунктів; 53 – напрям течії.

Зворотні біологічні НПДЗ виявлялися у заростанні новоутвореного острова деревною та кущовою рослинністю. Заліснений острів став ареалом для водолюбних тварин. У процесі довготривалого функціонування АПГЛК проективне покриття острова деревостаном збільшувалося, що зумовлювало виникнення явища контрастності. Так, на залісненій поверхні острова температура повітря улітку на 10–12 % нижча порівняно з прибережними ландшафтними комплексами, відносна вологість повітря збільшується на 10–40 %, а швидкість вітру зменшується в 11 разів.

У 1924 р. до будівлі вальцьового млина прибудували малу гідроелектростанцію потужністю 240 кВт. На станції було встановлено динамо-машину, струм якої освітлював села Печеру та Сокілець [6]. Прямі суспільні ПДЗ, що проявлялися у забезпеченні населених пунктів електроенергією, зумовили умовну зміну попереднього парагенетичного ландшафтного комплексу на АПГЛК типу “ГЕС – млин – гребля – канал – острів”. Докорінні зміни в цьому комплексі відбулися у 1951 р., коли ГЕС та греблю реконструювали з метою збільшення потужності [7], і для її нормального функціонування збудували водосховище.

Виникнення АПГЛК типу “ГЕС – млин – гребля – водосховище – острів” викликало зворотні водні НПДЗ. Внаслідок затоплення під водою опиналися поверхня лівобережної заплави з вологими лучно-злаковими біоценозами. Підпір ґрунтових вод у межах водосховища підвищився на 1–1,5 м. У прибережних частинах водосховища почали виникати пояси водно-болотної рослинності.

Біологічні НПДЗ виявилися у заселенні нового водосховища популяціями риб, які мігрували з річища. У прибережних заростях поселялися крижні, водяні курочки, ондатри тощо.

Посилилися механічні ПДЗ у вигляді процесу ерозії в прибережній частині острова. Під час однієї з повеней вода прорвала земляний вал у межах середньої частини острова та сформувала вимоїну. Вона має звивистий характер, її глибина – 1–1,5 м, ширина – 2–2,5 м.

Ерозійна вимоїна перетинає острів з північного заходу на південний схід і з'єднується з річищем.

У 1964 р. з метою забезпечення кращого транспортного сполучення (прояв СПДЗ) між містами Немирів і Могилів-Подільський через річище Південного Бугу та водосховище ГЕС були прокладені два залізобетонні мости. Перший (довжиною 121 м) з'єднує с. Печеру з островом, другий (довжиною 44 м) – острів з с. Сокілець. Сокілецький міст збудували у верхньому б'єфі водосховища на одній опорі. Для того, щоб знівелювати рівень сокілецького мосту з печерським, частину острова та лівобережної заплави підвищили за рахунок земляного насипу. Будівництво сокілецького мосту зумовило спуск водосховища, води якого підмивали під'їзний насип й опору та зупинку роботи ГЕС. Внаслідок цього сформувався АПГЛК типу "недіюча ГЕС – млин – гребля – земляний насип з мостом – днище спущеного водосховища – острів".

У процесі функціонування нового АПГЛК основну роль відіграли водні та біотичні НПДЗ. Після спуску води днище колишнього водосховища, збагачене алювіальними відкладами, почало активно заростати вологолюбними рослинами. На поверхні заплави, що розташовується ближче до мосту, сформувалося урочище надмірно зволожених лук, травостій яких представлений 27–30 видами рослин. В угрупованні переважає осока побережна, осока гостроподібна, очерет звичайний, рогіз широколистий, рогіз вузьколистий, кропива дводомна, болиголов плямистий, гравілат річковий. На іншій частина заплави розвивається урочище вільхово-вербових заростей.

Припинення роботи млина у 1992 р. зумовило "затухання" прямих суспільних ПДЗ і трансформацію ландшафтного комплексу в АПГЛК "недіюча ГЕС – недіючий млин – гребля – земляний насип з мостом – днище спущеного водосховища – острів", який продовжує функціонувати завдяки натуральним ПДЗ й зараз.

Висновки. Трансформація руслово-заплавного ПГЛК і прилеглих до нього суміжних ландшафтних комплексів зумовлює зміну між ними потоків речовин, енергії та інформації. Відповідно до особливостей структури, розташування та часу будівництва гідротехнічних споруд відбувається спрямування, посилення й затухання зазначених потоків. Неврахування парадинамічних і парагенетичних зв'язків між антропогенними парагенетичними ландшафтними комплексами призводить до екологічних проблем не лише в річищі та заплаві, а й у басейні річки загалом. Тому важливим є під час процесу зміни будь-якого елементу долини здійснювати аналізувати її наслідки в перспективі та здійснювати постійний контроль над технічним блоком ландшафтного комплексу.

Список використаних джерел

1. *Денисик Г. І.* Антропогенні ландшафти Правобережної України : монографія / Г. І. Денисик. – Вінниця: Арбат, 1998. – 292 с.
2. *Денисик Г. І.* Водні антропогенні ландшафти Поділля : [монографія] / Г. І. Денисик, Г. С. Хаєцький , Л. І. Стефанков – Вінниця : ПП "Видавництво "Теза", 2007. – 216 с. – (Серія «Антропогенні ландшафти Поділля»).
3. *Козин В. В.* Динамические ряды парагенетических ландшафтных комплексов / В. В. Козин // Вопросы структуры и динамики ландшафтных комплексов : [сб. науч. трудов] / [науч. ред. Дудник Н. И. и др.]. – Воронеж : Изд-во Воронеж. ун-та, 1977. – С. 129–134.
4. *Мильков Ф. Н.* Бассейн реки как парадинамическая ландшафтная система и вопросы природопользования / Ф. Н. Мильков // География и природные ресурсы. – 1981. – № 4. – С. 11–18.
5. *Мильков Ф. Н.* Долинноречные ландшафтные системы / Ф. Н. Мильков // Известия Всесоюз. Географ. общества. – 1978. – Т. 110. Вып. 4. – С. 289–296.
6. *Олександер Бируля.* Ріка Бог та її сточище: матеріяли до гідрології ріки та використання її енергії / Олександер Бируля. – Вінниця : Віндерждрук ім. Леніна, 1928. – 95 с.
7. Технический проект Соколецкой гидроэлектростанции на р. Ю. Буг Немировского района Винницкой области. Том III. – Производство работ / Украинская зональная

проектро-изыскательная контора “Укрсельэлектропроэкт”; нач. Волоцкий, гл. инж. Лебедев. – Винница, 1951. – 27 с.
8. *Хаєцький Г. С.* Роль парадинамічних зв’язків у формуванні внутрішньоаквальних антропогенних ландшафтів Поділля / Г. С. Хаєцький, О. Д. Лаврик // Фізична географія та геоморфологія. – К. : ВГЛ “Обрії”, 2008. – Вип. 54. – С. 230–235.
9. *Швебс Г. И.* Долинноречные парагенетические ландшафты (типология и районирование) / Г. И. Швебс, Т. Д. Васютинская, С. А. Антонова // География и природные ресурсы. – 1982. – № 1. – С. 24–32.
10. *Яцентюк Ю. В.* Долинно-балково-яружний антропогенний парагенетичний ландшафтний комплекс / Ю. В. Яцентюк // Наукові записки Вінницького держ. пед. ун-ту імені Михайла Коцюбинського. Серія: Географія. – Вінниця, 2002. – Вип. 4. – С. 41–48.

* * *

УДК 911.52

ОСНОВНІ РИСИ ЛАНДШАФТІВ БУКОВИНСЬКОГО ПЕРЕДГІР’Я

Петро Чернега

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича,
Україна, 58012, м. Чернівці, вул. Коцюбинського, 2,
e-mail: kafedrafgrpk@rambler.ru

Необхідність ландшафтних досліджень зумовлена поглибленням антропогенного впливу на природу і розробкою наукових основ регіональної стратегії взаємодії людини і природи.

Своєрідне місце серед наземних ландшафтів займають передгірські ландшафтні системи (ЛС), оскільки вони формуються під одночасною взаємодією рівнинних та гірських ЛС, широтно-зональних та висотно-поясних закономірностей їх диференціації – специфічні, інтерферентні, складні та нестійкі. В них проходить зіткнення, взаємодія, обмін речовини, енергії та інформації системи “рівнини – гори”. Ці територіальні системи об’єднують гори і рівнини в єдину систему вищого рівня структурної організації. Ландшафтні системи передгір’їв, як правило, густо заселені і глибоко перетворені різноманітними формами господарської діяльності. В той же час ці ландшафтні утворення вивчені відносно слабо у порівнянні з рівнинними та гірськими.

Буковинське Передкарпаття як зона стику ландшафтів Східно-Європейської рівнини та Карпатської гірської системи займає територію площею 2,7 тис. км^2 , що становить 33,4 % від площі Чернівецької області, добре освоєна і характеризується значною диференціацією ЛС топологічного рівня структурної організації. Різноманітність і строкатість природи регіону зумовлена кількома групами чинників: тектонічними (стик платформи і орогенної зони); літоседиментогенетичними (переважання піщано-глинистих відкладів моласової товщі неогену); орографічними (чергування широких долин і вузьких вододілів в інтервалі висот від 125,7 до 537м над (г. Цецино), де коефіцієнт ерозійного розчленування змінюється від 1,3 км/км^2 до 2,3км/км^2); гідрокліматичними (помірно-холодна волога зима і помірно-тепле вологе літо; шар стоку становить 65 мм, величина бар’єрного ефекту в опадах (за методикою Ф. А. Максютова) становить 47,4 %); біогенними (переважання лучно-лісової рослинності на сірих, темно-сірих і дерново-підзолистих ґрунтах); антропічними чинниками (коефіцієнт антропогенної перетвореності ($К_{ап}$) змінюється від 2,74 до 9,2, а розораність в деяких природних районах сягає до 55,5 %). Взаємодія цих чинників призвела до наявності на порівняно невеликій об’єктній території (протяжність з заходу на схід – 85,5 км, а з півночі на південь 49,3 км) складної мозаїки природних комплексів топологічного і регіонального рівнів.

Передгірські ландшафти Буковинського Передкарпаття розглядаються як інтерферентний “фокус” взаємодії різноманітних чинників в умовах контактного просторово-пози-

ційного положення. Своєрідність цих ландшафтних утворень зумовлена їх контактним розміщенням між горами і рівнинами (південний захід – Карпати, північний схід – Східно-Європейська рівнина), і між зоною лісостепів та широколистяних лісів (Пн. Зх. – Пд. Сх.) Серед різноманітних чинників-процесів провідними виступають процеси широтно-зональної та висотно-поясної диференціації.

Взаємодія чинників широтно-зональної та висотно-поясної диференціації призвела до ускладнення ландшафтної структури території, формування складної мозаїки ЛС топологічного рівня та їх ієрархічної організації. Саме це дозволяє виділити ці природні утворення в особливий клас – клас передгірських (контактних) ландшафтів. Ландшафти території відзначаються мозаїчністю, складноконтурністю, відносно невеликою пересічною площею (близько 0,5 км^2) геореалів місцевостей і урочищ. В межах цього класу поширені ландшафти лісостепового та лучно-лісового типів і трьох підтипів: теплі лісо-лучні (остепнені); помірно теплі помірно вологі лучно-широколистянолісові; помірно теплі перезволожені лучно-хвойно-шороколистянолісові.

На території досліджень фоновими є ландшафтні комплекси кількох видів: терасового (низькі, середні, високі) виду місцевостей; схилових місцевостей; днищ долин бокових притоків та великих балок. Рисунок ландшафту на більшій частині території визначається як гратчасто-смугасто-ступінчастий. Значне розповсюдження в Буковинському Передкарпатті має вид верхньоплейстоценових низькотерасових місцевостей. Характеризується добре вираженими I (5–7 м) і II (10–18 м) терасами різної ширини (від сотень метрів до 4 кілометрів на лівобережжі Сірету). Урочища першої надзаплавної тераси мають менше розповсюдження і менші площі, ніж урочища другої тераси. Особливо це проявляється в долинах Черемошу і Сірету. У Прутській долині місцевості низьких терас займають незначні площі. Загалом пересічна площа становить 2,22 км^2, а всього ці місцевості займають близько 26% від загальної площі природної області. Їх поверхні слабонахилені до русла з незначними заглибленнями. Значного розчленування ці місцевості зазнають за рахунок великої кількості долин бокових притоків. Складені тераси піщано-суглинковими відкладами, що підстеляються гравійно-галечниками. Потужність алювіальних відкладів становить від 5–6 м до 20–25 м. Ґрунтові води залягають на глибинах від 1,5–2 м до 3–6 м. Близьке залягання ґрунтових вод в умовах надмірного зволоження призводить до часткового оглеєння ґрунтів у північній та північно-західній частинах Буковинського Передкарпаття. Вид середньоплейстоценових місцевостей середніх терас представлений урочищами III (20–25 м) і IV (30–37 м) терас головних річок Буковинського Передкарпаття. Складені ці місцевості лесоподібними суглинками, пилувато-важкосуглинковими відкладами на давньому алювії потужністю до 15–25 м. Вони простягаються вузькими смугами до 200–300 м, іноді до 1 км вздовж Пруту, Черемошу, Сірету і Малого Сірету. Найкраще вони виражені в долині Сірету. Середні площі контурів цих місцевостей – 0,74 км^2, і вони поступаються перед іншими терасовими місцевостями. Поверхня їх слабонахилена, сильно розчленована глибоковрізаними притоками головних річок, ускладнена зсувами. Значне розповсюдження на території Буковинського Передкарпаття мають види лучно-лісових нижньоплейстоценових високих та верхньопліоценових надвисоких (V – 65–70 м, VI – 80–90 (100) м, VII – 110–120 м) терас головних річок. Переходи між терасами слабо виражені, оскільки ускладнені зсувами, що є однією з особливостей цього виду ландшафтів. Другою особливістю цього виду ландшафтів є наявність по обидва боки Багни і в Підгір'ї останців місцевостей терас пізньопліоценового віку. Даний вид ландшафтів відрізняється від інших наявністю в алювії карпатської гальки, так як вона не зустрічається в інших ландшафтах. Віднесення їх до окремого виду зумовлено тим, що вони є одними з найдавніших; складені з поверхні лесоподібними суглинками і суглинками безкарбонатними на давньому алювії; переважають лучно-лісові ландшафти (корінні); активний розвиток сучасних геоморфологічних процесів (переважно зсувних) тощо. Ландшафти цього виду займають близько 13 % від площі регіону у долинах Пруту, Сірету, Сучави. Характерним є те, що в цей вид об'єднані ландшафти реліктової долини Пра-Черемошу. До специфічних місцевостей цього виду належить і слабодренована давньоалювіальна височинна рівнина – Багненська

долина. Значну площу (до 35 %) на території Буковинського Передкарпаття займають місцевості долин бокових притоків, як правило асиметричних в плані, де крутими є праві борти і пологішими ліві. Особливо це чітко виражено в нижніх ділянках притоків р. Прут, де ними дренуються місцевості високих та середніх терас. Найбільше це стосується таких річок як Брусниця, Глинниця, Дерелуй та Герца.

Виконаний картографо-математичний аналіз структури ландшафтів дозволив провести типологію природних районів за рейтинговими показниками ($R_п$) кількісних характеристик морфо-просторової організації ЛС. Найпростішою вона є в Багненському та Глибоцькому природних районах ($R_п$ < -40), складніша в Чернівецькому, Герцаївському і Тарашанському – ($R_п$ < -13). Значною складністю морфо-просторової організації ЛС відзначаються Черемоський, Сіретський, Красноїльський та Брусницький природні райони ($R_п$ від -2 до +6).

На території Буковинського Передкарпаття сформувались різноманітні форми природокористування, але переважають сільськогосподарська, лісогосподарська, поселенська і меншою мірою промислова та дорожньо-транспортна. Кожна з них відзначається значною диференціацією в різних частинах регіону.

Співвідношення між структурою ландшафтів та структурою природокористування уможливило визначити резерви суспільного “замовлення” та “можливості” ЛС території Буковинського Передкарпаття методом рангової кореляції. Найбільша тіснота зв’язку (r = 0,73) спостерігається між поселенськими дисперсними системами та урочищами схилів різної крутизни, масивами садів і багаторічних насаджень та урочищами вододільних місцевостей і привододільних схилів (r = 0,84). Дещо нижчі показники рангового коефіцієнту кореляції (r = 0,60) отримано для орних угідь та ЛС, які вони займають. Розрахунок тісноти зв’язків між різними формами природокористування і морфо-просторовою організацією ландшафтів показав, що природні можливості ЛС не завжди раціонально “експлуатуються”.

Список використаних джерел

1. *Голиков А. П., Черванев И. Г., Трофимов А. М.* Математические методы в географии. – Харьков: Высшая школа; Изд-во при Харьковском ун-те, 1986. – 144 с.
2. *Максютов Ф. А.* Барьерные ландшафты СССР. – Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та, 1981. – 137 с.

* * *

УДК 911.5:551.435.32(262.54)

СИСТЕМОФОРМУЮЧІ ЗВ’ЯЗКИ ПРИАЗОВСЬКОЇ ПАРАДИНАМІЧНОЇ ЛАНДШАФТНОЇ СИСТЕМИ

Володимир Воровка

Мелітопольський державний педагогічний університет імені Б. Хмельницького,
Україна, 72312, м. Мелітополь Запорізької обл., вул. Леніна, 20,
e-mail: geofak_mgpu@ukr.net

Дослідження парадинамічних ландшафтних систем є одним з перспективних напрямів фундаментальних фізико-географічних досліджень, оскільки виявлення усіх парадинамічних і парагенетичних зв’язків між контрастними ландшафтними системами дозволить підійти до їх вивчення як цілісних парадинамічних і парагенетичних утворень, що функціонують і тісно взаємодіють одна з одною. Одним з видів таких систем є узбережні парадинамічні ландшафтні системи.

Незважаючи на це, регіональні дослідження узбережних парадинамічних ландшафтних систем є досить слабко розвиненою ланкою регіональних географічних досліджень. Це пов’язано, з одного боку, зі складним характером взаємодії між природними ландшафтними

комплексами та їх компонентами між собою та з антропогенними ландшафтами, взаємодією між сухопутним і водним середовищами, а з іншого боку – недосконалістю методики досліджень парадинамічних ландшафтних комплексів [5].

Поняття парадинамічного і парагенетичного ландшафтного комплексу нами були визначені раніше, унікальність Приазовської парадинамічної ландшафтної системи частково також нами розглянута [2]. При розгляді явищ парадинамічності і парагенетичності у ландшафтній сфері ми схиляємося до поглядів Ф.М. Мількова [8], який розглядав їх як взаємопов'язані і взаємозалежні, але з пріоритетом парадинамічності, основою якого є процесна складова. Явище парагенетичності є наслідком прояву тих чи інших рушійних процесів і, відповідно, виступає у якості особливого різновиду парадинамічних геосистем.

У статті мова йдеться про місце Приазовської парадинамічної ландшафтної системи у загальній ієрархії парадинамічних ландшафтних систем Східної Європи і характеризується внутрішня її структура – одиниці нижчого порядку. Це і стало метою цієї статті.

Одним з напрямів дослідження парадинамічних ландшафтних систем є їх систематизація і класифікація. Вперше спробу узагальненої класифікації парадинамічних ландшафтних систем здійснив Ф. М. Мільков на прикладі території тогочасної країни [7]. Ще у 1980 р. він обґрунтував існування ландшафтних мега- і макросистем, виділених на основі атмосферної взаємодії океану з материком (мегасистеми), а також на основі взаємодії окраїнних морів і суші, рівнин і гір через атмосферне перенесення тепла та теригенних відкладів. При цьому автор обґрунтовує наявність парадинамічних зв'язків прямими і зворотними взаємозв'язками.

Ф. М. Мільков окреслив у загальному вигляді кордони мега- і макросистем, наголосивши у висновках на тому, що саме такий поділ має ряд переваг перед поділом на фізико-географічні країни, які полягають у ліквідації розриву у районуванні морських акваторій і суші, виключенні протиставлень рівнин і гір, представленню ландшафтів не у вигляді штучно ізольованих статичних комплексів, а як реально існуючих динамічних систем. У відповідності до виділених автором мегасистем (систем першого порядку), територія Європи відноситься до Атлантико-Євразійської ландшафтної мегасистеми на основі переважаючого західного переносу повітряних мас і впливу теплого Гольфстріму – з одного боку, та виносу теригенних осадів з материка – з іншого.

У межах систем першого порядку автором виділені системи другого порядку – макросистеми. У східній частині Європи Ф. М. Мільков виділив дві макросистеми – Балтійську берегову і Чорноморсько-Каспійську змішану. Кордон між ними пролягає лінією вододілу північних і південних річкових басейнів.

Чорноморсько-Каспійська змішана макросистема функціонує під впливом взаємодії південної половини Східно-Європейської рівнини, з одного боку і Чорного, Азовського та Каспійського морів і Кавказьких гір – з іншого. Прямі взаємозв'язки у цій системі послаблені і представлені перенесенням та нерівномірним випадінням атмосферних опадів, еоловим перенесенням солей з моря на материк. Зворотні взаємозв'язки представлені річковим стоком.

Приазовська парадинамічна ландшафтна система є невід'ємною складовою частиною вищезгаданої Чорноморсько-Каспійської змішаної макросистеми, яка за рівнем ієрархії може бути віднесена до мезосистем. Крім неї до мезосистем даної макросистеми гіпотетично можуть бути віднесені Причорноморська, Кавказька, Кавказько-Чорноморська, Кавказько-Каспійська, Прикаспійська та ін. У свою чергу, мезосистеми в своїх межах можуть поділятися на мікросистеми, виділення яких потребуватиме більш детальних досліджень та обґрунтувань, що не являється метою цієї статті.

Більш детально спробуємо проаналізувати Приазовську парадинамічну ландшафтну систему. Основою виділення даної мезосистеми становить система динамічних зв'язків Азовського моря з прилеглою сушею, яка виражена у двосторонньому їх обміні речовиною, енергією та інформацією. Осьовою її зоною є морське узбережжя як лінія розподілу контраст-

них середовищ [9]. Динамічні процеси, які відбуваються уздовж осьової лінії, визначають її парагенетичні властивості, а процеси, що відбуваються упоперек осьової лінії, визначають її парадинамічні особливості.

Визначення “прямих” і “зворотних” взаємозв’язків, на існуванні яких наголошував у вищезазначеній праці Ф. М. Мільков, залежить від того, яку із субсистем вважати за основну. Очевидно, основною буде сухопутна субсистема, оскільки величина і напрям речовинно-енергетичних потоків із суші в море переважають на потоками з моря на сушу. Тому прямими можна вважати потоки у напрямі до моря, а зворотними – від моря.

Парадинамічність Приазовської мезосистеми проявляється у наявності прямих взаємозв’язків моря з Причорноморською низовиною, Приазовською височиною і Скіфською плитою шляхом винесення теригенних осадів з суші у море, у згінних явищах, які проявляються найбільше у гирлах річок, лиманах і затоках, у наявності річкового стоку, нічної бризової циркуляції повітря, перенесенні повітряних мас (особливо у літній період), міграції живих організмів по річкових долинах і руслах річок. Зворотні взаємозв’язки проявляються у винесенні органічних решток у вигляді черепашок з моря на сушу, у явищах нагону води у затоки, лимани та гирлові частини річок, у винесенні солей з моря на сушу, а також у функціонуванні денного бризу.

Особливість прямого взаємозв’язку Приазовської височини з Азовським морем полягає у загальному переміщенні речовин і спрямуванні речовинно-енергетичних потоків з верхніх гіпсометричних рівнів на нижні і як результат – відкладання на морське дно. Прикладом такої взаємодії є збільшення концентрації розсипів так званих “чорних пісків” на азовських пляжах і косах у напрямі до височини. Підвищені їх концентрації спостерігаються на Бердянській та Білосарайській косах та у пригирловій (р. Берда) частині пляжу. Ці “чорні піски” виносяться зі зруйнованих кристалічних порід Приазовського кристалічного масиву і містять природні радіонукліди – торій-232 та уран і продукти їх розпаду. Ці радіоактивні піски поширені на піщаних пляжах у вигляді плям або смуг чорного кольору, особливо помітних під час штилю у прибережній смузі в місці контакту води і суші. У зонах концентрації цих пісків іонізуюче випромінювання може перевищувати нормальний фон у десятки разів, а безпосередньо на поверхні піску рівні радіації сягають показників у декілька сотень мікроренген на годину [9].

Зв’язок з Причорноморською низовиною визначається переважаючим процесом тектонічного опускання території та інгресією морських азовських вод у низинні ділянки суші з утворенням лиманів. Результатом такої взаємодії є формування системи лиманів північно-західного узбережжя Азовського моря – Сивашика, Утлюцького, Молочного, Олександрівського, Тубальського. За рахунок цього відбувається розширення морської акваторії і посилюється мікрокліматичний вплив на прилеглу сушу, а також змінюється характер місцеіснувань видів живих організмів.

Завдяки згінним явищам відбувається відтік прісних річкових вод з русел у море і пониження солоності у навкологирлових приморських ділянках.

Прямий взаємозв’язок суші і моря відбувається шляхом річкового стоку з водозбірної площі. При цьому відбувається винесення органічних і мінеральних речовин у море, що спричинює збільшення біопродуктивності морської акваторії. На теперішній час природний стік більшості малих і середніх річок Приазов’я зарегульований і винесення мінеральних та органічних речовин упродовж кількох останніх десятиліть різко скоротилося [2].

Нічна бризова циркуляція повітря у напрямі з суші на море сприяє теплообміну між морем і сушею на відстань від 10 до 50 км від урізу води і на висоту до 1–2 км. Незважаючи на те, що швидкість бризу незначна, він сприяє міграції живих організмів, спор, насіння.

Разом з річковим стоком у природних умовах відбувається міграція живих організмів уздовж русла. Однак господарська гідротехнічна діяльність людини фактично припинила

таку міграцію у зв'язку з будівництвом руслових ставків та водосховищ і зарегулюванням стоку.

Крім того, річковими долинами субмеридіонального розташування відбувається міграція більш північних видів рослин і тварин на південь і навпаки [6].

Зворотні взаємозв'язки моря з сушею проявляються у першу чергу у винесенні черепашок молюсків на берег і формуванні черепашникових відкладів морського узбережжя та відповідного типу пляжу. Крім того, всі акумулятивні утворення азовоморського узбережжя у більшій чи меншій мірі складені черепашковими відкладами [3].

Підйом рівня води внаслідок нагону спричинює появу зворотної течії на відстані до кількох кілометрів від берега у пригирлових ділянках приазовських річок, що сприяє не тільки підняттю рівня води у річці, але й змішуванню прісних річкових вод з морськими солоними. Крім того, нагін води сприяє формуванню так званих "гирл" – промоїн у косах, завдяки яким напівзакриті водойми (лимани Сивашик та Молочний) стають напіввідкритими, вода в них стає менш солоною і відповідним чином зростає їх біопродуктивність [4].

Наявність денного бризу спричинює циркуляцію приземних шарів повітря у напрямі з моря на сушу і відповідний теплообмін у приморській смузі. Денний бриз, як і нічний, сприяє переміщенню речовинно-енергетичних потоків у приземному шарі повітря, сприяє винесенню іонів солей із моря на сушу.

Штормові вітри у весняно-осінній періоди сприяють винесенню на сушу морських солей у вигляді аерозолей.

У залежності від типу і характеру взаємодій у межах Приазовської парадинамічної ландшафтної мезосистеми (Українське Приазов'я) можна виділити мікросистеми: Приазовську височинно-приморську, Приазовську низовинно-приморську, Приазовську арабатсько-приморську, Приазовсько-Керченську приморську. Вказані мікросистеми відрізняються як за напрямами взаємозв'язків, так і за їх інтенсивністю. Це пов'язано з багатьма факторами, серед яких – висота над рівнем моря, позиція по відношенню до переважаючих вітрів, склад гірських порід узбережжя, показники річкового стоку та ін. Більш детально вказані парадинамічні мікросистеми будуть проаналізовані у подальших працях.

Список використаних джерел

1. *Бронфман А. М., Хлебников Е. П.* Азовское море: основы реконструкции / Под ред. д. геогр. н., проф. А. И. Симонова. – Ленинград, 1985. – 271 с.
2. *Воровка В. П.* Географічна унікальність узбережної парагенетичної системи Азовського моря // Картографія та вища школа, 2009. – С. 81–85.
3. *Воровка В. П.* Ландшафтна унікальність кіс Приазовської парадинамічної ландшафтної системи (на прикладі Північно-Західного Приазов'я) // Вісник Чернівецького національного університету імені Юрія Федьковича. – Чернівці: ЧНУ, 2012. – С. 17–21.
4. *Воровка В. П., Демченко В. О.* Географічний аналіз чинників сучасного екостану Молочного лиману // Український географічний журнал. – 2010. – №3. – С. 43–47.
5. *Гродзинський М. Д.* Основи ландшафтної екології. – К.: Либідь, 1993. – 224 с.
6. *Козин В. В.* Парагенетический ландшафтный аналіз речных долин. Учебное пособие. – Тюмень: Изд. ТГУ, 1979. – 88 с.
7. *Мильков Ф. Н.* Парадинамические ландшафтные мега- и макросистемы на территории СССР // Вестник Московского ун-та. Серія 5. География. – М., 1980. – №2. – С. 9–16.
8. *Мильков Ф. Н.* Физическая география: современное состояние, закономерности, проблемы. – Воронеж, 1981. – 400 с.
9. *Непша О. В.* Про радіоактивність пісків північного узбережжя Азовського моря // Актуальні проблеми дослідження довкілля: Збірник наукових праць. – Суми: Вінниченко М. Д., 2011. – С. 382–383.

* * *

УДК 922.2/911.52:551.585 + 551.52

ОСОБЛИВОСТІ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ У ФАЦІЯХ ТЕРАСОВАНОГО ДНИЩА ДОЛИНИ РІКИ ПРУТ В МЕЖАХ ЧОРНОГІРСЬКОГО ГЕОГРАФІЧНОГО СТАЦІОНАРУ

Богдан Муха, Павло Шубер, Ірина Булавенко

Львівський національний університет імені Івана Франка, Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41, e-mail: b.mukha@gmail.com; pshuber@franko.lviv.ua; ibulavenko@gmail.com

Відомо, що відмінності географічних характеристик на невеликих віддалях бувають набагато більші, ніж на великих просторах. Так є в геології, геоморфології, ґрунтознавстві, біогеографії, бо це науки про об’єкти, що мають тверду територіальну прив’язку. А як з параметрами таких рухомих об’єктів, як повітря, що постійно перебуває в русі? Це для нас майже не відомо, хоча це цікаво і потрібно для розуміння функціонування природи, формування явищу приземному шарі атмосфери, зрештою, для навчання студентів, що проходять мікрокліматичну практику на Чорногірському географічному стаціонарі (ЧГС).

Раніше подібні дослідження не мали змісту, бо наявна на той час база приладів була для цього практично непридатна. З появою у нашому розпорядженні точних автоматичних електронних автономних реєстраторів TGU 1500 та 4500 таке дослідження стало можливим. Реєстратори названого типу використовуються нами з 1996 р., через що засвідчуємо їх надійність в роботі, зручність та точність. Висновки статті ґрунтуються лише на матеріалах виконаних нами нових польових досліджень, що сукупно складає понад 8 000 виміряних значень.

Фаціальні особливості температури повітря у межах днища долини ріки Прут вивчались на поперечному профілі прокладеному поперек простягання долини по прямій лінії: русло ріки Прут – метеомайданчик ЧГС на поляні – метеомайданчик ЧГС лісовий з охопленням центрів дрібних фацій та їхніх погранич. Віддаль між реєстраторами була різною – від 2 до 10 м.

Масив даних вимірювань, використаний на профілі складається з 8 100 значень отриманих за нестійкої погоди (від теплої до жаркої), але використовуємо з них лише 1 600 значень, отриманих в умовах теплої і жаркої антициклональної погоди. Сподіваємося, що цього буде достатньо для виявлення та оцінки принципових топокліматичних відмінностей.

На рис. 1 і 2 подаємо середні та екстремальні значення температури повітря за 6–12 липня 2011 р. Амплітуда виміряних значень складає 25°С: від 6,8 °С на поверхні відкритого прируслового уступу тераси вночі до 32,4 °С на підніжжі цього ж уступу вдень при жаркій погоді в час нагрівання його прямим сонячним промінням. Віддаль між цими пунктами всього 4 м.

Середні за період вимірювань величини температури на усіх пунктах змінюються дуже мало: від 13,6 °С над водою русла ріки до 17,4 °С на відкритій до сонця поверхні шкарпу (бровки) уступу тераси, що підтверджує швидке встановлення добового теплового балансу у тих фацій, які не мають здатності акумулювати отримане від сонця тепло. До них належать практично всі місця (геотопи) профілю, окрім води в руслі, яка несе в собі ще весняний холод ґрунтових вод і талу воду з сніжників. Найшвидше прогріваються і найшвидше вихолоджуються ті сухі поверхні, що не мають контакту з ґрунтом, як от принесені водою згромадження хмизу під уступом тераси, металеві та інші теплопровідні поверхні споруд і предметів, що не вбирають вологи, чи пластини трави, на яких осідає і затримується роса.

Порівнюючи хід температури повітря на поперечного профілю через ріку і метеомайданчики ЧГС можна побачити (рис. 3), не тільки осереднені за довший період часу вели-

чини параметрів, а й їхню динаміку на протязі доби, що не менш показово для розуміння процесу формування топокліматів.

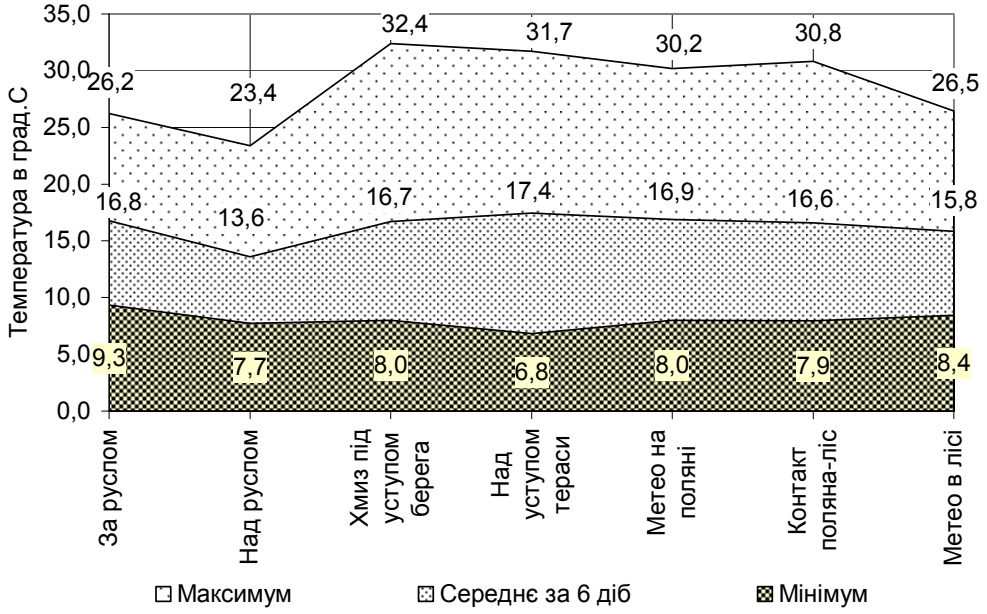


Рис. 1. Температура повітря у фаціях поперечного профілю через днище долини р. Прут у створі метеомайданчика за 10–12 липня 2011 року

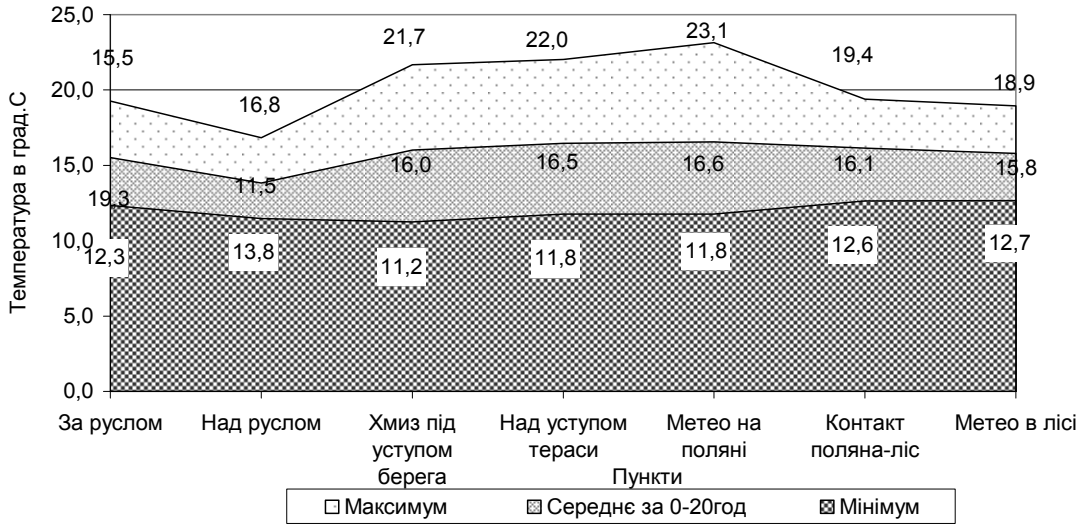


Рис. 2. Температура повітря у фаціях профілю днища долини через метеомайданчики ЧГС протягом теплої доби 12.07.2011. від 0 до 20 год.

На рис. 3 видно, що температура повітря над водою майже постійно на 1–2°С нижча, ніж у фаціях суходолу, де реєструвалося 20–22 °С. Крива температури 0,5-метрового шару повітря над водою також має виразний добовий хід: вдень зростає до 17 °С, а вночі спадає до 14 °С. Це означає, що вода русла суттєво зменшує температуру прилеглого повітря зменшуючи його добову амплітуду з 10 °С до 3 °С, але і навколишнє повітря гріє те повітря, що над водою завдяки дифузії і горизонтальному повітрообміну, а добова амплітуда таки зберігається. В прохолодну і дощову з вітром погоду топокліматичні відміни між фаціями практично стираються.

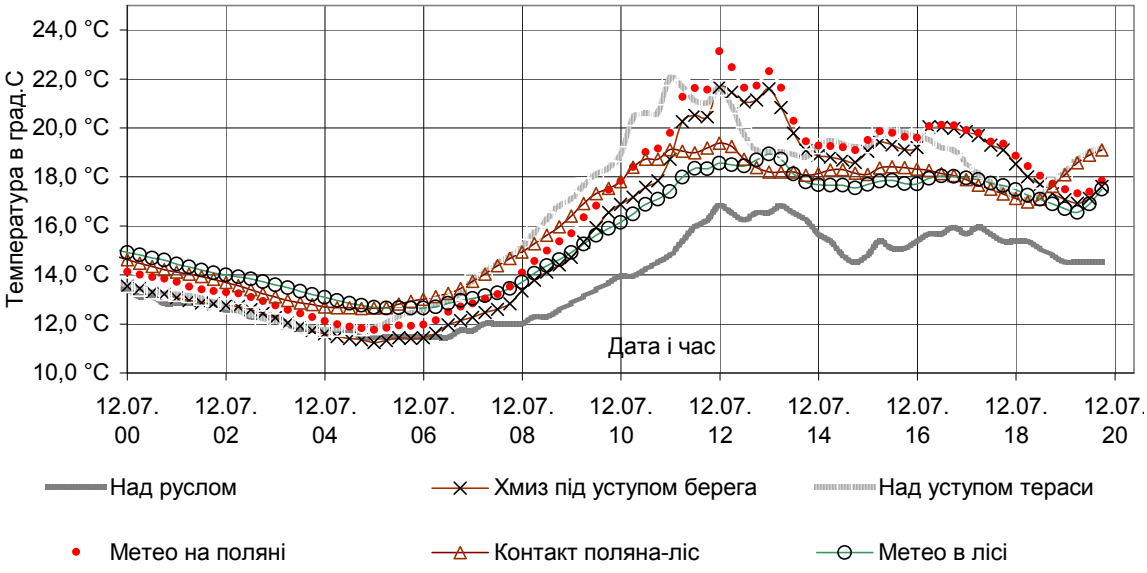


Рис. 3. Хід температури повітря в фаціях поперечного профілю через днище долини р. Прут в створі метеомайданчиків ЧГС протягом 12 липня 2011 року

В ясні ночі повітря над водою продовжує вихолоджуватися, бо в корито русла, як в найнижче місце, стікається найхолодніше і найважче повітря і буде там затримуватися навіть тоді, коли адвективно прийде тепле повітря, прогріє пункти тераси.

Відзначаємо, що зранку найшвидше прогрівається уступ надзаплавної тераси, бо він у цей час був орієнтований до сонця а метеомайданчик досягає цих самих значень лише через 50–70 хвилин. Приблизно на той самий відрізок час швидше починається охолодження уступу тераси в післяобідній період доби. Тут вливає вже не фізика приземних шарів атмосфери, а пряма сонячна радіація і “досонячна” чи “відсонячна” експозиції уступу в першу чи другу половину дня.

В цілому протягом теплого дня найвища температура досягається на відкритій до сонця і захищеній лісом від вітру поляні з метеостанцією Чорногірського географічного стаціонару. Відзначимо також значне отеплення, яке відбувається при стіні лісу 20–30-метрової висоти, проте тепле повітря залишається на поляні, чи піднімається вверх і не входить в ліс. Там панує холодніше повітря, яке може мігрувати навпаки – з лісу на поляну, де тепліше і менш густе повітря. Вже за першими деревами реєструється температура приблизно середнього значення поміж величинами на метеомайданчиках безлісому на поляні і лісовому. Це значить, що бічна горизонтальна границя фації поляни з лісом і фації з лісом у безвітряну теплу погоду практично співпадає з видимою границею місця зміни рослинності, а також про те, що теплообмін між фаціями за суттю відбувається скоріше як “холодообмін”, бо в цій ситуації фізично можливим є тільки рух за схемою “підповзання” холодного повітря під тепле, а не навпаки. Так мусить відбуватися вдень, коли над поляною тепле повітря піднімається і на його місце з лісу виходить повітря холодніше. Так мусить відбуватися і вночі, але вже в зворотному напрямку, коли радіаційно, чи з інших причин вихолоджене повітря поляни проникає вглиб (окраїни) лісу.

Виразно можна спостерігати взаємний вплив річки та прирічкових геокомплексів. На рисунку 3 видно, що повітря при руслі річки в сонячну погоду також має добовий хід, але згладжений , бо вода у руслі з швидкою течією прогрівається слабо і стабілізує температуру в прилеглому до води шарі повітря (0,5 м над водою), а вплив навколишніх, великих за площею терасових фацій, які прогріваються сонцем сильніше впливають на надводне повітря і згладжують тут добові амплітуди. Отже, і у випадку з контактними фаціями при річці спостерігається двосторонній вплив різної інтенсивності, яка залежить від часу доби, від фізики процесів астрономічних (сонячних) і погодних (циркуляційних), а також від колективного

емерджентного результату взаємовпливу мозаїки геокомплексів на своєму ближньому, ранговому рівні, а також на віддаленому (між місцевостями) рівнях.

У названих ситуаціях специфіка топокліматичних процесів може мати визначальне значення у функціонуванні геокомплексів, особливо їх контактних границь. За таких умов топоклімат (клімат місця) можна сприймати і як динамічну властивість фацій, але і як своєрідний чинник розвитку фацій. Ще така грань висновків: властивість об'єкта – це якість, результат взаємодії елементів ландшафтного (організованого) об'єкта, а кількісні показники відображають його стан на конкретному часовому етапі. Від них залежить процес саморозвитку природної одиниці, специфіка взаємодії і можливість перетворення її у "диктат" зовнішньому оточенню (контактним геокомплексам).

Термічні властивості фацій днища долини гірської річки специфічні, характерні для днища долини і цікаві для вивчення, а тому їх потрібно досліджувати у всі сезони року, щоб отримати параметри взаємодії компонентів структури геокомплексів у різних сезонних та погодних станах.

* * *

УДК 911.2:551

ПРИРОДНІ СТРУКТУРИ УКРАЇНИ

Григорій Денисик, Леонід Стефанков

Вінницький державний педагогічний університет імені М. Коцюбинського,
Україна, 21100, м. Вінниця, вул. Острозького, 32,
e-mail: ipod30@rambler.ru

Виокремлювати природні структури на території України розпочали наприкінці XIX ст. [6, 14, 15], активно продовжували у XX ст. [1, 5, 7, 9, 13, 14, 16,18], деталізують або частково й переробляють наявні схеми і на початку XXI ст. [5, 8]. Цей процес ще явно не завершений і його тенденція така, що в майбутньому варто очікувати не лише нових підходів, але й нових схем виділених природних структур в Україні [3, 5, 8]. Вирішення цієї проблеми ускладнює багато чинників, серед яких і правильне розуміння та використання основних понять і термінів. До таких відносяться "натуральна смуга", "антропогенна зона", "природна зона", "край" та ін. Навіть у вузькоспеціалізованих географічних виданнях, зокрема присвячених районуванню, термінів "натуральна смуга", "природна смуга" або немає, або вони зустрічаються як виключення. Частіше використовують термін "природна зона"; "антропогенна зона" – лише окремі фахівці. Є випадки коли ці терміни застосовують як синоніми. Останнє пояснюється тим, що слово "зона" запозичене через французьку мову (фр. zone) з латинської і походить від грецького zwoh – "пояс", "смуга" [19]. У російській мові воно означає "пояс, полоса, пространство, характеризующееся каким-либо общим признаком" [20]. В. М. Пащенко пропонує замінити слово "зона" (як чужомовний термін) словом "смуга". На нашу думку, право на існування та використання мають обидва терміни – "природна смуга" і "природна зона". Різниця не в словах ("зона – смуга" – слова синоніми), а в змісті тих понять, які їм відповідають. Настав час розрізняти поняття натуральна смуга і антропогенна зона. *Смуга і зона утвори природні, різниця лише в генезисі* (рис. 1).

Під натуральною смугою доцільно розуміти відносно велику ділянку поверхні Землі, де переважає який-небудь один, (рідше – два) характерні для цієї смуги натуральні типи ландшафту. У формуванні натуральної смуги беруть участь лише натуральні чинники – тектогенний, кліматогенний і біогенний. Натуральні смуги поступово переходять одна в другу, а тому їх межі нечіткі, розпливчаті. На антропогенному етапі розвитку ландшафтної сфери Землі відновити межі натуральних смуг окремих регіонів можна лише умовно. У межах Східно-Європейської рівнини, й особливо України, натуральні ландшафті комплекси докорінно

перебудовані або замінені антропогенними. У процесі багатовікової діяльності людей натуральні смуги поступово переформовані в антропогенні зони – відносно великі ділянки поверхні Землі, де переважає один (рідко – два), характерні для цієї зони антропогенні класи ландшафту. Крім натуральних, у формуванні антропогенної зони бере участь й антропогенний чинник (табл. 1).

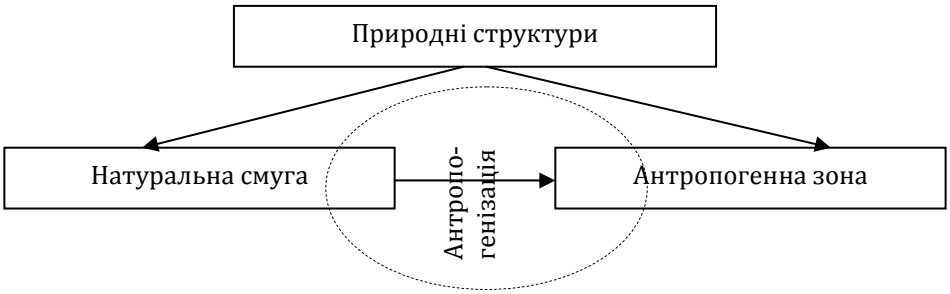


Рис. 1. Складові природних структур

Таблиця 1

Головні відміни між натуральною смугою і антропогенною зоною

№ з/п	Ознаки / Структура за походженням	Чинники формування	Ландшафтні комплекси
I	Натуральна смуга	1) тектогенний; 2) кліматогенний; 3) біогенний	1) натуральні; 2) натурально-антропогенні (частково)
II	Антропогенна зона	ті ж (1, 2, 3) 4) антропогенний	1) натуральні (частково); 2) натурально-антропогенні; 3) антропогенні (домінують); а) власне антропогенні; б) ландшафтно-інженерні; в) ландшафтно-техногенні

У багатьох випадках його вплив є вирішальним. Внутрішня структура антропогенних зон значно складніша (поєднання натуральних, натурально-антропогенних і антропогенних ландшафтних комплексів), їх межі більш чіткі, іноді лінійні (зона), проте з межами натуральних смуг здебільшого не співпадають (рис. 2). Разом з тим, вивчення натуральних смуг не втрачає свого значення і тепер. Вони були, є і будуть натуральною основою сучасних антропогенних зон, реальне пізнання яких починається саме з них.

Безперечно, що й різні підходи та рівні пізнання природних структур. Натуральні смуги вивчає натуральна (фізична) географія, антропогенні зони – антропогенна географія. Історичний процес поступового переходу натуральної смуги в антропогенну зону (процес антропогенізації) вивчає історична географія [4]. Для цього у вищих навчальних закладах упродовж трьох семестрів необхідно вивчати природничу географію в структуру якої входять натуральна (фізична), історична і антропогенна географії. Фізична географія, яку студенти вивчають зараз, не відноситься до жодної з названих. Вона їх суміш, а тому обсяги фізичної географії, України чи Світу, постійно зростають, якість – не завжди.

Цікавим, але не вирішеним є питання виокремлення в окремих регіонах Світу структур між природними країнами й смугами (зонами). Східноєвропейська природна країна Серединним структурно-морфологічним ландшафтним поясом чітко розділена на дві частини: північну – лісову й південну – степову. Їх таксономічний ранг ще не визначено. Смуга хвойно-широколисних лісів України знаходиться у північній, лісостеп і степ у південній частинах. Можливо ці дві частини Східньоєвропейської природної країни, зокрема й України, ввести в

ієрархічну систему природних структур як субкраїни: північно-лісову і південно-степову а в їх межах виділяти природні смуги або зони.

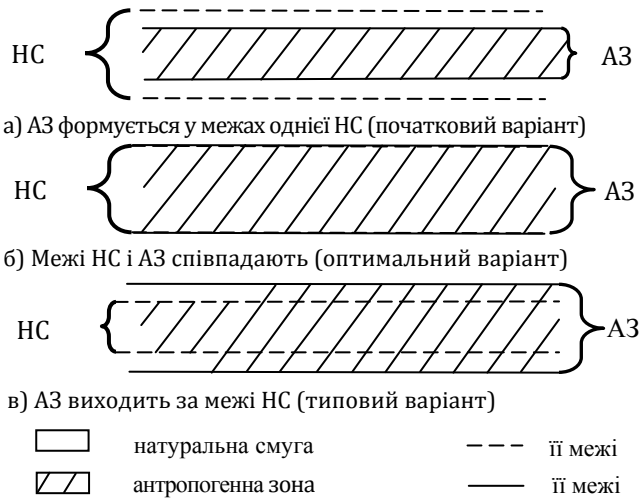


Рис. 2. Можливі співвідношення між натуральними смугами (НС) і антропогенними зонами (АЗ)

Проблемою й зараз є поділ природних структур в широтному й довготному напрямах. Враховуючи "правило тріади" будь-яку природну структуру необхідно ділити на три частини. В Україні поділ степу відповідає цьому правилу; у лісостепу виділено лише північний (з ознаками смуги хвойно-широколистих лісів) й південний (з ознаками степу) лісостеп. А де справжній, типовий лісостеп? Невже його в Україні немає? Тоді звідки у монографіях і підручниках взялася "лісостепова зона"?

Немає чіткості і в узагальнюючих назвах окремих природних структур, зокрема при поділі природних смуг або зон України із заходу на схід. Невдалий термін "провінція" замінили теж не зовсім вдалим терміном "край". Край – поняття історико-географічне та його краще використовувати в історичній географії. Щодо конкретних назв природних структур, то нарешті з сучасних карт і підручників України зник "Середньоруський лісостеп".

Загалом, виокремлення природних структур у межах будь-якого регіону, процес цікавий, але складний. Це стосується і виділення меж природних структур, їх назв, поділу на менші складові, опису тощо. Однак, обґрунтування природних структур основи районування – вершина будь-якого природничого дослідження, що в подальшому найбільш реально виводить науковця у практику.

Список використаних джерел

1. *Берг Л. С.* Географические зоны Советского Союза. В 2-х т. /Л.С. Берг – Москва: ОГИЗ, 1947. – Т. 1. – 397 с.; Москва: Географиз, 1952. – Т. 2. – 510 с.
2. Географічна енциклопедія України: В 3-х томах./ Ред. О. М. Маринич та ін. – Київ: Українська енциклопедія ім. М. П. Бажана, 1993. – Т. 3.
3. *Гродзинский М. Д.* Мезомасштабная ландшафтная секторность (на примере Украины) / М. Д. Гродзинский // Изв. РГО. – 2011. – Т. 143. – Вып. 5. – С. 27–38.
4. *Денисик Г. І.* Антропогенні ландшафти Правобережної України / Г. І. Денисик. – Вінниця: Арбат, 1998. – 292 с.
5. *Денисик Г. І.* Лісополе України / Г. І. Денисик. – Вінниця: ПП "В-во "Тезис", 2001. – 284 с.
6. *Докучаев В. В.* Учение о зонах природы / В. В. Докучаев. – Москва: Географиз, 1948. – 64 с.
7. *Личков Б. Л.* Естественные районы Украины (класификация районов на основе их генезиса)/ Б. Л. Личков. – К.: Изд-во Киев. губерн. стат. бюро, 1922. – 61 с.

8. *Маринич О. М.* Фізична географія України: підручник / О. М. Маринич, П. Г. Шищенко. – Київ: Знання, 2005. – 511 с.
9. *Мильков Ф. Н.* Лесостепь и степь Русской равнины / Ф. Н. Мильков. – Москва: Изд-во АН СССР, 1950. – 232 с.
10. *Мильков Ф. Н.* Природные зоны СССР. Изд. 2-е / Ф. Н. Мильков. – Москва: Мысль, 1977. – 293 с.
11. *Мильков Ф. Н.* Физическая география: учение о ландшафте и географическая зональность / Ф. Н. Мильков. – Воронеж: ВГУ, 1986. – 328 с.
12. Національний атлас України / Гол. ред. Л. Г. Руденко. – Київ: ДНВП “Картографія”, 2008. – 440 с.
13. Природа Украинской СССР. Ландшафты и физико-географическое районирование / А. М. Маринич, В. М. Пащенко, П. Г. Шищенко. – Киев: Наук. думка, 1985. – 224 с.
14. *Танфильев Г. И.* Физико-географические области Европейской России / Г. И. Танфильев. – СПБ, 1897. – Т. 1. – С. 1–30.
15. *Танфильев Г. И.* Главнешие физико-географические районы Одесской губернии / Г. И. Танфильев. – Одесса: Изд-во Губземупр., 1924. – 44 с.
16. *Тутковський П. А.* Природня районізація України / П. А. Тутковський. – К.: Наркомзем-справ, 1922. – 80 с.
17. Физико-географическое районирование Украинской ССР / Под ред. В. П. Попова, А. М. Маринича, А. И. Ланько. – Киев: КТУ, 1968. – 683 с.
18. *Чижов М. П.* Український лісостеп: фізико-географічний нарис / М. П. Чижов. – Київ: Рад. школа, 1961. – 304 с.
19. Етимологічний словник української мови: У 7-ми т. – Київ: Наук. думка, 1985. – Т. 2. – С. 276–277.
20. Энциклопедический словарь географических терминов / Ред. С. В.Колесник. – Москва: Изд-во Совет. Энциклопедия, 1968. – 435 с.

* * *

УДК 911.2

ЗАПАДИНИ ЛІСОСТЕПОВИХ ПОЛІСЬ

Ольга Чиж

Вінницький державний педагогічний університет імені М. Коцюбинського,
Україна, 21100, м. Вінниця, вул. Острозького, 32,
e-mail: opchyzh@gmail.com

Лісостепові Полісся – це виокремленні ділянки лісостепу із своєрідною (азональною) природою [1, 3]. У межах Лісостепу полісся розташовані компактно групами на південь від Головного ландшафтного рубежу Східноєвропейської рівнини, переважно в північному лісостепу і приурочені до прадавніх долин стоку льодовикових вод, або долин сучасних річок. Об’єднують Лісостепові полісся – походження, літологічний склад порід, рівнинність території, ґрунти (дерново-підзолисті та ясно-сірі лісові), неглибоке залягання ґрунтових вод, наявність боліт та мішано-лісова рослинність. Однією із характерних ознак Лісостепових полісь є западини.

Натуральні або типові западини (“блюдця”) лісостепу й, особливо, степу цікавлять науковців давно. Вперше описані харківським геологом І. Ф. Леваківським в 60-х роках XIX ст., вони привернули до себе увагу низки науковців – В. В. Докучаєва, О. О. Ізмаїльського, А. Н. Краснова, П. А. Тутковського, Г. І. Танфільєва та ін. В. В. Докучаєв западини за їх оригінальну морфологію називав “тарілкоподібними низинками” і відзначав, що на вододілі Ворскла-Псел вони “пістрявили” степ, “як віспа – лице” [2, с. 46]. У процесі дослідження більше уваги

було приділено западинам степу і Лівобережного лісостепу, де вони найчастіше зустрічаються. Западини Правобережного лісостепу майже випали з поля зору науковців тому, що менше уваги приділяли Лісостеповим поліссям. Крім цього, досліджували переважно западини натурального походження, та, частково, можливості їх господарського освоєння. На інші не звертали уваги.

У процесі дослідження полісь Правобережного (Дністерсько-Дніпровський край) лісостепу виявлено три групи западин: натуральні, натурально-антропогенні й антропогенні.

Натуральні западини в Лісостепових поліссях, зокрема Прибузькому, невід'ємна їх складова й зустрічаються часто. Окремі з них – остання стадія замивання улоговин стоку численних тут в минулому струмків та невеликих річок з їх притоками. Однак, більшість представлені ложбинами видування на піщаних або піщано-суглинистих поверхнях рівнин, а також сформувалися в пониженнях між дюнами. Тобто, зародження западин Лісостепових полісь зумовлене уже наявними на рівнинних поверхнях заглибленнями. У подальшому генетично різнорідні первинні пониження рівнинних поверхонь, були "підкреслені" й "відполіровані" суфозійною діяльністю дощових і снігових вод при вертикальній циркуляції останніх. Зараз, типові натуральні западини – це неглибокі, від 0,3–0,5 до 2,0, рідко 3,0 м, пониження, майже правильної округлої або овальної форми з покатими схилами, плоским днищем, діаметром від 5–8 до кількох десятків метрів (рідко бувають і більші).

Днища западин Лісостепових полісь часто перезволожені, заболочені або заросли різними видами верби, вільхи та берези. Це не сприяє їх розорюванню і знижує господарську цінність розорюваних рівнин. Однак, западини відіграють і позитивну роль в умовах інколи суцільної меліорації часто перезволожених рівнинних поверхонь Лісостепових полісь. Вони затримують на полях талі й зливові води, послаблюють змив ґрунтів та поповнюють запаси ґрунтових вод. Часто їх використовують як пасовища, тут підвищена концентрація зникаючих окремих рослин або рослинних угруповань, птахів та звірів. Окремі западини, особливо з невеликими озерцями, виокремленні як заповідні об'єкти. Значна частина натуральних западин Лісостепових полісь, особливо в другій половині XX ст., були осушені або засипані та розорані. Зараз спостерігаються процеси їх часткового відновлення.

Натурально-антропогенні западини формуються на вирівняних піщаних або супіщаних поверхнях Лісостепових полісь в результаті дії якого-небудь антропогенного чинника – поштовху. В процесі діяльності людина бажано чи небажано формує на поверхні неглибоке пониження. Це може бути невелика за розмірами вм'ятина від колеса автомобіля, або тривалого тиску на піщану поверхню важкого предмету, ділянка знятої дернини або ґрунту, де поступово накопичуються талі і дощові води. У подальшому, як і при формуванні натуральних западин, починає діяти один із універсальних процесів – суфозійний виніс хімічно розчинених і зважених частинок, що застоювалися на поверхні, а потім дощовими і сніговими водами були винесені вниз. На пониженні (1,0 × 1,0 м), що залишилося після зняття дернини на випасі, в околицях села Медвідки Вінницької обл. (Прибузьке Полісся) упродовж п'яти наступних років сформувалась задернована западина з вологим днищем глибиною до 0,7 м, діаметром 3,5–4,0 м. Цю западину частково засипали піском і супіском, але вона продовжує розвиватися. Антропогенний поштовх продовжує діяти, але уже у вигляді природних процесів, які він стимулював.

Антропогенні западини формуються в результаті господарської діяльності людини. Кількість і площі антропогенних западин до 90-х років XX ст. зростали, зараз цей процес значно уповільнився. Формування антропогенних западин зумовлене наявністю численних покинутих кар'єрів піску на першій терасі Південного Бугу, долинах стоку льодовикових вод; розробок торфу в заплаві Південного Бугу та його приток (річки Згар, Снивода, Десенка), покинутих копанок тощо. Часто такі западини важко відрізнити від натуральних і лише детальне вивчення історії їх формування дозволяє правильно визначити їх походження. У зв'язку з тим, що товщі піщаних відкладів незначні, глибини антропогенних западин не перевищують 2,0–3,5 м, їх площі від 0,5 до 3–4 га, форма різна, але переважає округла і витягнута вздовж річки. Днище мікрогорбкувате, частково заболочене і заросле болотною

рослинністю з кущами верб попелястої, ламкої, вільхи чорної інколи берези і сосни. Від натуральних і натурально-антропогенних западин – антропогенні часто виокремлюються крутішими (до 10–12°) схилами, що заростають у підніжжі вільхою, в середній частині березою, у верхній – сосною. Якщо днища антропогенних западин не заболочені їх засаджують сосною або ялиною, інколи використовують як пасовища. Западини на місці розробок торфу і покинутих копанок сильно заболочені, поступово заростають і перетворюються в перезволожені пониження інколи придатні для сінокосіння і випасу худоби.

Загалом, западини – невід’ємна складова азональних ландшафтів Лісостепових полісь. Їх збереження та раціональне використання не лише підтримає в належному стані своєрідну ландшафтну структуру унікальних для лісостепу природних утворів – полісь, але й дасть можливість правильно організувати розвиток господарства зараз і в майбутньому, визначити основні шляхи поліпшення екологічного стану Лісостепових полісь.

Список використаних джерел

1. *Денисик Г. І.* Лісостепові Полісся / Г. І. Денисик, О. П. Чиж. – Вінниця: ПП “Видавництво “Теза”, 2007. – 210 с.
2. *Докучаев В. В.* Наши степи прежде и теперь / В. В. Докучаев. – Москва: Сельхозгиз, 1953. – 151 с.
3. *Чиж О. П.* Зміни ландшафтної структури Лісостепових Полісь / О.П. Чиж // Наук. записки ВДПУ. Серія: Географія. – Вінниця, 2003. – Вип. 6. – С. 83–86.

* * *

УДК 911.52

ДО КЛАСИФІКАЦІЇ СУЧАСНИХ ЛАНДШАФТНИХ КОМПЛЕКСІВ УКРАЇНИ

Людмила Сорокіна

Інститут географії Національної академії наук України,
Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44,
e-mail: geo-ins@kiev.ldk.net

В Інституті географії НАНУ виконуються науково-дослідні роботи з середньомасштабного геоінформаційного картографування ландшафтів України. У межах дослідження стало необхідним доопрацювати, деталізувати наявну класифікацію ландшафтів України для систематизації різнорангових (до рівня місцевостей і складних урочищ) ландшафтних комплексів (ЛК) території всієї країни і формування на її основі легенди ландшафтної карти масштабу 1 : 500 000. Автор статті при опрацюванні цих питань з вдячністю використав пропозиції, зауваження, напрацювання провідних ландшафтознавців України, які брали участь у роботі наукового семінару “Геоінформаційне картографування ландшафтів України” (ІГ НАНУ, Київ, лютий 2012 р.). Поради й зауваження колег-науковців ІГ НАНУ допомогли вдосконалити класифікацію ЛК, основні позиції якої подано у статті.

Через надзвичайно складну, багатокомпонентну структуру об’єкта дослідження існує певна кількість класифікацій ландшафтів [1, 3, 6, 7, 8, 10, 13]. У них використано дві основні групи критеріїв класифікування – властивості літогенної основи ландшафтів та гідротермічні умови. Запропоновані різними авторами класифікації ландшафтів різняться і не узгоджуються між собою. Тому для деталізації класифікації ЛК України нами за основу взято найбільш визнану класифікацію ландшафтів, опрацьовану О. М. Мариничем, П. Г. Шищенком з співавторами (1967, 1985 та ін. роботи) і використану ними при підготовці ландшафтної карти у Національному атласі України [6].

У розвиток базової класифікації [6], де вищим рівнем є клас ландшафтів (рівнинні, гірські), а найнижчим – вид ландшафтів, з використанням досвіду авторів робіт [1, 3, 10, 13, 14], пропоновану класифікацію ЛК України *доповнено відповідними рівнями і представлено їх повну ієрархію* – від планетарних до локальних. Це дає можливість найбільш повно охарактеризувати ЛК досліджуваної території і представити відомості про них у загальній структурі ландшафтної сфери Землі. Також запропоновано *на рівні самостійної системи ЛК розглядати субтропічні ландшафти* Криму, *на рівні окремого класу ЛК – передгірські*, у межах яких виділяються відповідні *типи ЛК передгір'їв*. Особливістю опрацьованої нами класифікації ЛК України є *систематизація за єдиними критеріями різнорангових природних і антропогенно змінених ЛК*, оскільки саме останні домінують у сучасній ландшафтній структурі території країни.

Для кращого змістовного структурування класифікації ЛК виділено її окремі розділи (за пропозицією В. Т. Гриневецького): планетарний, поясно-зональний, регіональний, локальний. У межах кожного з них подальшу диференціацію ЛК виконано з деталізацією провідних критеріїв або їх поєднання.

ПЛАНЕТАРНИЙ РОЗДІЛ (загальний критерій – диференціація літогенної основи ЛК на рівні геотектур, різнопорядкових морфоструктур)

1. ***Ряд ЛК*** презентує *ландшафтну оболонку* як цілісність.

2. ***Підряд ЛК*** є першим рівнем диференціації ландшафтної оболонки Землі на суходіл та водні об'єкти, у глобальному вимірі – на *материкові і океанічні* природні комплекси. У такому розумінні критерієм, за яким здійснюється розмежування ландшафтних комплексів на рівні підряду, є їх *належність до елементів планетарної геотектури* – материкових платформ та океанічних западин (Герасимов, 1946). Критерій виділення ландшафтних єдностей цього рівня В. А. Ніколаєвим формулюються як "тип контакту і взаємодії геосфер" [7].

3. ***Відділ ЛК*** – виділення у межах материків суходільних *(територіальних)* і водних *(акваторіальних суходолу)* природних комплексів. Океанічні природні комплекси розділяються на *донні* та *поверхнево-водні* [13]. Далі у межах пропонованої класифікаційної схеми вони не розглядаються, оскільки відсутні в Україні і лишаються за межами нашого дослідження. Критерій, за яким здійснюється розмежування ландшафтних комплексів на рівні відділів, слідом за [13], визначено як *домінування основного системоформуючого компоненту* (суходіл, водне середовище, їх поєднання).

4. ***Підвідділ ЛК*** Критерієм диференціації ландшафтних комплексів на цьому рівні є *генезис основного системоформуючого компонента* [13]. Відповідно, територіальні ландшафтні комплекси розділяються на підвідділи: *поверхнево-територіальні* та *підземно-територіальні (печери);* акваторіальні суходолу – на *річкові, озерні, селеві.* До акваторіальних суходолу віднесено й *морські прибережно-аквальні* комплекси, у генезисі та функціонуванні яких значною є роль суходолу. Вони класифікуються на підвідділи *літоральних* та *мілководних* акваторіальних комплексів [13]**.** На цьому класифікаційному рівні виділяються ***підвідділи антропогенно змінених ЛК***: у відділі територіальних – *антропогенно створених підземно-територіальних комплексів (наприклад, шахти);* у межах відділу акваторіальних комплексів – *підвідділ штучних водойм (ставки, водосховища та ін.).*

5. ***Клас ЛК*** відповідає регіональним одиницям фізико-географічного районування рангу країна. Критерій, за яким ЛК віднесено до певного класу, сформульовано так: "…на основі великих морфоструктур – платформно-рівнинних, які відповідають рівнинам, що характеризуються широтною зональністю ландшафтів і гірських територій, для яких властива вертикальна поясність ландшафтів" [6]. Саме на цьому рівні нами пропонуються певні зміни і доповнення у класифікації ЛК. З використанням сучасної класифікації морфоструктур, викладеної у роботах [5, 9], головний критерій, за яким виділяють класи ландшафтних комплексів, можна визначити більш чітко, а саме як *їх розташування у межах певних материкових геотектур* – геотектур III-ого порядку, якими у межах України є: *рівнини материкових платформ; зона зчленування платформних рівнин та орогенів; колізійні орогени та колізійні орогени зон субдукції* [5]. Відповідно до виділення зони зчленування платформних рівнин та

орогенів як окремої геотектури, у межах України можна виділити *три класи: ЛК рівнин; ЛК передгір'їв, гірські ЛК.*

У класифікації О. М. Маринича з співавторами [6, 12] ландшафти передгір'їв належать до класу гірських. Разом з тим, виокремлення передгірських ЛК у самостійний клас було запропоновано і запроваджено у роботах Ф. М. Мількова (1970), К. І. Геренчука (1972, 1973, 1978), А. Е. Федіної (1973), М. М. Рибіна (1976). Обґрунтованість такої точки зору була підтверджена подальшими дослідженнями, зокрема Ф. А. Максютова (1980), О. В. Єни (1985), П. І. Чернеги (1995) (дані наведено за узагальненням Л. М. Тимуляк, 2007). Щодо *характеру зональності,* як другої ознаки, важливої для виокремлення ландшафтних комплексів на рівні класів, передгірські ландшафтні комплекси, які займають проміжне положення, розглядаються у системі висотної поясності, “основні риси якої знаходяться під впливом … гір” (Ф. М.Мільков, 1970).

6. ***Підкласи ЛК*** традиційно виділяються за критерієм *їх розташування у межах певних інтервалів значень абсолютної висоти над рівнем моря.* Нами прийнято широковживані значення таких градацій, однак існують й інші, які ґрунтуються на врахуванні особливостей диференціації ЛК певних територій залежно від їх висотного положення. Рівнинні ЛК розділяються на *низовинні (до 200 м над рівнем моря,* за Ф. М. Мільковим: не вище 180–200 м) та *височинні (від 200 до 500 м;* за Ф. М. Мільковим: до 300–400 м). Гірські ландшафтні комплекси розділяються на *низькогірні (500–1000 м), середньогірні (1000–2000 м)* та *високогірні (вище 2000 м)* [5]. Потребує окремого розгляду і доопрацювання виокремлення підкласів ландшафтних комплексів передгір'їв. Наприклад, П. І. Чернегою [14] виділено підкласи: *низьковисотних передгір'їв (до 350 м)* і *середньовисотних передгір'їв (350–500 м).*

ПОЯСНО-ЗОНАЛЬНИЙ РОЗДІЛ (диференціація – за критеріями відмін у співвідношенні тепла і вологи, що визначають особливості гідротермічного режиму у межах кліматичних поясів, природних зон, підзон [6]).

7. ***Система ЛК*** – ландшафтні комплекси розділяються відповідно *до їх належності до певного кліматичного поясу*. Пропонуємо не ігнорувати наявність в Україні ландшафтів субтропічного поясу і виділити їх у класифікації на рівні окремої системи, представивши *систему ЛК помірного поясу* і *систему ЛК субтропічного поясу.*

8. ***Тип ЛК*** – диференціація ЛК на цьому рівні виконується, як відомо, за зональними ознаками [6, 12]. Критерії виділення типів ЛК – *сукупність взаємопов'язаних факторів ландшафтної диференціації,* які за значенням для диференціації ЛК на цьому рівні можуть бути умовно розташовані в ряд*: зональні кліматичні характеристики (термічний режим і зволоження); склад поверхневих відкладів; зональні характеристики ґрунтово-рослинного покриву*. Останній з зазначених факторів є результатом інтегральної дії перших двох, тому його використано як найбільш яскраво виражену ознаку для виділення типів ландшафтних комплексів [11]. Як відомо, у межах України виділяють чотири типи рівнинних ЛК *(хвойно-широколистянолісових, широколистянолісових, лісостепових і степових)* і два типи гірських ЛК (*лісово-лучні з полонинами* в Українських Карпатах і *лісово-лучні з яйлами* в Кримських горах) [6]. Відповідно до наших пропозицій щодо виділення передгірських ЛК в окремий клас, у їх межах як самостійні типи ЛК розглядаються *передгірські: широколистянолісові (Прикарпаття)*, *лісостепові (Крим, Прикарпаття)*, *лучно-лісові (Закарпаття, Прикарпаття*), *степові ЛК (Крим).* Як самостійні типи ЛК такі єдності розглядаються у роботах з вивчення структури передгірських ландшафтів Передкарпаття [14]. В інших роботах [6, 12] відповідні ЛК віднесено до класифікаційних рівнів більш низького рангу. У системі ландшафтних комплексів субтропічного поясу, у класі гірських, підкласі низькогірних ЛК пропонується виділити як самостійний тип *ЛК субсередземноморських твердолистяних лісів і чагарників.*

За критерієм *зміни зонального типу рослинності*, спричиненого діяльністю людини, виділяються *типи антропогенно змінених ЛК* у межах хвойно-широколистянолісових рівнинних та широколистянолісових рівнинних та передгірських ЛК (для таких ЛК, де лісова рослинність на значних територіях змінена на агрокультурну, перелогову, лучну та ін.).

9. ***Підтип ЛК*** Через суттєву внутрішньозональну відмінність природних умов, що визначаються *тепловим режимом і умовами зволоження,* в степовому типі виділяють підтипи ЛК*: північно-, середньо-, південностеповий (сухостеповий),* що розповсюджені у відповідних природних підзонах [6]. Неоднозначним є питання щодо ідентифікації південностепових ЛК як підтипу і дає підставу ряду дослідників розглядати їх на рівні самостійного типу. На наш погляд, переконливими є аргументи А. І. Кривульченка [4], який на основі багаторічних досліджень цього регіону доводить доцільність класифікувати сухостепові ландшафтні комплекси України на рівні підзональних.

Крім цих загальновідомих підтипів рівнинних ЛК, у класифікації ЛК в межах типу лісостепових передгірських ландшафтних комплексів, за даними [14] можуть бути виділені *підтипи ЛК лісо-лучних остепнених; лучно-широколистянолісових;* у межах типу лучно-лісових передгірських ЛК – *підтип лучно-хвойно-широколистянолісових ландшафтних комплексів.* Деталізація типів гірських та передгірських ЛК на підтипи межах пропонованої класифікації ЛК України потребує доопрацювання.

РЕГІОНАЛЬНИЙ РОЗДІЛ (основним критерієм класифікування є поєднання зональних і азональних факторів ландшафтної диференціації)

10. ***Рід ЛК*** – класифікаційний рівень, що відповідає регіональним одиницям рангу фізико-географічний край. Він присутній у кількох з широковідомих класифікацій, де має назви: *рід* [7, 8, 12], *надряд* [10], *клас* [1] та ін. Критерії виділення класифікаційної одиниці рід ЛК – *їх належність до частин морфоструктур І-ого порядку в межах певної природної зони.* Використання у легенді ландшафтної карти означень, що відповідають рівню рід ЛК, робить її зручною для територіальної ідентифікації об'єктів картографування (наприклад: *поліські ЛК, лівобережнодніпровські лісостепові ЛК, кримськостепові ЛК* та ін.)

11. ***Родина ЛК*** За класифікацією ландшафтів [6,12] це найнижчий класифікаційний рівень, який має назву *вид ландшафтів*. Критерієм його виділення є *"генетичний тип рельєфу та однорідні антропогенові відклади".* У зв'язку з необхідністю деталізації класифікації ЛК, усталена система класифікаційних одиниць змінена нами на регіональному і локальному рівнях. ЛК цього класифікаційного рівня відповідають одиницям фізико-географічного районування рівня область (а іноді – район). Критерії їх виокремлення доволі однозначно трактуються розробниками різних класифікацій ландшафтів [1, 6, 12]. Зауважимо, що загальновизнане формулювання критерію виокремлення видів ЛК "однорідність антропогенових відкладів", потребує уточнення – *однорідність ґрунтотвірних порід*, оскільки такими не завжди виступають антропогенові відклади, іноді ними можуть бути породи більш давнього віку.

ЛОКАЛЬНИЙ РОЗДІЛ (загальними критеріями виділення є відміни у властивостях компонентів ландшафтних комплексів та у їх структурі).

12. ***Вид ЛК*** об'єднує індивідуальні ландшафти (у регіональному розумінні), близькі за внутрішньою структурою. За критеріями виділення вид ЛК відповідає фізико-географічним одиницям рангу район [11]**.** Принципи виокремлення ландшафту визначаються як «*єдиний геологічний фундамент, однотипний рельєф, однакові кліматичні умови, одноманітне сполучення гідротермічних умов, ґрунтів, біоценозів, однаковий набір простих геокомплексів* [6]. Оскільки вид ЛК можна вважати "верхнім" рівнем узагальнення при великомасштабних дослідженнях ландшафтної структури території, логічним також стає означення критеріїв виділення ландшафту шляхом аналізу його внутрішньої структури. Основною діагностичною ознакою ландшафту є його морфологічна структура, яка й надає йому характерних фізіономічних рис [2]. В. А. Ніколаєв таким критерієм називає *схожість домінуючих в ландшафтах урочищ* [7].

До видів антропогенно змінених ЛК віднесено ЛК рангу ландшафт, у межах яких перетворено один або кілька його компонентів (наприклад, ЛК міст, великих кар'єрів, торфорозробок, меліорованих територій, сільгоспугідь та ін., що займають територію певного ландшафту або значної його частини).

13. ***Підвид ЛК.*** Такий класифікаційний ранг надано ландшафтним єдностям на рівні місцевість. Основним критерієм їх виділення є *певні зміни літооснови у межах ландшафту*. Виокремлення місцевості може бути пов’язаним: *з варіюванням літологічного складу поверхневих відкладів*, *характеру підстилаючих порід, комплексів форм рельєфу*, *інтенсивності сучасних рельєфотвірних процесів* та ін. Для місцевості характерним є *закономірне сполучення урочищ* [2].

Підвиди антропогенно змінених ЛК, оскільки вони виділяються за тими ж критеріями, що й підвиди природних ЛК, характеризуються штучними змінами літооснови у межах певної частини ландшафту. Їх прикладами можуть бути антропогенно змінені ЛК населених пунктів, кар’єрів та ін.

14. ***Відміна ЛК*** – класифікаційний ранг, що відповідає ландшафтним єдностям рівня урочище. Оскільки означення і критерії виокремлення складного урочища і підурочища є тісно пов’язаними з основною одиницею цього рівня (урочищем), доцільним є їх класифікування без надання проміжним категоріям окремих рівнів. Критеріями виокремлення відміни ЛК (урочищ) є “однорідний субстрат, спрямованість та інтенсивність сучасних фізико-географічних процесів” [2].

Відповідно, до відмін антропогенно змінених ЛК віднесено ландшафтні урочища, що характеризуються перетворенням одного або кількох ландшафтних компонентів. На цьому і на наступному, найнижчому, рівні класифікації, де виділяються варіанти антропогенно змінених ЛК, перетворення людиною ландшафтів є найбільш різноманітними і для їх систематизації створено окремі класифікації.

15. ***Варіант ЛК***. Такий класифікаційний ранг, слідом за [10], надано ЛК рівня фація, основною діагностичною ознакою яких є просторова однорідність компонентів, що її складають, критеріями виокремлення фації (варіанту ЛК) – “*склад покривних відкладів, мікроклімат, умови зволоження, ґрунти, біоценоз*” [2]. Цей класифікаційний рівень ЛК залишається по за межами нашого дослідження, однак включений у загальну схему класифікації ЛК.

Запропонована класифікація ЛК дає можливість деталізувати їх структурні рівні і в єдиній системі критеріїв класифікування представити інформацію про природні властивості і антропогенні перетворення сучасних ЛК. Подальшого опрацювання потребують питання щодо класифікації гірських ландшафтних комплексів, а також класифікації антропогенно змінених ЛК як складової загальної класифікації сучасних ландшафтів України.

Список використаних джерел

1. *Геренчук К. И., Кукурудза С. И.* К теоретическому обоснованию классификации природных комплексов // Известия ВГО. – 1977. – Т. 109. – Вып. 6. – С. 531–538.
2. *Жучкова В. К., Раковская Э. М.* Методы комплексних физико-географических исследований: Учеб. пособие. – М.: Издательский центр “Академия”, 2004. – 368 с.
3. *Исаченко А. Г.* Ландшафты и физико-географическое районирование. – М.: Высшая школа, 1991. – 366 с.
4. *Кривульченко А. І.* Сухі степи Причорномор’я та Приазов’я: ландшафти, галогеохімія ґрунто-підґрунтя. – К. : Гідромакс, 2005. – 345 с.
5. Методика середньомасштабного та крупномасштабного морфоструктурного аналізу та картографування (посібник для геологів-зйомщиків**)** / Звіт про НДР, 2009 р. Науковий керівник – В. П. Палієнко.
6. Національний атлас України. – К.: Державне науково-виробниче підприємство “Картографія”, 2007.
7. *Николаев В. А.* Принципы классификации ландшафтов // Вест. МГУ, 1973. – № 6. – С. 30–35.
8. *Николаев В. А.* Классификация и мелкомасштабное картографирование ландшафтов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. – 62 с.
9. *Палиенко В. П.* Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины / Отв. ред. А. М. Маринич: АН Украины. Институт географии. – Киев: Наук. думка, 1992. – 116 с.

10. *Пащенко В. М.* Теоретические проблемы ландшафтоведения. – К.: Наук. думка, 1993.– 284 с.
11. Физико-географическое районирование Украинской ССР / Под ред. В. П. Попова, А. М. Маринича, А. И. Ланько. – Киев: Изд-во Киев. ун-та, 1968. – 684 с.
12. Природа Украинской ССР. Ландшафты и физико-географическое районирование / А. М. Маринич, В. М. Пащенко, Шищенко П. Г. – Киев: Наук. думка, 1985. – 224 с.
13. Современные ландшафты Крыма и сопредельных акваторий: монография / Науч. ред. Е. А. Позаченюк. – Симферополь: Бизнес-Информ, 2009. – 627 с.
14. *Чернега П. І.* Структура передгірських ландшафтів Буковинського Передкарпаття, проблеми їх оптимізації: дис. … канд. геогр. наук. – Чернівці, 1995. – 156 с.

* * *

УДК 911.375.5(477.43)

ЛАНДШАФТНА СТРУКТУРА КЛЮЧОВОЇ ДІЛЯНКИ "ГАННОПІЛЬ" ХМЕЛЬНИЦЬКОЇ ОБЛАСТІ

Вероніка Бовсунівська

Національний педагогічний університет імені М. П. Драгоманова
Україна, 01601, м. Київ, вул. Пирогова, 9,
e-mail: kafedra_fiz@mail.ru

Зйомка і картографування ключової ділянки "Ганнопіль" проводились у масштабі 1 : 200 000. Основними територіальними одиницями картографування були складні урочища. Їх дослідження проводилось шляхом спостережень на точках комплексного опису із використанням універсальних польових бланків. Картографічною основою слугувала топографічна карта масштабу 1 : 200 000. У бланках послідовно описувались: характер рельєфу, ґрунти та ґрунтотвірні породи (за профілем ґрунтового розрізу), рослинний покрив, тип господарського використання, наявність ознак прояву сучасних фізико-географічних процесів, екологічний стан.

В якості довідкової використовувалася карта ґрунтів того ж масштабу. Для уточнення і докладної характеристики рельєфу і ґрунтотвірних порід використовувалися матеріали геологічних фондів ДНВП "Геоінформ України"– описи бурових свердловин, відслонень, матеріали обласних управлінь – Хмельницького обласного управління лісового та мисливського господарства, Хмельницького обласного управління земельних ресурсів та ін. Рослинний покрив і тваринний світ характеризувались із залученням матеріалів науково-популярної літератури.

Проведені дослідження дали змогу виявити, що структуру ключової ділянки "Ганнопіль" утворюють чотири індивідуальних ландшафти – Ганнопільський, Берездівський, Славутський та Шепетівський.

Структуру Ганнопільського лесового ландшафту складають п'ять складних ландшафтних урочищ (№ 1–5), що сформувались на лесоподібних суглинках, які залягають на неогенових глинах, які в свою чергу залягають на крейдових породах (кремній, піщаник). Ландшафт розміщується в межах Волино-Подільської плити. Домінантними є урочища плакорних поверхонь межирічних рівнин з середніми висотами 230–250 м, з сірими лісовими опідзоленими ґрунтами, суцільно розораними (№ 1), та урочища пологих, слабо розчленованих схилів межирічних рівнин із сірими лісовими слабозмитими і сірими лісовими оглеєними ґрунтами, розорані (№ 2–3). Природна рослинність представлена дубово-сосновими лісами, що збереглася у вигляді невеликих масивів, де переважає сосна звичайна, береза бородавчата, дуб звичайний та ялина європейська. Субдомінантними урочищами ландшафту є коритоподібні заболочені заплави малих річок і струмків, шириною до 500 м з чорноземами

лучними та лучними ґрунтами (№ 4), а також коритоподібними заплавами, складеними торфами з торфово-болотними ґрунтами і торфовищами низинними під різнотравно-злаковою рослинністю (тимофіївка лучна, куничник наземний, кутник лучний, осоки та ін.) [1] (№ 5).

Структуру Берездівського ландшафту формують вісім складних ландшафтних урочищ (№ 6–13), що сформувались на лесоподібних супіщаних і легкосуглинкових відкладах, які підстеляються флювіогляціальними пісками на неогенових породах, які залягають на кристалічних породах Українського щита. Домінантними урочищами є вирівняних еродованих плакорних межирічних рівнин, порізаних неглибокими річковими долинами з середніми висотами від 200 до 235 м, з сірими опідзоленими або чорноземами опідзоленими, місцями оглеєними, розорані, місцями під дубово-сосновими лісами (вільха клейка, осикою) (№ 6–8). Субдомінантними урочищами є урочища пологих схилів межирічних рівнин, порізаних деревопобідною яружно-балковою сіткою з сірими опідзоленими, чорноземами опідзоленими, розорані (№ 9). В межах ландшафту поширені урочища перших надзаплавних вирівняних терас, складених лесоподібними легкосуглинковими відкладами з чорноземами глибокими малогумусними або чорноземами опідзоленими, під сіножаттями, городами, поселеннями (№ 10). Субдомінантними є урочища коритоподібних заболочених заплав, які складені алювіальними відкладами, що підстеляються флювіогляціальними і залягають на неогенових глинах з лучно-болотними та лучними ґрунтами (№ 12) або складені торфами з торфово-болотними ґрунтами (№ 11), а також урочища коритоподібних балок з середніми глибинами 2–5 м, врізаними в лесоподібні легкосуглинкові відклади, з виходами кристалічних порід (№ 13), під гігрофільними звичайноочеретяними, великолепешняковими, плауно-лепешняковими та сіруватокуничноковими угруповуваннями рослин [1].

Славутський зандровий ландшафт знаходиться в межах Волино-Подільської плити, що в рельєфі відповідає Острозькій акумулятивній зандровій рівнині. Структуру ландшафту формують вісім складних урочищ (№ 14–21), що сформувалися на воднольодовикових піщаних і супіщаних відкладах, що підстеляються неогеновими глинисто-піщаними відкладами, які залягають на крейдових породах (вапняки, мергелі). Широке поширення глинистих, часто водонепроникних, відкладів в значній мірі впливає на заболочування, а поширення вапнякових відкладів обумовлює значну кількість западин, що ускладнюють плакорну поверхню межирічних рівнин. Широкого поширення в межах ландшафту набули еолові форми рельєфу. Вони мають зазвичай параболічну форму з крутими підвітряними (до 25–30°) і пологими навітряними (до 10–15°), середньою висотою 5–10 м, максимальною до 20 м. Зустрічаються поодинокі дюни, а також комплекси дюн, які мають складну конфігурацію в плані, розташовуючись часто паралельно одне одному.

Фоновими є урочища зандрових понижених полого-хвилястих плакорних поверхонь межирічних рівнин з середніми висотами 220–240 м з дерновими середньо- і слабопідзолистими ґрунтами з численними карстовими западинами, болотними пониженнями і піщаними дюнами, під дубово-сосново-орляковими, сосново-чорнице-зеленомоховими, дубовими і сосновими лісами (№ 14). Субдомінантними є урочища других полого-хвилястих надзаплавних терас з відносною висотою 15–23 м над урізом води і шириною 2–4 м, складені давньоалювіальними пісками, що підстеляються неогеновими глинами, які залягають на крейдових відкладах (вапняки, мергелі) з чорноземами опідзоленими, під сосновими, дубово-сосновими орляковими лісами, ускладненні блюдцеподібними западинами діаметром від 20 до 100–150 м і глибиною 1,5–2 м (№ 15), урочища перших надзаплавних вирівняних терас з відносними висотами 7–12 м над урізом і шириною від 200–300 м до 1,5–2,5 км, складені давньоалювіальними піщаними і супіщаними відкладами, що підстеляються неогеновими відкладами, які залягають на крейдових відкладах, з дерново-підзолистими і дерново-підзолистими глеюватими ґрунтами, під сосновими, дубово-сосновими орляковими лісами і поселеннями (№ 16–17); урочища вирівняних ящикоподібних заплав шириною від 200 до 500 м, складених алювіальними пісками, що підстеляються неогеновими вапняками, які залягають не крейдових породах (кремній, піщаник), з лучно-болотними, лучними глеюватими, а також дерновими оглеєними ґрунтами, частково розорані (№ 18–19), урочища коритоподібних заболочених заплав, які складені осоковими, осоково-очеретяними, гіпновими торфами з торфовищами

низинними і торфово-болотними ґрунтами (№ 20). Незначну площу займають урочища плакорних підвищених хвилястих поверхонь складених лесоподібними легкосуглинковими відкладами, що підстеляються неогеновими відкладами (глини, глинисті сланці), які залягають на крейдових відкладах з сірими опідзоленими, чорноземними опідзоленими ґрунтами, під культурними фітоценозами (№ 21).

Структуру Шепетівського зандрового ландшафту формують шість складних урочищ (№ 22–27). Ландшафт характеризується неглибоким заляганням кристалічного фундаменту Українського щита. Домінантними є урочища зандрових вирівняних слабо нахилених (1–2°) плакорних поверхонь межирічних рівнин з середніми висотами 210–260 м, складені водно-льодовиковими супіщаними відкладами, що підстеляються неогеновими глинами, що залягають на гранітних породах, з дерново-слабо- і середньо підзолистими глеюватими ґрунтами, під сосново-дубовими лісами (сосна звичайна, дуб звичайний, вереск, перстач гайовий, вербозілля звичайне, чорниця, орляк звичайний, мохи, лишайники), ускладнені поодинокими виходами кристалічних порід висотою 2–5 м і піщаними грядами (№ 22). Субдомінантними є урочища других надзаплавних (слабко виражених в рельєфі) з відносними висотами 10–20 м над урізом води, складені воднольодовиковими піщаними і супіщаними відкладами з дерново-слабо і середньопідзолистими ґрунтами, розорані, частково під сосново-дубовими лісами (№ 23), урочища коритоподібних заплав, складені флювіогляціально-алювіальними відкладами, що підстеляються неогеновими глинами, з лучними і лучно-болотними ґрунтами, під звичайно-очеретяними, великолепешняковими та плавучо-лепешняковими угрупованнями рослин (№ 24); урочища коритоподібних заболочених заплав, складених осоковими і осоково-гіпновими торфами на флювіогляціально-алювіальних відкладах, що підстеляються неогеновими глинами, з торфово-болотними і торфами низинним, під гідрофільною осоково-злаковою рослинністю (осока рання, осока дерниста, осока струнка, куничник наземний, тимофіївка лучна, мітлиця біла) (№ 25); урочища перших вирівняних пологих надзаплавних терас, складених лесоподібними легкосуглинковими відкладами, що підстеляються неогеновими глинами з чорноземами опідзоленими, під культурними фітоценозами і поселеннями (№ 26), урочища коритоподібних балок з середніми глибинами 2–5 м з лучно-глейовими ґрунтами.

Список використаних джерел

1. *Говорун В. Д., Тимощук О. О.* Річки Хмельниччини. Навчальний посібник. – Хмельницький: Поліграфіст-2, 2010. – 240 с.
2. Природа Хмельницької області / Під. ред. К. І. Геренчука. – Л.: Вища школа, 1980. – 152 с.
3. Физико-географическое районирование Украинской ССР. – К.: Изд-во Киевского ун-та, 1986. – 682 с.

* * *

УДК 911.2:551.4

ФАКТОРИ ФОРМУВАННЯ ТА МОРФОЛОГІЧНА СТРУКТУРА ЛАНДШАФТУ ОСТРОЗЬКА ПРОХІДНА ДОЛИНА

Анатолій Мельник

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: webmaster@lnu.edu.ua

Ландшафт становить собою чітко відособлений в геологічному фундаменті і рельєфі природний територіальний макрокомплекс, який характеризується єдністю геологічної будови, рельєфу, кліматичних і гідрологічних умов, рослинного і тваринного світу, ґрунтів та своєрідною морфологічною структурою [3]. Остання відображає горизонтальний аспект його

загальної структури і проявляється у характері поєднання (кількості і рисунку) його морфологічних одиниць, перш за все ландшафтних місцевостей.

Морфологічна структура ландшафту є наслідком його довготривалого розвитку. Головна роль у її формуванні належить літогенним, або геолого-геоморфологічним факторам, якими є геологічна будова (умови залягання і літологія гірських порід), тектонічні структури й тектонічні рухи земної кори та рельєфотворні процеси, зокрема денудація, ерозія і акумуляція. У результаті формуються різні генетичні типи рельєфу, які зумовлюють специфіку гідрокліматичних умов і разом з ними своєрідність рослинного покриву, тваринного світу і ґрунтів. Це призводить в кінцевому рахунку до утворення ландшафтних місцевостей, які представляють собою природні територіальні комплекси, які сформувалися на сукупності генетично пов’язаних мезоформ рельєфу, що мають спільну літогенну основу [3].

Ландшафт Острозька прохідна долина розміщений у східній, найбільш звуженій, частині фізико-географічної області Мале Полісся в межиріччі Ікви і Вілії. Він має чітко окреслені в орогідрографії межі: на заході – р. Іква, на сході – р. Вілія, на півночі – підніжжя уступу Волинської височини (зокрема Мізоцького кряжу), а на півдні – підніжжя уступу Подільської височини (Кременецького горбогір’я). На півночі він межує з ландшафтом Мізоцького кряжу, а на півдні – Кременецьких гір і має вигляд рівнини, оточеної крутими розчленованими схилами. Простягається з заходу на схід паралельно Мізоцькому кряжу довжиною приблизно до 60 км, а ширина змінюється з заходу на схід: близько 20 км у районі р. Іква, 2 км у найвужчій частині с. Мости і 4 км у районі р. Вілія.

Ландшафт Острозька прохідна долина є одним з найцікавіших з фізико-географічної точки зору (можна навіть сказати унікальним) природним регіоном України, який відзначається незначним господарським освоєнням і багатим рекреаційно-туристичним потенціалом. Однак на сьогодні він є слабо вивченим, а його властивості, відображені в атласах різного масштабу в окремих випадках не відповідають дійсності [1, 4]. В адміністративному відношенні територія ландшафту знаходиться у межах Рівненської і частково Тернопільської областей, тому практично на сьогодні ми не маємо його цілісної фізико-географічної характеристики [2, 5, 6].

Ландшафт характеризується плоским слабохвилятим рельєфом (абсолютні висоти, якщо не брати до уваги останцевих горбів, становлять 200–240 м, рідше 260 м) з піщаними горбами і дюнами (висотою 5–7 м). Специфічною особливістю рельєфу є наявність ерозійних останців – горбів відчленованих водною ерозією від ландшафтів Кременецькі гори (кілька горбів висотою понад 300 м в районі сіл Святе, Майдан, Антонівці, Велика і Мала Іловиця та Стіжок) і Мізоцький кряж (три горби висотою також понад 300 м у районі сіл Грядки і Довге поле поблизу м. Дубно). Для території характерні такі генетичні типи рельєфу як структурно-денудаційний (острівні структурно-денудаційні горби), акумулятивний (акумулятивна рівнина), льодовиковий (зандрова водно-льодовикова рівнина, прохідна долина) і флювіальний (низькі тераси і заплави рік).

Геологічний фундамент ландшафту на більшості його території утворюють осадові відклади палеозою, які перекриті крейдоподібними мергелями з включеннями кременів верхньої крейди мезозою. В його східній частині відклади мезозою відсутні і близько до поверхні залягають осадові породи верхнього протерозою – нашарування пісковиків, аргілітів та алевролітів. Ерозійні останці складені в основі мергелями верхньої крейди, які перекриті пісками, вапняками та вапнякуватими пісковиками неогену. Корінні породи покриті переважно четвертинними елювіально-делювіальними, водно-льодовиковими і алювіальними пісками.

Утворення Острозької прохідної долини пов’язують з спільною дією ендогенних тектонічних та екзогенних (ерозійних та акумулятивних) факторів, із зазначенням особливої ролі талих льодовикових вод [2, 5, 6]. Долина стоку льодовикових вод успадкована річками Збитенька (тече в східному напрямку і належить до басейну Горині) та Замишівка (тече в західному напрямку і належить до басейну Ікви). В рельєфі добре виражені заболочені заплави та перша надзаплавна тераса або її фрагменти.

Природна рослинність у межах ландшафту займає більшість його території – понад 50 % площі вкрито лісами (сосновими, сосново-дубовими та сіровільховими), значні площі займають луки і болота. Під сосновими і дубово-сосновим лісами поширені дерново-підзолисті ґрунти, під сіровільховими – болотні, в заплавах рік під лучною і болотною рослинністю – лучно-чорноземні, лучні і болотні (зі значними масивами торфовищ).

Основними видами господарської діяльності тут є лісівництво, випас худоби і сінокосіння, торфорозробки, на незначних площах рільництво. В останні роки в межах ландшафту створено низку територій природо-заповідного фонду, в тому числі й національний природний парк "Дерманськo-Острозький".

Шляхом проведення польових середньомасштабних досліджень в межиріччі Ікви та Горині нами складена ландшафтна карта на рівні ландшафтних місцевостей на основі якої можна судити про сучасну морфологічну структуру Острозької прохідної долини (рис. 1).

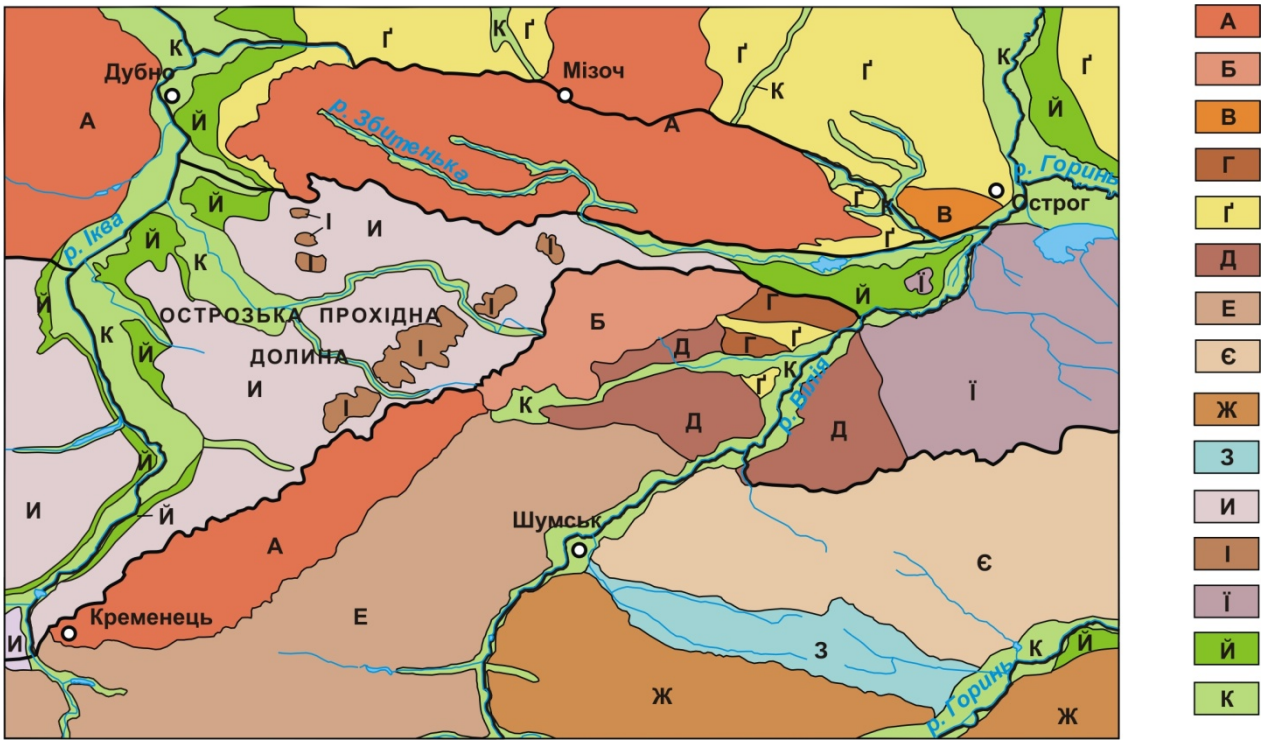


Рис. 1. Ландшафтні місцевості Острозької прохідної долини і суміжних територій

Умовні позначення: А. ***Структурно-денудаційні сильнорозчленовані лесові горбогір'я*** складені пісками, вапняками і вапнякуватими пісковиками, які покриті лесами, з дубовими і гарбово-дубовими лісами на сірих і темно-сірих опідзолених ґрунтах; Б. ***Структурно-денудаційні сильнорозчленовані безлесові горбогір'я*** складені пісками, вапняками і вапнякуватими пісковиками з дубово-сосновими лісами і сосновими лісами на дерново-слабо- і середньопідзолистих піщаних і глинисто-піщаних ґрунтах; В. ***Денудаційні середньорозчленовані лесові горбисто-пасмові височини*** складені пісками, які покриті лесами, з дубовими і гарбово-дубовими лісами на сірих опідзолених ґрунтах; Г. ***Денудаційні слаборозчленовані лесові горбисто-пасмові височини*** складені пісками, які покриті лесами, з дубовими і гарбово-дубовими лісами на сірих лісових опідзолених ґрунтах і чорноземах опідзолених; Ґ. ***Денудаційні горбисті лесові височини*** складені крейдоподібними мергелями, які покриті лесами, з дубовими і гарбово-дубовими лісами на сірих і темно-сірих опідзолених ґрунтах та чорноземах опідзолених; Д. ***Денудаційні слаборозчленовані безлесові горбисто-пасмові височини*** складені вапняками і пісками, з дубово-сосновими лісами і сосновими лісами на дерново-слабо- і середньопідзолистих піщаних і глинисто-піщаних ґрунтах; Е. ***Денудаційні середньорозчленовані лесові височини*** складені пісками і вапняками, які покриті лесами, з дубовими та грабово-дубовими лісами на сірих і темно-сірих опідзолених ґрунтах та чорноземах опідзолених; Є. ***Денудаційні слаборозчленовані лесові височини*** складені пісками і глинами, які покриті лесами, з дубовими і грабово-дубовими лісами на сірих і темно-сірих

опідзолених ґрунтах; Ж. ***Денудаційні слаборозчленовані лесові височини*** складені пісками і глинами, які покриті лесами, зі степовою рослинністю на чорноземах глибоких малогумусних та дубовими і грабово-дубовими лісами на чорноземах опідзолених; З. ***Зандрові водно-льодовикові прохідні долини*** складені пісками з прошарками глин, вапняками, крейдопоібними мергелями, які покриті лесоподібними суглинками і водно-льодовиковими пісками, з грабово-дубовими лісами на сірих опідзолених і сосновими лісами на дерново-слабо- і середньопідзолистих ґрунтах; И. ***Акумулятивні пологохвилясті*** і ***плоскі слаборозчленовані рівнини,*** з ерозійними останцями поблизу Кременецький гір, складені крейдоподібними мергелями, які покриті суглинисто-супіщано-піщаними відкладами, з сосновими лісами на дерново-слабопідзолистих і болотних ґрунтах; І. ***Ерозійні розчленовані останцеві горби*** складені пісками, вапняками і вапнякуватими пісковиками, які покриті лесами, з дубовими і грабово-дубовими лісами на сірих і темно-сірих опідзолених ґрунтах; Ї. ***Зандрові слабохвилясті водно-льодовикові низовини*** складені неогеновими пісками, верхньопротерозойськими аргілітами, алевролітами, пісковиками, які покриті флювіогляціалними пісками, з дубово-сосновими лісами на дерново-слабо- і середньопідзолистих піщаних і глинисто-піщаних ґрунтах; Й. ***Низькі рівні тераси*** складені в основі крейдоподібними мергелями, пісковиками, аргілітами й алевролітами та місцями пісками неогену, які покриті алювіальними пісками, з лучною рослинністю на дернових глейових піщаних, сіровільховими лісами на болотних ґрунтах та дубово-сосновими і сосновими лісами на дерново-підзолистих піщаних ґрунтах; К. ***Рівні заболочені заплави*** складені в основі крейдоподібними мергелями, пісковиками, аргілітами й алевролітами, які покриті алювіальними пісками, галькою, делювіальними суглинками і торфами, з лучною і болотною рослинністю на лучних, лучно-болотних і болотних ґрунтах та сіровільховими лісами на болотних ґрунтах.

З карти можна зробити висновок, що морфологічну структуру ландшафту утворюють пять ландшафтних місцевостей. Домінує за площею місцевість акумулятивної пологохвилястої і плоскої слаборозчленованої рівнини, на тлі якої поширені ерозійні розчленовані останцеві горби. В західній частині вздовж р. Іква та в східній вздовж рік Вілія і Збитенька поширені місцевості низьких терас і рівних заболочених заплав. Крім того в межиріччі Вілії і Збитеньки наявна місцевість зандрової слабохвилястої водно-льодовикові низовини.

Подальше вивчення морфологічної структури ландшафту потребує проведення великомасштабних ландшафтних досліджень на ключових ділянках.

Список використаних джерел

1. Атлас Ровенской области. – М.: Главное управление геодезии и картографии при Совете министров СССР, 1985. – 32 с.
2. *Коротун І. М., Коротун Л. К.* Географія Рівненської області. – Рівне: РІПКПК, 1996. – 274 с.
3. *Міллер Г. П., Петлін В. М., Мельник А. В.* Ландшафтознавство: теорія і практика: Навч. посібник. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2002. – 172 с.
4. Національний атлас України. – К.: ДНВП “Картографія”, 2009. – 440 с.
5. Природа Ровенської області / За ред. К. І. Геренчука. – Львів: Вища шк., 1976. – 156 с.
6. Природа Тернопільської області / За ред. К. І. Геренчука. – Львів: Вища шк., 1983. – 178 с.

* * *

УДК 911.52+551.582

ОСОБЛИВОСТІ ВІКОВОГО ХОДУ ЕЛЕМЕНТІВ КЛІМАТУ В УКРАЇНСЬКОМУ ПЕРЕДКАРПАТТІ

Ольга Киналь

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича,
Україна, 58012, м. Чернівці, вул. Коцюбинського, 2,
e-mail: kafedrafgrpk@rambler.ru

Актуальність проблеми дослідження полягає у необхідності з’ясування особливостей перебігу процесів кліматотворення у межах території дослідження. Від стану кліматичної

системи безпосередньо залежать природні властивості території, стани ландшафтів, особливості ходу природних процесів і явищ у їх межах, що своєрідно проявляється у життєдіяльності населення. Проблеми розвитку територій та їх управління стосуються і впливу кліматичних змін (глобальних, регіональних, локальних), оскільки врахування наявних і прогноз передбачуваних змін клімату дають можливість виконувати певні дії стосовно унеможливлювання небажаних впливів, оптимізації навколишнього середовища, удосконалення раціонального природокористування в межах гірських і суміжних з ними територій [1]. Сучасні зміни клімату є надзвичайно актуальним питанням, особливо для орографічно неоднорідних територій з особливим режимом клімато- й погодотворення [2]. Клімату Українських Карпат властиві специфічні риси: значна мінливість, загроза небезпечних атмосферних, гідрокліматичних явищ, різноманіття топо- й мезокліматів. Хід елементів клімату у передгір'ях та на суміжних рівнинах, що зазнають потужного орокліматогенного впливу, складають значний науковий інтерес в аспекті помітних кліматичних змін на рубежі XX і XXI сторіч [3].

Мета і завдання дослідження полягають у вивченні клімату Південно-Східного (Буковинського) Передкарпаття як частини Східно-Карпатського європейського регіону, аналізі вікового ходу елементів клімату в його межах, з'ясуванні тенденцій кліматичних змін на рубежі XX–XXI ст. та особливостей часового розподілу метеовеличин на початку XXI ст. Предмет дослідження стосувався вікових і регіональних трансформацій у часі кліматичних полів температури повітря та атмосферних опадів у межах Східно-Карпатського регіону за даними спостережень у: Чернівцях (1881–2002 рр.), Коломиї (1876–2002 рр.), Івано-Франківську (1951–2004 рр.), Рахові (1881–2002 рр.), Ужгороді (1881–2002 рр.), Кам'янці-Подільському (1936–2004 рр.), Могилеві-Подільському (1926–2004 рр.). Також досліджені часовий розподіл температур і вологості повітря, сум опадів, характеристик вітру, атмосферних явищ у Чернівцях упродовж 1979–2003 рр., хід основних метеовеличин у Селятині (1966–2004 рр.). Виконано аналіз сезонного ходу метеовеличин у Чернівцях на початку XXI ст. (2000–2012 рр.), характеристик режиму зволоження (тривалості опадів у часі зокрема) за той же період [1], побудовані графічні моделі. Основне завдання стосувалось з'ясування особливостей вікового ходу елементів клімату та тенденцій регіональних і місцевих кліматичних змін.

Попередні дослідження. Зміни клімату в Україні упродовж першої половини XX ст. досліджені й описані І. Бучинським (1967). Кліматичні зміни в наступні десятиліття досліджені фахівцями Українського науково-дослідного гідрометеорологічного інституту, Українського гідрометеорологічного центру, Центральної геофізичної обсерваторії у Києві. Результати аналізу чинників сучасних кліматичних змін, можливі сценарії змін глобального та регіонального клімату викладені в колективній монографії "Клімат України" [4]. Результати цих досліджень спонукають до наукових вишукувань, що стосуються кліматичних особливостей окремих територій, Українських Карпат зокрема, кліматичних змін у їх межах. Автором виконано низку досліджень кліматичного змісту [1, 2, 3], які дають уявлення про особливості часового ходу метеовеличин упродовж різних за тривалістю періодів (найдовший становив понад 125 років). Результати свідчать про певні регіональні й локальні тенденції змін (багаторічні, річні, сезонні) у ході елементів клімату, у межах Чернівецької області зокрема.

Виклад основного матеріалу. Розрахунки середньостатистичних величин, характеристик мінливості та побудова графічних моделей за результатами статистичної обробка матеріалів регіональних метеорологічних спостережень дають можливості для порівняльного кліматичного аналізу. Використано методи побудови гістограм та численних кривих розподілу: інтегральних різницевих (за модульними коефіцієнтами), 5- й 10-річних ковзних, поліноміальних, прогностичних (за методом "хвильової" теорії Еліота на основі чисел Фібоначчі) тощо. Отримані результати свідчать про різну часову тривалість у регіоні періодів потеплінь і похолодань, змін опадів, тривалості кліматичних сезонів.

Так, періоди зниження середньорічних температур у кінці XIX – на початку XX ст. фіксуються в усіх пунктах Передкарпаття. Загалом, відносне похолодання тривало до початку 20-х років XX ст. Упродовж другого-третього десятиліть XX ст. середньорічні температури повітря були близькими до пересічних багаторічних. У наступні десятиліття тривав період відносного похолодання. З середини 60-х років у Передкарпатті намітилась тенденція до

потепління, а з 1979 р. повсюдно відзначено добре помітний ріст пересічних річних температур повітря (на 0,5–0,8 °С, в окремі роки – більше як на 1,5–2 °С), що триває і дотепер. Для порівняння: натомість в Ужгороді та Рахові упродовж двох третин останнього століття постійно спостерігалась стійка тенденція до потепління.

Аналіз інтегральних кривих розподілу модульних коефіцієнтів показує, що загалом у ході температур приблизно з 1933 р. більш помітними стають циклічні коливання температури повітря. Чим далі від їх початку, тим коротшими стають фази відносних підвищень і знижень температур. Із середини 50-х років XX ст. амплітуди розрахованих нами модульних коефіцієнтів для вибраних пунктів спостережень зменшуються, що свідчить про однотипність ходу атмосферних процесів і подібність тенденцій кліматичних змін у досліджуваних регіонах. З 1987 р. інтегральні криві для всіх пунктів спостережень набули специфічної якості, їх рисунки надзвичайно подібні і добре суміщаються: відхилення температур від багаторічних норм майже однакове, синхронні вигини відповідають рокам одночасних похолодань, з 1999 р. – стрімкий ріст температур. Найшвидше зростає середньорічна температура у Чернівцях, на початку XXI ст. вона досягла 9,3 °С [1]. Змінились часові межі кліматичних сезонів та їх тривалість [1], зросла мінливість опадів у часі [2]. Багатовіковий хід опадів у регіоні дослідження досить складний. Загалом вирізняється період тенденції відносного зменшення річної суми опадів тривалістю з середини 20-х до початку 60-х років XX ст.(в Ужгороді – тенденція до збільшення). На початку XX ст. та з 60-х до середини 80-х років у Передкарпатті річні суми опадів мали тенденцію до перевищення середньої багаторічної величини

Для порівняння регіональних кліматичних змін аналізувалась міра відхилення метеовеличин від їх середніх багаторічних значень упродовж періоду спостережень. Оскільки ряди метеоданих мають різну кількість років, то тривалість спостережень оцінювалась у відсотках. Отже, у Буковинському (Південно-Східному) Передкарпатті відхилення пересічних річних температур від середньої вікової (багаторічної) більш як на 1 °С спостерігалось упродовж 21 % років, без відхилень – 10 % випадків. Відповідно: а) Центральне Передкарпаття (Івано-Франківськ, Коломия) – 23 % і 19 %, 6 % і 5 %; б) гірські райони (Рахів) – 5 %, 9 %; в) Закарпатська низовина (Ужгород) – 12 %, 5 %; г) Подністер’я – 21–24 %, 4–9 %. У Чернівцях більшу частину ряду (39 %) у XX ст. складали середньорічні температури, що відрізнялись від багаторічної більш як на 0,5 але менше як на 1 °С, градація 0,1–0,5 °С притаманна у 30 %. В інших регіонах навпаки: у Центральному Передкарпатті – 20–22 % і 51–54 % (відповідно); у горах –25 % і 61 %; на суміжних рівнинах – 27 % і 40 %. Ці та інші отримані чисельні й графічні показники спонукають до думки, що клімату Південно-Східного Передкарпаття притаманні швидші (ніж сусідніх регіонів) “реакції” на потепління. Натомість термічний режим внутрішніх гірських районів більш консервативний до змін, як і мезоклімат суміжних з Українськими Карпатами рівнин і низовин. Загалом, хід середньорічних температур повітря у горах менш мінливий, ніж у передгір’ях: там приблизно у п’яти випадках зі ста можна чекати росту середньорічних температур більш як на 1 °С. Чим далі від гірських хребтів, тим мінливіший хід середньорічних температур. Так, у Чернівцях у 20 % років спостережень відзначені суттєві перевищення середньорічної температури, у Середньому Подністров’ї – у 24 %. У горах цей показник менший у 4–5 разів.

Подібний аналіз річних сум опадів показав, що перевищення середньої багаторічної їх норми у Буковинському Передкарпатті (Чернівці) складає: на 100–200 мм – у 30 % випадків, більш як на 200 мм – у 12 %. В інших пунктах (відповідно): Івано-Франківськ – 37 % , 11 %; Коломия – 22 %, 14 %; Рахів – 39 %, 18 %; Ужгород – 33 %, 21 %; Подністер’я – 37 %, 5–6 %. Отже, найбільша статистична вірогідність збільшення річного шару опадів властива гірським районам, на тлі яких відносно посушливішими є Буковинське Передкарпаття (у Чернівцях у 54 випадках перевищення норми не більші за 100 мм) і Подністер’я. На відміну від температур, у горах хід середньорічних сум опадів більш мінливий. Там третина випадків перевищень норми суми опадів припадає на відхилення не більше як на 100 мм, 43 % складають перевищення норми більше, ніж на 200 мм. В Ужгороді у половині років спостережень можна чекати перевищення норми опадів на 100 мм, а на перевищення понад 200 мм – тільки у 12 випадках зі ста. У Могилеві-Подільському ті ж перевищення складають 58 і 5 випадків зі ста.

Мінливість річного ходу опадів різко спадає в бік передгірних рівнин. В останній чверті XX ст. середньорічні суми опадів у Передкарпатті були близькі до норми, але на початку XXI ст. у Чернівцях спостерігається надзвичайна мінливість їх часового розподілу, про що йдеться у працях автора [1, 2, 3].

Аналіз режиму опадів у Селятині (1966–2004 рр.) показав, що тенденції його змін у Буковинських Карпатах відмінні від тих, що спостерігались у той же час у передгір'ях (Чернівці). Так, періоди збільшення і зменшення опадів не співпадають у часі, кількість фаз на тлі циклічних періодів у гірському районі більша, як більші і щорічні відхилення від багаторічних норм опадів. У Селятині мінливість опадів у часі більша, ніж мінливість середніх температур повітря, ймовірна тенденція до зменшення кількості опадів від початку XXI ст.

Спроба застосування основних положень теорії Еліота до результатів аналізу режиму зволоження регіону [1, 2] дозволила скласти наближений графічний прогноз ходу атмосферних подій до 2020 р. Прогностична крива на тлі вікового (1881–2009 рр.) ходу опадів у Чернівцях показує дві "хвилі імпульсу" та дві "хвилі корекції" основного тренду із сімома помітними піками зростання та чотирма піками зменшення кількості опадів. Автор схильний вважати, що, імовірно, триватиме друга хвиля корекції основного циклу, яка складатиметься з трьох менших хвиль. Тобто, у ході кількості опадів у найближчому десятилітті може спостерігатися тенденція до їх зменшення. З 2020 р., ймовірно, можна очікувати подальшого зростання річних сум опадів [1].

Висновки. Результати дослідження показують, що у віковому та багаторічному розподілі основних елементів клімату в межах Українського Передкарпаття та суміжних територій простежуються добре помітні тенденції кліматичних змін. У віковому ході середньорічних значень температур повітря та сум опадів у Буковинському Передкарпатті та у Подністер'ї вирізняються два періоди зниження і підвищення середніх температур повітря: відносно холоднішими були періоди останньої чверті XIX та передостанньої чверті XX ст. Загалом, на межі XIX і XX століть повсюдно спостерігались плавні й поступові зниження середніх температур. У Центральному Передкарпатті спад температур або ж стабільні термічні стани спостерігались до середини 70-х рр. У Закарпатті та в окремих внутрішніх гірських районах упродовж XX ст. тривала стійка тенденція до потепління. У ході опадів вирізняються три періоди помітних змін. Так, у Передкарпатті загалом упродовж кінця позаминулого і першої третини минулого століть спостерігалось відносне збільшення кількості опадів (у Рахові навпаки – зменшення). У межах передгірських і гірських територій з початку 40-х і до кінця 60-х рр. спостерігається тенденція до зниження річних сум опадів. У другій половині XX ст. у Подністер'ї загалом панує режим зволоження у межах кліматичної норми. На даний час по всій території дослідження наявна ситуація відповідності шару опадів цій нормі, але присутня велика мінливість опадів у внутрішньорічному розподілі. Загалом, клімат території зазнає помітного потепління, яке триває останні 30–35 років. З початку XXI ст. клімат Південно-Східного Передкарпаття, Чернівецької області зокрема, набуває рис субсередземноморського [1, 3]. Свідченням цього є: зменшення тривалості холодного періоду (пересічно до 60 днів, що на 40 % менше, ніж у середині XX ст.); збільшення тривалості метеорологічного літа – пересічно до 124 днів (у XX ст. – 112), максимально – до 166 днів; скорочення весняного періоду (майже на 30 днів); тенденція до зростання кількості опадів упродовж холодного періоду [1], повторюваність посушливих явищ упродовж теплого періоду тощо. В останнє десятиліття кількість днів у Чернівцях з середньодобовою температурою нижчою за 0 °С скоротилась як мінімум на третину, а середньорічна температура не опускалась нижче 8,7 °С, що на 1,5 °С вище середнього показника XX ст. Подібні тенденції спостерігаються в Чернівцях з середини 70-х років минулого століття. Проблема має важливе прикладне та наукове значення і потребує подальшого копіткого дослідження.

Список використаних джерел

1. *Киналь О.* Агрокліматичні властивості Чернівецької області в аспекті регіональних змін клімату на початку XXI ст. / Ольга Киналь, Ева Крогулець, Томаш Грущинський //

Моделювання природних систем. - Кам’янець-Подільський: ПП Мошинський В. С., 2011. – Том І. – С.4-92.
2. *Киналь О.* Гідрокліматичні особливості зволоження територій / Ольга Киналь, Ева Крогулець // Гідрокліматичні особливості зволоження територій. – Кам’янець-Подільський: ПП Мошинський В.С., 2009. – С.4–45.
3. *Киналь О. В.* Регіональні кліматичні зміни у Східно-Карпатському регіоні з кінця XIX до початку XX століття / Ольга Володимирівна Киналь // Українська історична географія та історія географії в Україні: Матеріали міжнародної наукової конференції (7–10 жовтня). – Чернівці: Чернівецький національний університет, 2009. – С. 47–49.
4. Клімат України / За ред. В. М. Ліпінського, В. А. Дячука, В. М. Бабіченко. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.

* * *

УДК 338.48:332.14

СРЕДНЕМАСШТАБНОЕ КАРТОГРАФИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ЛАНДШАФТОВ (НА ПРИМЕРЕ КРЫМА)

Екатерина Позаченюк

Таврический национальный университет имени В. И. Вернадского,
Украина, АР Крым, 95033, г. Симферополь, просп. В. И. Вернадского, 4,
e-mail: pozachenyuk@gmail.com

Классические школы ландшафтоведения хорошо разработали методику ландшафтного картографирования, особенно естественных или восстановленных ландшафтов. Это основная тематика ландшафтоведения средины XX века [8]. В результате составлена серия разномасштабных ландшафтных карт на различные территории бывшего Советского Союза. При этом подходы к крупномасштабному и среднемасштабному картографированию, по своей сути, остаются одинаковыми. При среднемасштабном картографировании единицы картографирования крупномасштабного уровня типизируются на уровне сложных урочищ, местностей и ландшафтов. Такой подход, безусловно, логически оправдан, но имеет как свои достоинства, так и недостатки. Основной недостаток традиционного среднемасштабного картографирования состоит в том, что “теряются” закономерности организации ландшафтов территорий региона, а их недоучет в природопользовании ведет к недоучету свойств ландшафта и формированию экологических проблем.

О кризисе ландшафтного картографирования говорит тот факт, что ландшафтные карты в народном хозяйстве явно недовостребованы. В настоящее время меняется предмет ландшафтоведения. Современный ландшафт невозможно представить без человека и продуктов его деятельности. Поэтому, при картографировании современного ландшафта встают вопросы: что картографировать (объект и предмет)? и как картографировать (метод)?

Новый подход к ландшафтному картографированию должен базироваться на: а) изменении представления о ландшафте; б) возможностях информационных технологий; в) потребностях народного хозяйства. Принципиальное отличие среднемасштабного картографирования от крупномасштабного состоит в картографировании закономерностей пространственно-временной организации ландшафтов.

По мнению автора, современное понимание ландшафта включает как природные, так и антропогенные составляющие. Современный ландшафт представляет сложную трехмерную пространственно-временную целостную систему, обособившуюся в пределах ландшафтной сфере за счет процессов самоорганизации природного и регулируемого (осознанного или стихийного) антропогенного [9]. Такое понимание ландшафта было характерно для основоположников учения о ландшафте В.В.Докучаева, который рассматривал природные зоны как

природно-хозяйственно-социальный комплекс, Л. С. Берга [1, 2], по мнению которого география есть наука о ландшафтах, а конечная цель географического исследования – описание ландшафтов, как природных, так и культурных. Хозяйственную деятельность и человека включали в состав ландшафта такие видные географы как С. С. Неуструев, В. П. Семенов-Тян-Шанский, А. И. Воейков и др. Зарубежные ландшафтные школы в подавляющих случаях рассматривают ландшафт как некое единство природы, человека, хозяйства. Американская география в первой половине XX века рассматривала ландшафт как продукт совместного творчества человека и природы. В Германии ландшафт понимается как единство природного, хозяйственного и духовного (О. Шлютер, Э. Пассарге, А. Гетнер, Й. Шмитхюзен, Е. Нееф, Г. Рихтер, Г. Хаазе). Ландшафт по А. Гетнеру – это результат взаимодействия литосферы, атмосферы, гидросферы, биосферы и антропосферы. Под влиянием немецкой ландшафтной школы развивались представления о ландшафте в Швейцарии, Голландии, Чехословакии.
Есть все основания в составе ландшафтной сферы выделять не только территори-альные, но аквальные и подземные ландшафты (рис. 1).

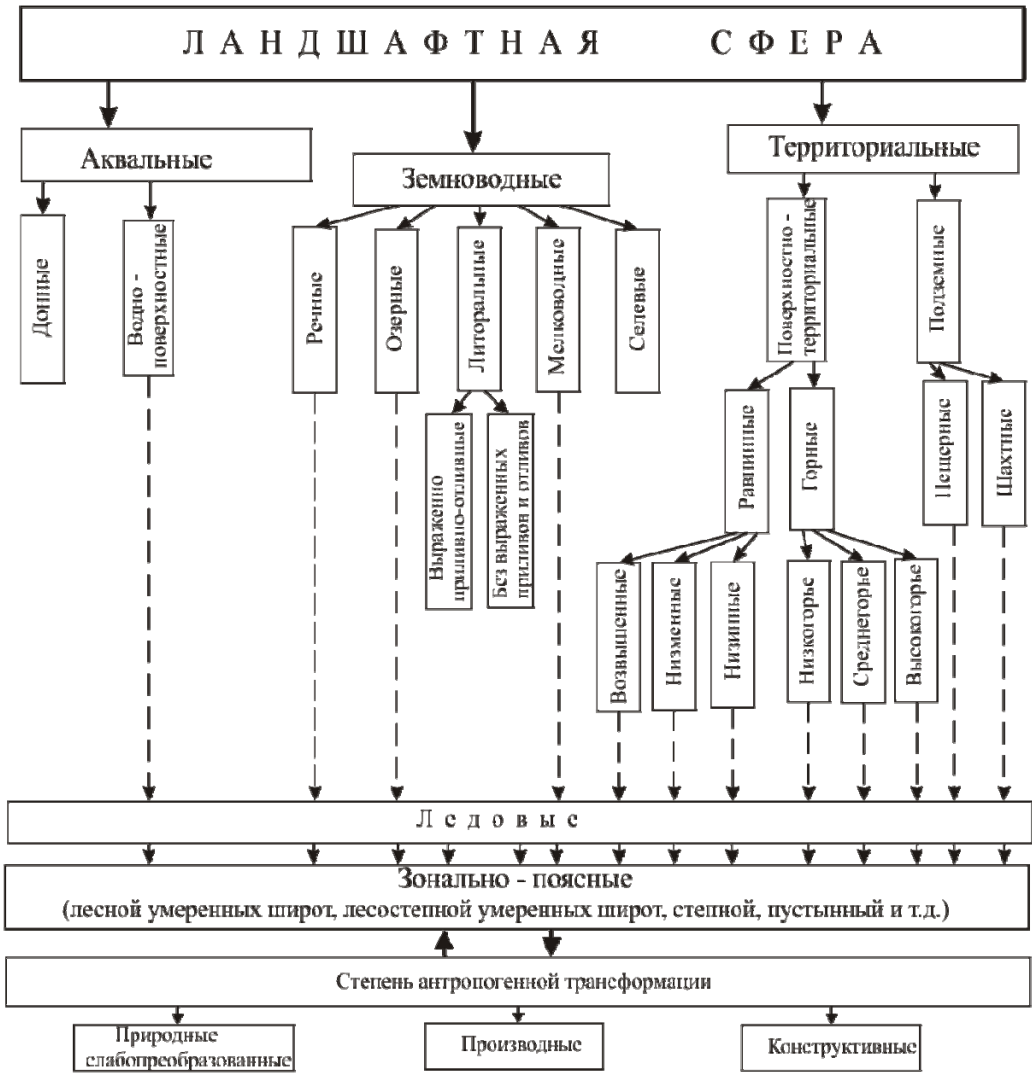


Рис. 1. Классификация современных ландшафтов (по Ф. Н. Милькову, 1986 и В. А. Николаеву, 1978, 2008 с дополнениями автора).

На методическом уровне современные ландшафтные карты должны отражать: современный ландшафт и пространственно-временную его организацию (т. е. должны быть трех-

мерные, горные и равнинные ландшафты – представлены в единой системе и единой логике, а карты – воспроизводить закономерности организации ландшафта).

Картографировать **современный ландшафт** целесообразно как сложнейшую систему, состоящую из природной и хозяйственной подсистем. При этом могут быть различные модели карт: морфологическая, позиционно-динамическая, бассейновая, экоцентрически-сетевая и др. [5]. Природная подсистема представляется несколькими слоями: морфологической (или иной) моделью ландшафта, которая картографируется на уровне групп местностей, местностей и сложных урочищ, но обобщенных в систему внутрирегиональных закономерностей; слоем аквальных ландшафтов суши (речных, озерных) и морских; слоем подземных ландшафтов.

Хозяйственная подсистема представляется на уровне классифицированных земельных угодий или антропогенных ландшафтов. При этом учет временной организации ландшафта, идет главным образом, через слой антропогенных ландшафтов (землепользования), который должен с помощью дистанционных методов постоянно обновляться во времени. Такие карты для природопользователей станут необходимыми. На практике часто та или иная задача решается с помощью топографических или тематических карт, космических снимков. Не довостребованность ландшафтных карт объясняется – не соответствием их потребностям времени. Хозяйственная подсистема ландшафтной карты может содержать не только слой классифицированных видов современного природопользования той или иной территории, но и другие слои, например, экологическую сеть, карту лесных кварталов, дорожно-транспортной сети, населенных пунктов и административного деления др.

Трехмерность ландшафта является бесспорным фактом. Но как на картах отражается трехмерное свойство ландшафта? На равнинах, практически, никак. В горных ландшафтах – через высотную поясность. Выходит, что в настоящее время подходы к ландшафтному картографированию горных и равнинных ландшафтов разные. В то время как мысль А. Гумбольдта (1806) о всеобщем характере зональности равнинных и горных территорий более детально была разработана В. В. Докучаевым (1899). А. Гумбольдт зоны равнин и прилегающих гор рассматривал как единую зональную систему, в которой зональные комплексы низких равнин, закономерно сменяются зональными комплексами высоких равнин и горных склонов, в связи с изменением увлажнения и температуры. Каждую зону по А. Гумбольдту (в современном понимании – пояс) характеризует своя система областей (в современном понимании – вертикальных поясов).

Подход Г. Е. Гришанкова [3, 4] к ландшафтному картографированию через выделения ландшафтных уровней как раз и отражает не только трехмерность ландшафта, но и представляет равнинные и горные ландшафты в единой целостной системе. Ландшафтные уровни – это планетарные геоморфологические образования, относительно однородные по характеру рельефа и грунтового увлажнения, но отличающиеся своеобразием проявления географической зональности. В Крыму Г. Е. Гришанков выделяет следующие ландшафтные уровни: гидроморфный, плакорный, предгорный и среднегорный. Продолжая идею автора, в пределах морских аквальных ландшафтов, можно выделить следующие аквальные ландшафтные уровни: шельфовый; материкового склона; глубоководной равнины. Подобные подходы рассмотрены в работах Л. А. Пасынковой [6, 7].

Картографирование закономерностей пространственно-временной организации ландшафта в каждом регионе будут базироваться на особенностях данного региона. Внутрирегиональная закономерность является проявлением того ведущего процесса, который подчиняет себе развитие всего ландшафта. Для Крыма, например, на гидроморфных равнинах ведущим фактором внутриландшафтной дифференциации является глубина грунтовых вод, что ведет к формированию такой закономерности как гидроморфная поясность. На плакорных равнинах относительная высота, литология, степень и характер расчленения рельефа формируют такую закономерность, как ярусность ландшафтов. В пределах предгорного

уровня позиция предгорных ландшафтов по отношению к горам и направлению господствующих ветров и высота над уровнем моря способствуют формированию высотной поясности и позиционных рядов. Ландшафты среднегорного уровня в зависимости от высоты над уровнем моря и макропозиция склонов обосабливаются в высотные пояса.

Свойства ландшафтов горных территорий не объяснить, если не учесть свойств "закрытых" и "открытых" склонов. Для условий Горного Крыма, в зависимости от экспозиции, крутизны и положения склона в системе геоморфологических форм Г. Е. Гришанковым [4] выделены закрытые склоны (для которых характерны наиболее влаголюбивые типы растительного покрова и соответствующие почвы); открытые склоны (отличаются повышенной сухостью почв и наиболее ксерофитными типами растительности); полузакрытые и полуоткрытые склоны (с условиями переходными между двумя основными типами склонов). Выделенные ландшафтные типы склонов соответствуют рангу типов местностей равнинных территорий. В условиях горных ландшафтов Крыма часто наблюдается тот факт, что ландшафты склонов южных экспозиций, но имеющие прибалочную позицию, развиваются по типу северных склонов, что должно быть учтено в природопользовании, например, при облесении склонов.

Среднемасштабное картографирование ландшафтов, с одной стороны, должно отражать не столько типологию ландшафтов (хотя такой подход имеет право на существования) как закономерности пространственно-временной организации ландшафтов региона, в отличие от крупномасштабного картографирования; с другой – отражать виды природопользования (антропогенные ландшафты). Такие карты, безусловно, могут быть составлены только с использованием компьютерных ГИС-технологий, а в сочетании с дистанционными методами исследования могут корректироваться в зависимости от изменения хозяйственной деятельности во времени. Подобный подход к ландшафтному картографированию позволит картографической модели ландшафта максимально соответствовать реальности, что обеспечить большую востребованность ландшафтных карт в народном хозяйстве.

Список использованной литературы

1. *Берг Л. С.* Предмет и задачи географии / Л. С. Берг // Известник РГО. – 1915. – Вып. 6. – № 51. – С. 466–474.
2. *Берг Л. С.* Географические зоны Советского Союза / Л. С. Берг. – М., 1947. – Т. 1. 3-е изд. – 1947.
3. *Гришанков Г. Е.* Ландшафтные уровни материков и географическая зональность / Г. Е. Гришанков // Изв. АН СССР. – 1972. – С. 4–12. – (Серия: география; № 4).
4. *Гришанков Г. Е.* Проблема целостности в ландшафтоведении / Г. Е. Гришанков // Научные записки Воронежского отделения Геогр. о-ва СССР. – Воронеж, 1974. – С. 10–15.
5. *Гродзинський М. Д.* Пізнання ландшафту: місце і простір / М. Д. Гродзинський. – К. : ВПЦ КНУ ім. Т. Г. Шевченка, 2005. Т. 1. – 2005. – 416 с.; Т. 2. – 2005. – 503 с.
6. *Пасынкова Л. А.* Глубоководные ландшафты континентального склона Украинского сектора Черного моря // Культура народов Причерноморья . – 2001. – Вып. 22. – С.22–26.
7. *Емельянов В. А.* Геоэкология Черноморского шельфа Украины / [Емельянов В. А., Митропольский А. Ю., Наседкин Е. И., Пасынков А. А. и др.]. – К.: Академпериодика, 2004. – 296 с.
8. *Петлін В. М.* Ландшафтознавство: теорія і практика / Петлін В. М., Міллер Г. П., Мельник А. В. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2002. – 156 с.
9. Современные ландшафты Крыма и сопредельных акваторий. Монография // [Позаченюк Е. А. и др.]; науч. редактор Е. А. Позаченюк. – Симферополь: Бизнес-Информ, 2009. – 668 с.

* * *

УДК 911:2’6(477)

ДО ПИТАННЯ УДОСКОНАЛЕННЯ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНОГО РАЙОНУВАННЯ РІВНИННОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНИ

Анатолій Кривульченко

Кіровоградський державний педагогічний університет імені В. Винниченка,
Україна, 25006, м. Кіровоград, вул. Шевченка, 1;
e-mail: tavryda@mail.ru

Фізико-географічне районування є одним з важливих методів системно спрямованої регіональної диференціації та відповідного відображення специфіки його виділів і місця певних геокомплексів у їх загальній системі. Разом з цим, це і своєрідний кінцевий результат геокомплексного дослідження природного середовища, адже чим вищим є ступінь вивченості досліджуваного регіону, тим детальнішою і реально відображуваною буде схема районування. Результати фізико-географічного районування є надзвичайно важливими для управління регіональним розвитком територій, планування сільськогосподарської діяльності, вирішення агромеліоративних задач, оптимізації моніторингу навколишнього середовища, обґрунтування створення та регулювання стану природно-заповідних і рекреаційних територій. Районування є важливим при створенні проектів землекористування, здійсненні раціонального і збалансованого природокористування.

Українськими вченими здавна приділялася значна увага фізико-географічному районуванню країни. Однією з найперших є схема такого районування Г. І. Танфільєва (1897) для Європейської Росії [8], де в межах сучасної території України автор виділяв: “Округ Полесья (луговые болота и смешанные леса)”, “полосу доисторических степей (бледноцветных лессовых почв)”, а також “полосу черноземную”. Більшу частину цієї території займала недиференційована “полоса черноземная”, яка, з сучасних позицій, охоплювала разом лісостеп і степ країни. Проте, не дивлячись на назву опублікованої карти (“Карта фізико-географических областей Европейской России”), запропонована диференціація не є власне фізико-географічним районуванням, адже вона більше має типологічний характер, ніж регіональний.

Розроблені з часом теоретичні засади загалом фізико-географічного районування (Прокаев, 1983; Михайлов, 1985; Исаченко, 1991) і зокрема для території України [3, 4, 6] чітко окреслили у регіональній, природничо спрямованій диференціації два підходи, – типологічний і регіональний (індивідуальний). Перший став основою для упорядкування, систематики геокомплексів, другий – для відображення специфіки, неповторності виявлених і вже систематизованих виділів, тобто фізико-географічного районування.

Перша найбільш детальна схема фізико-географічного районування країни була опублікована у 1968 р. в колективній монографії географів України під редакцією В. П. Попова, О. М. Маринича, А. І. Ланька [9]. Принципова побудова такої схеми сформована на чітко окресленому регіональному підході, в ній для рівнинної території авторами було виділено три фізико-географічних зони (зона мішаних лісів, лісостепова зона та степова зона) з диференціацією степової зони на дві підзони, – північну та південну. Загалом за цією схемою було зафіксовано в зоні мішаних лісів п’ять областей та 43 райони, відповідно у лісостеповій – 19 областей та 85 районів, у степовій зоні – 20 областей і 103 райони.

У більш пізніх роботах (Ланько, Маринич, Щербань, 1969) такий вид районування для території країни поглиблювався, уточнювався. Цьому питанню у 1985 р. була спеціально присвячена монографія О. М. Маринича, В. М. Пащенка і П. Г. Шищенка [3], в якій фізико-географічне районування представлене до рівня фізико-географічних областей з відповідним відображенням специфіки їх ландшафтної структури. Авторами в межах рівнинної частини країни було виділено три фізико-географічні зони, відповідно з виділенням зони мішаних лісів та її однієї провінції, яка диференційована на шість областей. В межах лісо-

степової зони було виділено чотири провінції і 18 областей, у степовій зоні – три підзони з поділом північностепової підзони на чотири провінції та дев'ять областей, середньостепової підзони на одну провінцію з п'ятьма областями, сухостепової підзони на дві провінції і сім областей. Спеціально тут зазначимо, що від кордону України і на схід приблизно до Летичіва на Хмельниччині ця територія була віднесена до лісостепової зони. Своєрідний геокомплекс у вигляді Малого Полісся був віднесений до зони мішаних лісів.

Ще більш ґрунтовною стала схема фізико-географічного районування країни [4], яка була представлена у Географічній енциклопедії України (1989–1993 рр.). Порівняно з попередньою схемою (1985) тут диференціація рівнинної частини території України здійснена до рівня фізико-географічних районів, також збільшено, – по одній, кількість фізико-географічних областей у лісостеповій зоні та північностеповій підзоні. Окрім цього, дещо змінено назви фізико-географічних областей. Порівняно зі схемою 1968 р., то в Географічній енциклопедії відбулися більш суттєві зміни, вони стосуються системи таксономічних одиниць районування, особливо фізико-географічних районів, зокрема їх кількості, меж та назв.

Найбільш сучасними схемами фізико-географічного районування країни є "Удосконалена схема..." (2003) О. М. Маринича та його колег, опублікована в Українському географічному журналі [5] і подібна схема в Національному атласі України (2007) [7]. Порівняно з вище згаданою схемою, вслід за ландшафтною картою України М 1 : 1 000 000 (1997), в "Удосконаленій схемі..." замість назви регіональної таксономічної одиниці "провінція" було введено термін "край", досить новим для західної частини країни стало виокремлення зони широколистяних лісів і віднесення до неї Малого Полісся та Волинської височинної області. Варто тут зазначити, що певна кількість ґрунтознавців-географів західного регіону країни (Ямелинець, Кіт, 2007; О. В. Телегуз, 2012) не визнають в цій рівнинній частині України зони широколистяних лісів, натомість оперуючи тут наявністю лісостепової зони.

На окрему увагу заслуговує питання виділення в межах степової зони України двох степових зон. Це особливо стосується робіт в галузях сільського господарства та ґрунтознавства. Так, "Атлас почв Украинской ССР" (1979) на карті агроґрунтового районування ілюструє наявність двох таких зон як "степової зони чорноземів звичайних і південних" і "сухостепової зони темно-каштанових і каштанових ґрунтів". Грунтовний навчальний посібник М. І. Полупана та ін. "Визначник еколого-генетичного статусу та родючості ґрунтів" (2005) ілюструє для території України особливості типів ґрунтів у "зоні Північного Степу", "зоні Степу Південного" та сухостеповій зоні. Не менш ґрунтовний навчальний посібник з ґрунтознавства з основами геології О. Ф. Гнатенка та ін. (2005) окремо розглядає особливості ґрунтів "Степу" ("степової зони"), а також "зони Сухого Степу". Показовими в цьому відношенні є дані Національного атласу України, де стосовно агроґрунтового районування країни виділяються дві степові зони з поділом степової зони (Степу) на дві підзони, – "Степ Північний" (з чорноземами звичайними) і "Степ Південний" (з чорноземами південними). "Степ Сухий" подається як окрема агроґрунтова зона з темно-каштановими і каштановими ґрунтами. Південніше сухого степу подається як зона "Степ Південний" (з чорноземами південними), який показаний в межах території Тарханкутського і Керченського півостровів та в межах центральної частини рівнинного Криму.

Подібна неоднозначність щодо наявності в межах степової зони України двох степових зон стосується і робіт фізико-географічного спрямування, що інколи, протягом 1988–2001 рр., піднімалося в опублікованих роботах, наприклад, П. Г. Шищенка (1988); М. Д. Гродзинського, П. Г. Шищенка (1993); В. М. Пащенка (1993, 1999). У попередніх дослідженнях нами [1, 2] вже зазначалися аргументи щодо відсутності сенсу у поділі степової частини України на дві самостійні фізико-географічні зони. В останні роки географами України виділяється, як і раніше (1985 р.), лише одна степова зона з диференціацією її на північностепову, середньостепову та сухостепову підзони.

Ще одним питанням є відсутність кореспондування регіональних схем фізико-географічного районування із загальною схемою такого районування для всієї території України. Так, наприклад, автори ґрунтовного навчального посібника "География Крыма" (Л. О. Багрова,

В. О. Боков, М. В. Багров, 2001) і автори “Удосконаленої схеми…” (2003), відповідно Національного атласу України (2007), подають у фізико-географічному районуванні території рівнинного Криму різні назви фізико-географічних областей та їхніх більш нижчих таксономічних одиниць. В першому випадку такою одиницею є фізико-географічна підобласть, у другому випадку – фізико-географічний район. Важливим тут є характер назви виділів. Якщо у другому варіанті назви фізико-географічних областей України традиційно мають тополого-геоморфологічний характер (“Присивасько-Кримська низовинна область”, “Тарханкутська височинна область”), то у першому варіанті маємо тополого-геокомплексний характер (“Напівпустельна Присиваська область”, “Типово степова рівнинна область”). Тобто тут для однієї і тієї ж території застосовані дещо різні підходи до зазначених таксономічних одиниць та назв виділів. Подібну ситуацію щодо відсутності кореспондування регіональних і загальноукраїнських схем фізико-географічного районування можна спостерігати при співставленні районування території Вінницької області (Денисик, 2004) з “Удосконаленою схемою...” (2003). У зв’язку з такими співставленнями виникає важливе питання, – чи обов’язково регіональні схеми мають кореспондуватись з загальноукраїнською схемою? Як, на наш погляд, то однозначно так, однак загальноукраїнська схема не завжди відбиває реальну специфіку того чи іншого регіону, тому і відбувається постійний процес змін у змісті схем фізико-географічного районування. Важливим також є питання того наскільки оптимально застосовувана назва виділу відображає його специфіку, неповторність, генетичну сутність. Саме ця теза для автора була домінуючою при оптимізації фізико-географічного районування Причорноморсько-Приазовського краю сухостепової зони України, здійснення якої базувалося на детальному аналізі ландшафтної структури цієї території, сформованої систематики ландшафтних комплексів [1, 2].

Проведені нами дослідження у 2001–2003 рр. дозволили удосконалити схему фізико-географічного районування цього краю. Однією з рис такого удосконалення було виділення проміжного таксономічного рівня – фізико-географічних підобластей, критерієм виявлення яких стала приналежність до приморської зони. Так, наприклад, в межах Нижньодніпровської терасово-дельтової низовинної фізико-географічної області було виділено позаприморську і приморську підобласті з відповідними фізико-географічними районами: Голопристанським заплавним, Олешківським аренним, Чулаківсько-Маячанським рівнинно-терасовим; Краснознам’янським приморсько-терасовим, Кінбурнським приморсько-аренним, Тендрівсько-Джарилгацьким акумулятивно-острівним. Як видно, на цих та інших прикладах (Асканійський рівнинно-падинний район, Північно-Присиваський інгресійно-падинний район) у запропонованій схемі здійснено більш точне регіональне найменування районів з введенням певних типологічних найменувань, що підкреслюють специфічність того чи іншого виділу. Новим для цього регіону стало надання певним сукупностям приморських геокомплексів рівня фізико-географічного району, відповідно були виокремленні такі райони як Кінбурнський приморсько-аренний та Каланчацький приморсько-падинний. Окрім цього, територія раніше виділеного [9] Скадовсько-Новокаховського району з алювіально-терасовими ландшафтними комплексами приєднана до терасових позаприморських геокомплексів Нижнього Дніпра – Чулаківсько-Маячанського фізико-географічного району. Цим позаприморські ландшафти гіпсометрично припіднятих алювіальних терас Нижнього Дніпра об’єднані в єдине генетично близьке ціле. Більш точніше й правильніше, з точки зору автора, здійснено поділ Присивасько-Приазовської фізико-географічної області. Оскільки такі напрацювання [2] ґрунтуються на глибокому вивченні геокомпонентних особливостей досліджуваної території, детальному аналізі ландшафтної структури, то хочеться сподіватись, що у майбутньому при створенні більш досконалої схеми фізико-географічного районування країни, ніж це є на цей час [7], ці пропозиції будуть враховані.

Загалом, наведені фактичні дані свідчать про постійне поглиблення схеми фізико-географічного районування України, наявність певної її неоднозначності, відповідно необхідність подальшого удосконалення такого виду районування, яке варто розглядати у таких площинах:

- ✓ створенні додаткової аргументованої бази щодо зональної приналежності західної рівнинної частини України;
- ✓ наверненні науковців-аграрників на усвідомлення залежності агроценозів від взаємопов'язаних геокомпонентів, які разом утворюють цілісні різнорангові ландшафтні комплекси, в тому числі і географічні зони, а тому наукові засади фізико-географічного і агрогрунтового видів районування мають бути узгодженими, зокрема стосовно місця степових геокомплексів у загальній системі географічної зональності, їх ієрархії та диференціації;
- ✓ доцільності внесення коректив у регіональній диференціації на рівні фізико-географічних районів;
- ✓ відображенні специфіки фізико-географічних районів у їх найменуванні, відповідно доцільності введення типологічних характеристик, додатково до традиційно застосовуваних, здебільшого ойконімних, найменувань.

Список використаних джерел

1. *Кривульченко А. І.* Сухостепові ландшафтні комплекси: поширення та систематика // Український географічний журнал. – 2001. – № 2. – С. 22–27.
2. *Кривульченко А. І.* Сухі степи Причорномор'я та Приазов'я: ландшафти, галогеохімія ґрунто-підґрунтя. – К.: Гідромакс, 2005. – 345 с.
3. *Маринич А. М., Пащенко В. М., Шищенко П. Г.* Природа Украинской ССР: Ландшафты и физико-географическое районирование. – К.: Наукова думка, 1985. – 224 с.
4. *Маринич О. М., Шищенко П. Г.* Фізико-географічне районування / Географічна енциклопедія України. – К.: "Українська енциклопедія" ім. М. П. Бажана, 1989–1993. Т. 3: П–Я. – С. 340–343.
5. *Маринич О. М.* Удосконалена схема фізико-географічного районування України / О. М. Маринич, Г. О. Пархоменко, О. М. Петренко, П. Г. Шищенко // Укр. географ. журн. – 2003. – № 1. – С. 16–20.
6. *Маринич О. М., Шищенко П. Г.* Фізична географія України. – К.: Т-во "Знання", 2003. – 479 с.
7. Національний атлас України. – К.: ДНВП "Картографія", 2007. – 440 с.
8. *Танфильев Г. И.* Географические работы. – М.: Гос. изд-во географической литературы, 1953. – 676 с.
9. Физико-географическое районирование Украинской ССР / Под ред. В. П. Попова, А. М. Маринича, А. И. Ланько. – К.: Изд-во Киев. ун-та, 1968. – 683 с.

* * *

УДК 911.53

МЕТОДИКА ВИЗНАЧЕННЯ СТУПЕНЯ АНТРОПОГЕННОЇ ЗМІНЕНОСТІ ЛАНДШАФТНИХ КОМПЛЕКСІВ У МЕЖАХ УРБАНІЗОВАНИХ ТЕРИТОРІЙ

Любов Тимуляк

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
Україна, 03680, м. Київ, проспект Академіка Глушкова 2а,
e-mail: ndch@univ.kiev.ua

Актуальність проблеми. Визначення ступеня антропогенної зміненості ландшафтів – один із важливих і перспективних напрямів ландшафтознавчих досліджень. Перспективність таких досліджень обумовлюється цілою низкою причин – необхідністю визначення стійкості ландшафтів до техногенних навантажень, питаннями, що стосуються оцінювання здатності

ландшафтів до самовідновлення, прогнозуванням розвитку надзвичайних ситуацій природного і техногенного характеру, що можуть мати місце у певному ландшафті тощо. Особливої актуальності це питання набуває при дослідженні ландшафтів урбанізованих територій, оскільки вони характеризуються значними змінами (модифікаціями) природної основи.

Аналіз попередніх досліджень. Ідея антропогенних модифікацій ландшафтів започаткована у ландшафтознавстві у працях Л. Г. Раменського [4] та отримала подальший розвиток у дослідженнях М. А. Солнцева [17], М. М. Койнова [6], С. В. Калесника [5], А. Г. Ісаченка [3], Г. П. Міллера [13], І. І. Мамай [10] та ін. дослідників. Згідно з цією концепцією, людина своєю діяльністю не створює нові ландшафтні комплекси, а лише змінює, модифікує природні.

Серед оцінок ступеня антропогенної зміненості ландшафтів слід відзначити праці [7, 21, 1, 2, 8, 9, 11, 19, 12, 16 та ін.]. Однак більшість з них стосується ландшафтів позаміських територій і лише деякі були спрямовані на дослідження урбанізованих територій [1, 8, 11].

У нашому дослідженні за основу для класифікації міських ландшафтів за ступенем антропогенної зміненості взято підхід, запропонований В. С. Давидчуком [2], розвинений В. С. Давидчуком, М. Ф. Петровим та Л. Ю. Сорокіною [1] і детальніше розроблений Л. Ю. Сорокіною для Чорнобильської зони [19]. В основу цього підходу покладено принцип “провідного чинника” [18], суть якого полягає в тому, що природні компоненти ландшафту, залежно від сконцентрованої в них маси і енергії, утворюють певний ряд (літогенні – гідрокліматогенні – біогенні), в якому кожен попередній елемент ряду має провідний вплив на наступні елементи. Відповідно, природні або антропогенні зміни літогенної основи викликають незворотні зміни у решті компонентів ландшафту, зміни первинного режиму ґрунтового зволоження тягнуть за собою зміну рослинного покриву, в той час як зміна лише рослинного покриву нерідко не спричинює помітного впливу на інші компоненти.

Отже, у працях [2, 1, 19], антропогенна зміненість ландшафтних комплексів визначається не за функціональними ознаками, а залежно від ступеня і характеру антропогенної зміненості їх компонентів. Виділяються літоваріантні, гігроваріантні та фітоваріантні модифікації ПТК.

Постановка проблеми. У місті кожна із зазначених вище антропогенних модифікацій представлена досить різноманітними утвореннями. Наприклад, літоваріантні ПТК, тобто такі, що зазнали незворотних змін літогенної основи разом із рештою компонентів, охоплюють спектр від ПТК під промисловими забудовами на природних ґрунтах, що вкриті твердими покриттями, до ПТК, які навіть у випадку припинення антропогенного впливу не зазнають самовідновлення через докорінні зміни їх літогенної основи – кар’єрів, забудов на підсипних ґрунтах тощо. З цього випливає необхідність визначення ступенів антропогенної зміненості кожного ПТК у межах міської території.

Виклад основного матеріалу. Нами досліджувалась антропогенна зміненість ландшафтних комплексів у межах м. Івано-Франківська [20]. Робота із визначення ступенів антропогенної зміненості ПТК у межах міста включала три етапи. Перший з них передбачав створення великомасштабної карти природної підсистеми урбанізованого ландшафту за традиційною для генетичного ландшафтознавства методикою. На карті природної підсистеми, залежно від розмірності ПТК, можуть відображатися одиниці різних рангів – фації, підурочища чи урочища.

На другому етапі здійснювалось картографування антропогенної підсистеми урбанізмваного ландшафту шляхом виділення територій, однорідних за функціональними ознаками та сучасним станом природних компонентів. На карті антропогенної підсистеми відображається забудова (промислова, житлова, громадсько-культурна), деякі елементи інфраструктури (міські площі, автомобільні дороги та залізничні колії, злітно-посадкові смуги, автостоянки, дамби), сільськогосподарські землі (агроценози, перелоги), зелені насадження (штучні та природні), водні об’єкти (штучні та природні). Забудовані території диференціюються залежно від кількості поверхів (одно- та двоповерхові, багатоповерхові), зімкненості (розосереджені, розімкнені, напівзімкнені, зімкнені), характеру поверхні прибудинкових територій

(відкриті природні ґрунти, природні ґрунти з твердими покриттями, підсипні ґрунти відкриті або із твердими покриттями).

Наступний етап передбачає оцінювання ступеня зміненості ПТК в урбанізованому ландшафті відносно станів, у яких вони перебували до початку урбанізації, тобто визначення ступеня їхньої антропогенної модифікації. Наклавши карти природної й антропогенної підсистем, визначаємо території, які зазнали літоваріантних, гігроваріантних та фітоваріантних модифікацій ПТК. Ступінь їх зміненості аналізуємо відповідно до нижче викладеного.

Серед ***літоваріантних модифікацій ПТК*** (тих, які зазнали змін літогенної основи і, відповідно, змін всіх інших природних компонентів) виділяються:

- ✓ *сильно змінені літоваріантні ПТК* – ті, в яких літогенна основа зазнала незворотних змін літології поверхневих і підстеляючих відкладів та форм рельєфу. До них у межах міста Івано-Франківська відносяться підсипані під забудову улоговини, заплави і тилові зниження терас; дорожні насипи, вали; вирівняні території під злітно-посадкові смуги аеропорту, міські майдани тощо;
- ✓ *слабо змінені літоваріантні ПТК* – ті, в яких перетворення літогенної основи зведено до підсипань чи виїмок ґрунту під фундаменти окремих будівель. Вони включають зімкнені й напівзімкнені забудови різного призначення із твердими покриттями ґрунту.

До ***гігроваріантних модифікацій ПТК*** відносяться ті, що зберегли свою літогенну основу, але зазнають змін режимів ґрунтового зволоження і пов'язаних із цим змін рослинного покриву. В їх межах виділяються:

- ✓ *сильно змінені гігроваріантні ПТК* – ті, що зазнали змін ступеня зволоження на два гігротопи (за П. С. Погребняком [15]) і ті, що зазнали змін ґрунтового зволоження внаслідок дії твердих покриттів та зливної каналізації. Сюди відносяться промислові та житлові багатоповерхові напівзімкнені забудови на відкритих природних глеюватих у минулому, нині осушених ґрунтах із розвиненим рослинним покривом, а також одно- та двоповерхові розімкнені промислові забудови на природних ґрунтах із твердими покриттями, які разом із зливною каналізацією прискорюють водовідведення під час злив і сніготанення;
- ✓ *слабо змінені гігроваріантні ПТК* – ті, які зазнають зміни ступеня зволоження не більше, ніж на один гігротоп. До них відносяться розімкнені багатоповерхові та напівзімкнені одно- та двоповерхові житлові забудови на природних відкритих ґрунтах із розвиненим рослинним покривом.

До ***фітоваріантних модифікацій ПТК*** відносяться ті, в яких антропогенні зміни поширюються лише на первинний рослинний покрив; серед них виділяємо:

- ✓ *сильно змінені фітоваріантні ПТК* – ті, у яких місце первинного рослинного покриву займають сади і городи у поєднанні із розосередженою одно- та двоповерховою забудовою, а також агроценози та рослинні угруповання декоративно-рекреаційного призначення (парки, сквери, лісопарки тощо);
- ✓ *слабо змінені фітоваріантні ПТК* – ті, в яких рослинний покрив представлений лучними, болотними, чагарниково-деревними природними угрупованнями, певною мірою видозміненими у процесі господарського використання (вирубування окремих дерев, випасання худоби тощо).

Використавши метод бальної оцінки [4, 12, 14, 16], можна доповнити класифікацію ПТК за ступенем антропогенної зміненості кількісними параметрами – умовними балами. В основі градацій балів теж лежить принцип "провідного чинника", відповідно до якого кожному ПТК, залежно від того, які з його компонентів зазнали змін, присвоюються умовні бали від 1 до 6. При цьому, чим вищий бал, тим глибшими є зміни, яких зазнав ПТК у процесі господарської діяльності, і тим меншою є його здатність до самовідновлення після припинення антропогенного впливу. Тобто, сильно змінені літоваріантні ПТК оцінюються в 6 умовних балів, слабо змінені літоваріантні ПТК – в 5 умовних балів, сильно змінені гігроваріантні ПТК – в 4 умовні бали і т. д.

Для більш наочного сприйняття, стан зміненості ПТК у межах міста пропонуємо відобразити відтінками червоного, жовтого та зеленого кольорів (за принципом світлофора) (рис. 1).

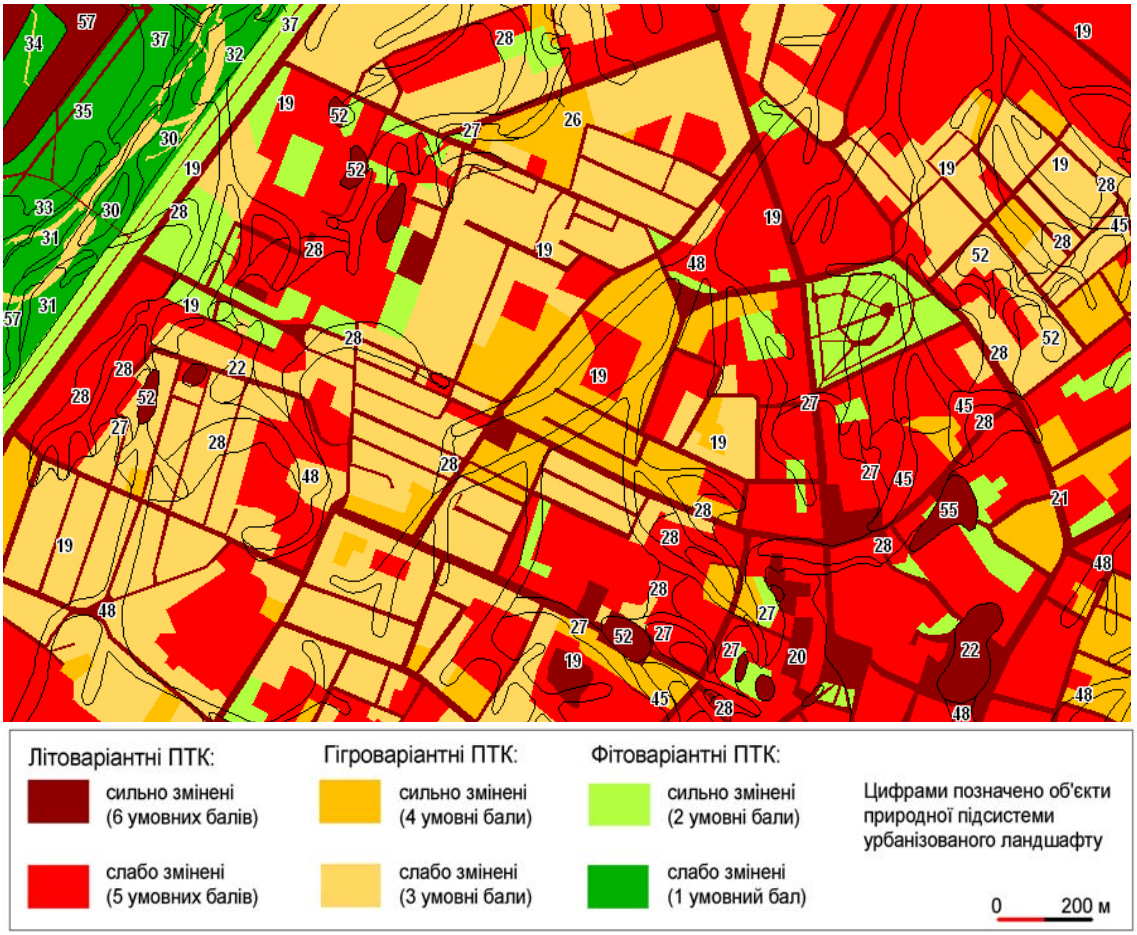


Рис. 1. Антропогенна зміненість ПТК у межах міста Івано-Франківська (фрагмент карти)

Цифрами на карті позначено: ***Надзаплавні тераси:*** **19**. поверхні I тераси, горизонтальні та слабопохилі (≤ 1°), вирівняні, складені опіщаненими суглинками з включенням гальки, що підстелюються важкими, щільними суглинками та галькувато-валунним матеріалом із легкосуглинковим наповненням, з дерновими опідзоленими неглибокими легкосуглинковими опіщаненими середньокам’янистими ґрунтами, за умовами місцезростання свіжодібровні (D_2), нині під забудовою та агроценозами; **20**. поверхні II та III терас, горизонтальні, вирівняні, складені щільними, пилуватими суглинками з включенням гальки, що підстелюються галечниками з легкосуглинковим та піщаним наповненням, з дерновими опідзоленими глибокими середньосуглинковими опіщаненими ґрунтами, свіжодібровні (D_2), нині під агроценозами та забудовою; **21**. поверхні II і III терас, слабопохилі (≤ 1°), вирівняні, складені щільними пилуватими суглинками з включенням гальки, що підстелюються галечниками із легкосуглинковим та піщаним наповненням, з дерновими опідзоленими глибокими середньосуглинковими опіщаненими ґрунтами, свіжодібровні (D_2), нині під агроценозами та забудовою; **22**. тилові поверхні надзаплавних терас, складені пилуватими суглинками, з дерновими глеюватими і глейовими середньо- і важкосуглинковими ґрунтами, вологодібровні (D_3), нині під забудовою та угрупованнями з переважанням ситника скупченого і сіяних трав. ***Схили терас:*** **26**. спадисті (6–8°), складені пилуватим суглинковим алювієм з гальковим наповненням, із дерновими опідзоленими змитими легкосуглинковими ґрунтами, свіжодібровні (D_2), нині під забудовою та різнотравно-злаковими угрупованнями; **27**. слабоспадисті (4–6°), складені пилуватим суглинковим алювієм з гальковим наповненням, із дерновими опідзоленими слабозмитими легко- і середньосуглинковими ґрунтами, свіжодібровні (D_2), нині під забудовою та злаково-різнотравними угрупованнями; **28**. пологі (1,5–4°), складені пилуватим суглинковим алювієм з гальковим наповненням, із дерновими опідзоленими середньосуглинковими ґрунтами, свіжодібровні (D_2), нині під забудовою та злаково-різнотравними угрупованнями. ***Заплави:*** **30**. низькі, пологопохилі, складені валунно-гальково-гравієвим матеріалом, з алювіальними дерновими слаборозвиненими кам’янистими ґрунтами, свіжо-

суборові (B_2), нині не задерновані та частково задерновані, під піонерними угрупованнями; **31**. низькі, плоскоопуклі, складені валунно-гальково-гравієвим матеріалом, з алювіальними дерновими слаборозвиненими кам'янистими ґрунтами, свіжосуборові (B_2), нині частково задерновані, під шелюгою, підростом тополі та піонерними угрупованнями; **32**. низькі, вирівняні, складені м'якими, пилуватими суглинками з включенням гравію та гальки, з алювіальними дерновими слаборозвиненими оглеєними ґрунтами, волого-сиродібровні (D_{3-4}), нині не задерновані та частково задерновані, під піонерними угрупованнями; **34**. поверхні високих заплав, вирівняні, складені опіщаненими алювіальними суглинками, що підстелюються алювіальними пісками та валунно-гальковим алювієм із піщано-суглинковим наповненням, з алювіальними дерновими середньосуглинковими опіщаненими ґрунтами, свіжодібровні (D_2), нині під різнотравно-злаковими луками з домінуванням костриці червоної і тонконога лучного та кущовими вербовими угрупованнями; **35**. відносно знижені ділянки поверхонь високих заплав, складені опіщаненими галькуватими алювіальними суглинками, з алювіальними дерновими слабоглеюватими легкосуглинковими опіщаненими ґрунтами, вологодібровні (D_3), нині під різнотравно-злаковими луками з домінуванням ситника скупченого і осок; **37**. уступи та стрімкі схили заплав (≥ 12°), складені пилуватим суглинковим алювієм з прошарками галькувато-валунного матеріалу, з дерновими слаборозвиненими суглинковими ґрунтами, свіжосудібровні (C_2), нині незадерновані та напівзадерновані, під піонерними угрупованнями. ***Ерозійна мережа:*** **45**. улоговини спадисті за поздовжнім профілем (4–6°), у пилуватих суглинках, з дерновими опідзоленими оглеєними середньосуглинковими ґрунтами, волого-сиродібровні (D_{3-4}), нині під забудовою й агроценозами; **48**. улоговини пологі за поздовжнім профілем (1,5–3°), у пилуватих та опіщанених суглинках із включенням гальки, з дерновими опідзоленими глеюватими і глейовими слабонамитими середньосуглинковими ґрунтами, волого-сиродібровні (D_{3-4}), нині під забудовою й агроценозами. ***Западини:*** **52**. просадкові безстічні, з плоскими днищами, складеними делювіальними суглинками, з дерновими глеюватими середньосуглинковими ґрунтами, вологодібровні (D_3), нині під міською забудовою.

55. Горби – залишки фортифікаційних споруд. **57**. Русла річок, заплавні озера, ставки, дренажні канави.

Встановлення ступенів антропогенної зміненості ПТК, відповідно до вище викладеної методики, вимагає використання таких інформаційних джерел: карти ландшафтів (природної й антропогенної підсистем), аерофотознімків та космічних знімків високої роздільної здатності, карт землекористування, агровиробничих груп ґрунтів, природних кормових угідь, лісовпорядкування тощо. Цінним джерелом інформації для оцінки антропогенних модифікацій урбанізованих територій є різного роду містобудівна документація (генеральні плани, детальні плани територій, карти землеустрою та оцінки земель). Обов'язковими є власні натурні дослідження і опитування місцевого населення.

Висновки. Визначення ступенів антропогенної зміненості ПТК в урбанізованому ландшафті проводиться з урахуванням змін їх компонентів на основі принципу "провідного чинника". Виділяються: літоваріантні сильно і слабо змінені ПТК, які зазнали зміни літогенної основи і, відповідно, – незворотних змін решти природних компонентів; гігроваріантні сильно і слабо змінені ПТК, що зберегли природну літогенну основу, але зазнають змін режимів ґрунтового зволоження з відповідними змінами фітокомпонентів; фітоваріантні сильно і слабо змінені ПТК, де антропогенні зміни поширюються лише на первинний рослинний покрив. Ступінь зміненості ПТК виражається якісною (вербальною) і кількісною (в умовних балах) характеристиками.

Карта антропогенної зміненості ПТК може бути використана для здійснення заходів з охорони природи, раціонального планування території, прогнозування змін, що можуть відбутися в урбанізованому ландшафті під подальшим антропогенним впливом, як основа для оцінювання екологічних ризиків тощо.

Список використаних джерел

1. *Давидчук В. С.* Принципи класифікації міських пририрородно-антропогенних комплексів / В. С. Давидчук, М. Ф. Петров, Л. Ю. Сорокіна // Географічні проблеми великого міста: республ. науково-практ. конф., 10–12 вересня 1991 р. : тези доп. – К.; 1991. – С. 17–18.

2. *Давыдчук В. С.* Антропогенная составляющая природно-территориального комплекса / В. С. Давыдчук // V съезд Географического общества Украинской ССР : тезисы докл. – К. : Наук. думка, 1985. – С. 122–123.
3. *Исаченко А. Г.* Ландшафтоведение и физико-географическое районирование : [учеб.] / Анатолий Григорьевич Исаченко. – М. : Высш. школа, 1991. – 366 с.
4. *Исаченко А. Г.* Оптимизация природной среды (географический аспект) / Анатолий Григорьевич Исаченко. – М. : Мысль, 1980. – 264 с.
5. *Калесник С. В.* Проблемы физической географии: избр. труды / Станислав Викентьевич Калесник. – Л. : Наука, 1984. – 288 с.
6. *Койнов М. М.* Ландшафт города Львова / М. М. Койнов // Доклады и сообщения Львов. отдела Геогр. общ. УССР за 1964 г. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1965. – С. 22–26.
7. *Коржик В. П.* К вопросу классификации измененных геокомплексов / В. П. Коржик // Физ. геогр. и геоморфология. – 1978. – Вып. 19. – С. 17–22.
8. *Круглов И. С.* История, современное состояние и перспективы освоения природных территориальных комплексов города Львова и окрестностей : дис. … канд. геогр. наук : 11.00.01 / Круглов Иван Станиславович. – К., 1992. – 213 с.
9. Ландшафты Чернобыльской зоны и их оценка по условиям миграции радионуклидов / [Давыдчук В. С., Зарудная Р. Ф., Михели С. В. и др.]; под. ред. А. М. Маринича. – К. : Наукова думка. – 1994. – 112 с.
10. *Мамай И. И.* Задачи, методология и методы ландшафтоведения в решении проблем рационального природопользования / И. И. Мамай // Изв. ВГО. – 1989. – Т. 121. – Вып. 2. – С. 114–118.
11. *Мельник А. В.* Ландшафтний моніторинг / А. В. Мельник, Г. П. Міллер. – К., 1993. – 152 с.
12. *Мельник А. В.* Українські Карпати: еколого-ландшафтознавче дослідження / Анатолій Васильович Мельник. – Львів, 1999. – 286 с.
13. *Миллер Г. П.* Ландшафтные исследования горных и предгорных территорий / Гавриил Петрович Миллер. – Львов: Вища школа, 1974. – 202 с.
14. *Мухина Л. И.* Принципы и методы технологической оценки природных комплексов / Лидия Ивановна Мухина. – М. : Наука, 1973. – 94 с.
15. *Погребняк П. С.* Общее лесоводство / Петр Степанович Погребняк : [изд. 2-е, перераб.]. – М. : Колос, 1968. – 440 с.
16. Принципи, критерії та методи оцінювання ландшафтів для оптимізації природокористування в Україні : звіт про науково-дослідну роботу / Пащенко В. М., Чехній В. М., Гродзинський М. Д. та ін. – К., Інститут географії НАН України, 2007. – 280 с.
17. *Солнцев Н. А.* Природный географический ландшафт и некоторые его общие закономерности / Н. А. Солнцев // Тр. II Всесоюзного геогр. съезда. – М. : Географгиз, 1948. – Т. 1. – С. 258–269.
18. *Солнцев Н. А.* Учение о ландшафте: избранные труды / Николай Адольфович Солнцев. – М. : Изд-во Моск. ун-та, 2001. – 383 с.
19. *Сорокіна Л. Ю.* Антропогенні зміни ландшафтів Чорнобильської зони та радіонуклідне забруднення фітокомпонента : дис. ... канд. геогр. наук: 11.00.01 / Сорокіна Людмила Юріївна. – К., 1997. – 151 с.
20. *Тимуляк Л. М.* Урбанізовані ландшафти Передкарпаття (на прикладі м. Івано-Франківська) : дис. … канд. геогр. наук : 11.00.01 / Тимуляк Любов Миколаївна. – К., 2011. – 240 с.
21. *Шищенко П. Г.* Прикладная физическая география / Петр Григорьевич Шищенко. – К. : Выща школа, 1988. – 192 с.

* * *

УДК 911.3

СПЕЦИФІЧНІ ОЗНАКИ НАТУРАЛЬНО-АНТРОПОГЕННИХ ЛАНДШАФТІВ

Ольга Рябоконь

Вінницький державний педагогічний університет імені М. Коцюбинського,
Україна, 21100, м. Вінниця, вул. Острозького, 32,
e-mail: olya_bunyak888@mail.ru

Актуальність проблеми. Аналітичний огляд літератури з антропогенного ландшафтознавства показує, що у процесі пізнання сучасних ландшафтів науковці надають явну перевагу натуральним і антропогенним ландшафтам. Натурально-антропогенні ландшафти розглядаються як виключення, або їх ототожнюють з вище названими. Однак, у структурі сучасних ландшафтів окремих регіонів, натурально-антропогенні ландшафти як за площами, так і за значенням, часто переважають натуральні або антропогенні. Недостатня увага до натурально-антропогенних ландшафтів зумовлена не повною розробкою теорії антропогенного ландшафтознавства як молодого наукового напряму класичного ландшафтознавства, а також відсутністю матеріалів польових досліджень натурально-антропогенних ландшафтів. Усе разом потребує активізації пізнання процесу натурально-антропогенних ландшафтів, зокрема і виокремлення їх специфічних ознак.

Аналіз попередніх досліджень. За минулі 40 років (період розвитку антропогенного ландшафтознавства) у статтях і монографіях натурально-антропогенні ландшафти лише згадували або їх виділяли в різних класифікаційних схемах. На початку XXI ст. є лише кілька праць стосовно натурально-антропогенних ландшафтів. Серед них виокремлюються дві [2, 7]. У першій Ф. Н. Мільков навів загальну характеристику натурально-антропогенних ландшафтів та зробив першу спробу їх класифікувати [6]. У другій Г. І. Денисик розглядає окремі типи натурально-антропогенних ландшафтів, але без детальних їх характеристик [2]. Частково натурально-антропогенні ландшафти вивчали і географи Вінницького державного педагоггічного університету [10, 11].

Метою дослідження є виокремлення та обґрунтування специфічні ознаки натурально-антропогенних ландшафтів як проміжної групи між натуральними й антропогенними ландшафтами.

Результати дослідження. За Г. І. Денисиком та Ф. М. Мільковим [2, 6] природні ландшафти чітко розділені на три групи: натуральні, натурально-антропогенні й антропогенні. Щодо натуральних ландшафтів та їх розуміння є численна література, але думки розходяться в трьох напрямах: тепологічному, регіональному й загальному. Поступово переважає загальне розуміння ландшафту найбільш детально схарактеризоване в узагальнюючих працях Ф. М. Мількова [6, 7], М. Д. Гродзинського[1] та Г. І. Денисика [2].

Поняття "антропогенний ландшафт" уже без сумнівів ввійшло в найбільш авторитетні географічні й природоохоронні довідкові видання й широко використовується в наукових вишиковуваннях, але теж трактується неоднозначно. У вузькому розумінні під антропогенним ландшафтом мається на увазі ландшафтний комплекс, створений людиною [2, с. 7]; більш широко – "геокомплекси, в яких на всій або більшій їх площі корінних змін під впливом людини зазнали якщо не всі, то хоча б один геокомпонент ландшафту" [6, с. 25].

Однак, у процесі своєї діяльності, *людина не лише створює нові антропогенні ландшафтні комплекси, але й активізує окремі типи природних процесів, розвиток яких призводить до формування ландшафтних комплексів особливої групи – натурально-антропогенних. Ці ландшафтні комплекси виникають там, де до втручання людини їх не було.* Формуючи окрему групу, натурально-антропогенні ландшафти мають притаманні лише їм ознаки, які виокремлюють їх серед інших ландшафтних комплексів. До таких відносяться:

✓ *перехідне розташування між натуральними й антропогенними ландшафтними комплексами.* Як уже зазначалось, це часто призводить до ототожнення натурально-антропогенних ландшафтів або з натуральними, або з антропогенними.

Щоб уникнути цього, необхідно детально дослідити історію розвитку натурально-антропогенного ландшафтного комплексу. У процесі такого пізнання особливу увагу треба звернути на дію чинників, що призвели до перебудови ландшафтного комплексу з натурального його стану в минулому до сучасного натурально-антропогенного. Таких чинників може бути один або кілька, але це обов’язково буде *антропогенний чинник – поштовх.* Звідси наступна ознака:

✓ *натурально-антропогенні ландшафтні комплекси формуються лише в результаті дії антропогенних чинників.* В усіх інших випадках це буде не натурально-антропогенний, а натуральний ландшафтний комплекс. Антропогенний чинник – поштовх не обов’язково має бути масштабним як за площею, так і за силою дії. На лесовому різнотравно-злаковому схилі інколи достатньо однієї повздовжної борозни, щоб вона поступово перетворилася в яр, який знищить відповідну ділянку в майбутньому на цьому схилі поля. Є випадки, коли до подібних наслідків на крутих схилах призводить звичайна стежка;

✓ *натурально-антропогенні ландшафтні геоекотони.* Вони не формуються при взаємодії натуральних й антропогенних ландшафтів, хоча і є проміжки між ними. Це окрема група або категорія ландшафтних комплексів, що набуває специфічних ознак, які поєднують їх з одного боку – з натуральними, з іншого – з антропогенними ландшафтами. Однак, за походженням натурально-антропогенні ландшафти відносяться до особливої групи антропогенних ландшафтів, а не натуральних, бо їх зародження зумовлено дією антропогенного чинника;

✓ *наявність у натурально-антропогенних ландшафтів натуральних аналогів.*

Різницю між ними, окрім походження, інколи важко знайти. До таких відносяться похідні ліси і болота, заплавні і надзаплавно-терасові луки, піски, що розвіваються, зсуви і більшість ярів, частково карст тощо [10]. Детальніше розглянемо *ерозійні вибоїни, рівчаки та яри.* Мабуть, важко порахувати кількість вибоїн, рівчаків та ярів, що борознять усі природні зони Землі. Інколи ці незначні за розмірами ландшафтні комплекси перетворюють квітучі регіони в ерозійні пустелі, зовсім неподібні на звичні землі ландшафти. У натуральному стані природа такого не допускає, хіба що під час природних катастроф, коли на деякий час активізуються стабілізуючі природу процеси і явища. Поява і розвиток вибоїн, рівчаків та ярів зумовлена діяльністю людей. Людина стимулює їх розвиток, коли порушує цілісність рослинного покриву під час розорювання земель, будівництва доріг, нафто- і газопроводів, ліній електропередач, надмірному випасанні худоби тощо. Загалом надмірна розораність – це екологічна проблема всієї України, але в басейні Південного Бугу виявляється чи не найгостріше. Показник частки ріллі від загальної площі сільгоспугідь у більшості адміністративних районів, що належать до басейну Бугу, складає 56–60 %, а в низці районів сягає 70 %. Значна частина орних земель розміщена на схилах, де прискорено йдуть процеси руйнування ґрунту, розвивається водна ерозія. Деградація (руйнування) ґрунтів – повсюдне явище на Побужжі. Від процесу водної ерозії у відносно благополучних районах, де рельєф менш горбистий, страждає кожний третій гектар. Це значний рівень небезпеки. Чим більша крутизна схилу – тим більше родючих часток змивається з полів. Близько половини території басейну має катастрофічний рівень небезпеки деградації ґрунтів – еродовані ґрунти становлять понад 50 % від загальної площі ріллі. Річні втрати орного шару в цих районах перевищують 20 т/га.

Головною особливістю ландшафтних комплексів, що виникли в результаті активізації людиною окремих видів природних процесів, тобто натурально-антропогенних, є те, що вони мають натуральні аналоги. Різницю між ними, крім генези, інколи важко побачити. Однак, натуральних аналогів у антропогенних ярів мало. Їх більше в пустелях, без суцільного розвинутого рослинного покриву, ніж у лісостепу, степу або в пригірських регіонах. Якби під час засух у ґрунтах не утворювалися тріщини, у натуральних різнотравно-лучних степах і лісостепу, навіть пригірських, свіжі яри без “допомоги” людини ніколи б не сформувалися.

При особливих гідрогеологічних умовах, але теж із "допомогою" людини, у теперішньому лісополі України яри формуються навіть у лісах [2].

Здебільшого зазначені натурально-антропогенні ландшафтні комплекси трапляються окремо, але є випадки, коли вони утворюють своєрідні *арени* різних ієрархічних рівнів.

Висновки. Недостатня увага ландшафтознавців до натурально-антропогенних ландшафтних комплексів зумовлена як їх розташуванням між натуральними і антропогенними ландшафтами, так і подібністю до їх натуральних аналогів. Водночас, натурально-антропогенні ландшафти надзвичайно різноманітні, своєрідні і зустрічаються скрізь. Їх детальне вивчення дасть змогу краще пізнати сучасні ландшафти, а це гарний шлях до розробки реальних заходів з їх оптимізації. У майбутньому актуальним є розробка класифікації натурально-антропогенних ландшафтів, розкриття їх структури й функціонування у просторово-часовому аспекті.

Список використаних джерел

1. *Гродзинський М. Д.* Стійкість геосистем до антропогенних навантажень / М. Д. Гродзинський. – К.: Либідь, 1995. – 233 с.
2. *Денисик Г. І.* Антропогенні ландшафти Правобережної України / Г. І. Денисик. – Вінниця: Арбат, 1998. – 292 с.
3. *Денисик Г. І.* Лісополе України / Г. І. Денисик. – Вінниця: ПП "Видавництво "Тезис", 2001. – 284 с.
4. *Маринич О. М.* Фізична географія України: Підручник /О. М. Маринич, П. Г. Шищенко. – Київ: Знання, 2005. – 511 с.
5. *Мельник А. В.* Основи регіонального еколого-ландшафтознавчого аналізу / А. В. Мельник. – Львів: Літопис, 1997. – 230 с.
6. *Мильков Ф. Н.* Ландшафтная география и вопросы практики / Ф. Н. Мильков. – Москва: Мысль, 1966. – 256 с.
7. *Мильков Ф. Н.* Естественно-антропогенне ландшафты как особая категория природных комплексов / Ф. Н. Мильков // Антропогенные ландшафты: структура, методы и прикладные аспекты изучения. – Воронеж : Изд-во ВГУ, 1988. – С. 3–13.
8. *Позняк С. П.* Чинники ґрунтотворення: навчальний посібник /С. П. Позняк, Є. Н. Красєха. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2007. – 400 с.
9. Рельєф України: Навч. посібник / [Б. О. Вахрушев, І. П. Ковальчук, О. О. Комлєв, Я. С. Кравчук, Е. Т. Палієнко, Г. І. Рудько, В. В. Стецюк]; За заг. ред. В. В. Стецюка. – Київ: Видавничий Дім "Слово", 2010. – 688 с.
10. *Рябоконь О. В.* На межі між натуральними й антропогенними ландшафтами/О. В. Рябоконь // Наукові записки ВДПУ. Серія: географія. – 2009. – Вип. 18. – С. 98–100.
11. *Рябоконь О. В.* Раціональне використання натурально-антропогенних ландшафтів / О. В. Рябоконь// Географія та туризм: Наук. збірник. 2012. – Вип.20. – С. 295–300.

* * *

УДК 911.2

ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ ТА РОЗВИТКУ ІЛЛІНЕЦЬКОГО МЕТЕОРИТНОГО КРАТЕРА

Анастасія Сплодитель

Вінницький державний педагогічний університет імені М. Коцюбинського,
Україна, 21100, м. Вінниця, вул. Острозького, 32,
e-mail: asplodytel@mail.ru

Постановка проблеми. Ударне кратероутворення визнано важливим фундаментальним процесом в еволюції Сонячної системи, починаючи з акумуляції планет та їхніх супутників на

ранніх етапах її формування і до переробки всіх тіл з твердою поверхнею упродовж її подальшої еволюції. Вивчення ударного метаморфізму порід різноманітного складу в кратерах та астроблемах базується на встановленні закономірностей переробки речовини на поверхні Землі і планет під дією метеоритного бомбардування. Виявлення ознак ударного метаморфізму в породах кільцевих структур є достатньою підставою для віднесення їх до достовірних імпактних кратерів та астроблем [1].

Однак існує думка стосовно ендогенної природи деяких з них. Особливо це стосується Іллінецької структури, походження якої є найбільш дискусійним.

Постановка цілей статті. Метою статті є спроба уточнення генезису Іллінецької імпактної структури шляхом аналізу особливостей внутрішньої будови.

Виклад основного матеріалу. Іллінецька структура розташована в південно-західній частині Українського щита, приурочена до вузла перетину Джурин-Немирівського та Верхньобузького розломів. Закладена вона в утвореннях раннього протерозою, серед яких переважають гранітоїди подільського комплексу. Кільцеві розломи тяжіють до пачок біотитових, амфібол-біотитових, піроксенових гнейсів і кристалічних сланців бузької серії архею, а також тіл середньопротерозойських метасоматичних утворень, представлених біотитовими мікроклінізованими сієнітоподібними гранітами. Структура складена аутигенними та алогенними брекчіями, зювітами і тагамітами палеозойського віку (рис. 1) [3].

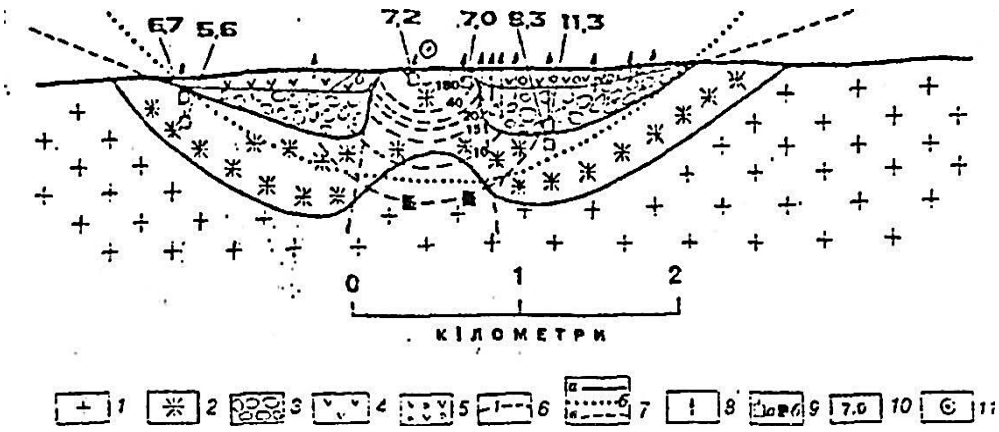


Рис. 1. Схематичний геологічний розріз Іллінецького ударно-вибухового кратера з елементами реконструкції значень імпульсного тиску в породах цоколя.

Умовні позначення: 1 – собіти та інші кристалічні породи основи кратера; 2 – коптокаталізатори за породами основи; 3 – аглогенно-аутотенналитокластична брекчія; 4 – скловидні імпактити (тагаміти); 5 – зювіти; 6 – початкове положення ізобар імпульсного тиску; 7– контури кратера: *а – сучасні, б – фази ескавації, в – до ерозії:* 8 – свердловини; 9 – стан зразки, для яких зроблено оцінку імпульсного тиску: *а – сучасний стан; б – розрахований вихідний;* 10 – оцінка імпульсного тиску за зміною *кварцу:* 11 – розраховане заглиблення метеорита. Пунктирна лінія у верхній частині рисунка – розраховане початкове положення земної поверхні в момент удара з космосу [5].

Загальна конфігурація області поширення цих порід близька до кільця зовнішнього діаметра близько 3,2 км. У центрі структури безпосередньо під рихлими кайнозойськими відкладами розкриті брекчийовані граніти. Виступ гранітного фундаменту оточений западиною, спостережена глибина якої (до аутигенної брекчії) становить не менше 150 м. До країв дно структури поступово (3–10°) підіймається, біля південного і східного країв поступовий підйом змінюється більш різким. Окремі виходи брекчій являють собою на південному сході, ймовірно, закратерний викид або продукт руйнування валу, на південному заході – вихід зони аутигенної брекчії. Під терміном “аутигенна брекчія” об’єднуються досить різноманітні за складом породи, що містять великі брили (до 10 м і більше) інтенсивно катаклазованих порід, які цементуються відносно дрібнозернистою брекчією (піщаної розмірності) з включен-

нями сантиметрових уламків. У невеликій кількості зустрічаються уламки і всіх проміжних розмірів. Аутигенна брекчія поступово переходить у змінені вміщуючі породи, які звичайно представлені типовими катаклазитами: деформовані зерна кварцу, польових шпатів, гранату вміщені в "мастилі", що складається з лусочок біотиту, часто хлоритизованого, і дрібних уламків кварцу та інших мінералів. Перехід між аутигенною брекчією і катаклазовими вміщуючими породами поступовий. Можна припустити, що в центральних частинах структури інтенсивне брекчирування існує до глибини 600–800 м. Різке затухання брекчирування з глибиною помітне лише в крайових частинах структури, де процент брекчії "піщаної" розмірності знижується з 20 % на глибині 40–90 м до 0,5 % в інтервалі 150–200 м. В центральній частині структури в складі аутигенної брекчії дрібноуламковий матеріал становить близько 45 %, зростаючи до 70 % поблизу імпактитових горизонтів [2].

Така ж природа брекчій і в інших пунктах зовнішнього обрамлення структури, де малопотужна кора вивітрювання, розвинута по цих породах, була зустрінута при картувальному бурінні.

На схід і північний схід від центру структури під кайнозойськими відкладами розкрита лінза щільних піщано-глинистих порід (переважно алевролітів) з уламками вивітрених брекчій. Над найбільш глибокою частиною структури потужність алевролітів досягає 100 м. У східній частині структури алевроліти поширюються за межі контура розвитку брекчій [1, 2].

Під алевролітами, на більшій частині території кратера безпосередньо під кайнозойськими відкладами, залягає поліміктова брекчія, що містить уламки гранітоїдів, гнейсів, амфіболіту, алевроліту і дрібнозернистого пісковику, зерен мінералів: кварцу, польового шпату, біотиту, гранату, а також різноманітного скла. Цемент поліміктової брекчії – дрібно уламковий, криптокристалічний, іноді повністю заміщений вторинними мінералами: хлоритом, серицитом та ін. В брекчії зустрічається гетерогенне скло з флюїдальною структурою, гомогенне польовошпатове і кварцове скло плавлення і діаплектове скло по цих мінералах, що діагностуються за характером рекристалізації, реліктами морфології кристалів і за ділянками вихідних мінералів, що збереглися [4, 5].

Розмір уламків поліміктової брекчії змінюється від часток міліметра до десятків сантиметрів. У низах шару поліміктової брекчії максимальний розмір уламків зростає до 1 м і більше, кількість уламків скла значно збільшується. Поліміктова брекчія відслонюється біля с. Лугове і зустрічається у багатьох свердловинах. Максимальна спостережена потужність поліміктової брекчії з уламками метрової величини (наприклад, кар'єр с. Іваньки) змінюється до низу склуватими породами, вміщуючими уламки переважно гранітоїдів і складаючи їх мінералів, а також гнейсів й амфіболітів. Склуваті породи підлягають розкристалізації з утворенням дуже тонкозернистих польовошпатових агрегатів і гідротермальній зміні з утворенням слюдистих агрегатів. Як мінерал, що кристалізувався з розплаву, може розглядатись плагіоклаз, який утворює мікроліти характерної коробчастої будови у відносно глибоких горизонтах імпактитів. Щодо великих, звичайно роздроблених кристалів польових шпатів і кварцу, то вони, як відмічалось ще В. Є. Тарасенком, мають, безумовно, характер сторонніх уламків. Ці кристали часто несуть сліди ударного метаморфізму. Агрегат дрібних зерен, що іноді спостерігається в таких кристалах, є продуктом рекристалізації діаплектового скла [2, 5].

Вулканітоподібні породи Іллінецької структури повсюдно поширені у відслоненнях р. Собик, а також встановлені численними свердловинами. В результаті процесів вивітрювання, вони дрібнозернисті та склуваті у відслоненнях, мають червонувато-коричневий колір. У кернах свердловин вулканітоподібні породи часто зустрічаються у вигляді брил та уламків, які містяться у брекчіях гранітоїдного складу. Макроскопічно для вулканоподібних порід характерні масивні, пузирчасті текстури. Розміри порожнин коливаються в межах 2–3 мм у перерізі. Річкою Собик, західніше с. Лугова, у відслоненні імпактитів червонувато-коричневого кольору, за складом близьких до кварцових трахітів, була встановлена дайка, яка за складом і структурою мало відрізняється від вміщуючих порід. Потужність дайки становить 10 м, її простягання меридіональне, падіння близьке до вертикального. Крім розглянутих основних типів порід, що складають Іллінецьку структуру, значно поширені породи пере-

хідного типу, які поступово змінюють один одного. Склуваті частинки синьо-зелених брекчій за хімічним складом відрізняються від архейських порід району. Вони не схожі на відому метеоритну речовину і тектити, містять велику кількість води. У деяких шліфах із синьо-зелених брекчій неначе спостерігається перехід склуватого матеріалу в алевроліти і пеліти. Можливо, вказані частинки скла виникли в результаті переплавлення осадочних порід чохла при падінні метеориту (категорично заперечувати належність синьо-зелених порід до метеоритної речовини поки що немає підстав) [4].

В результаті буріння і природних відслонень з врахуванням геофізичних даних нанесені контури поширення в межах структури порід ефузивного обрису: брекчій та імпактитів.

За хімічним складом імпактити близькі до вірогідного середнього складу вміщуючих порід, можливо, відрізняючись від нього дещо пониженим вмістом SiO_2 і більш високим значенням відношення K_2O:Na_2O. Такі особливості характерні для імпактитів взагалі. Найбільш ймовірне пояснення цьому виявляється у випаровуванні SiO; Na_2O в перегрітих силікатних розплавах, що утворюються під час вибуху [5].

В імпактитах і вміщуючих породах спектрально за кількісною методикою був визначений нікель (Є. С. Назаревич). Результати аналізу (табл. 1) свідчать про невелике, але значне збагачення нікелем імпактитів, порівняно з вміщуючими породами, що могло відбутися в результаті контамінації розплаву речовиною метеорита.

Таблиця 1

Вміст нікелю в імпактитах Іллінецького кратера і у вміщуючих породах

Порода	Кількість аналізів	Вміст нікелю, $10^{-4\%}$		Межі коливань
		Середній	Середнє квадратичне відхилення	
Гнейси	5	12	10	2 – 22
Гранітоїди	10	8	8	1 – 20
Імпактити	15	30	12	15 – 74

Імпактити відслонюються у південній частині кратера в долині р.Собик біля с. Лугове, відомі в свердловинах південної і центральної частин структури, де їх потужність перевищує 70 м, в північній частині структури встановлена потужність імпактитів менша близько 40 м.

Аналізуючи розріз глибинної будови Іллінецького кратера, можна зробити висновок, що початкове положення дна кратера збігається підошвою верхнього горизонту імпактитів. Брекчії, що залягають над імпактитами, мають поліміктовий склад, тобто є алотигенними утвореннями, а брекчії, що підстелюють імпактити, незважаючи на сліди сильного ударного метаморфізму, більш рівномірні за складом, стратифіковані, тобто можна виділити брекчії по гранітах, гнейсах, амфіболітах. Під центральною частиною структури аутигенна брекчія містить горизонти склуватих порід (імпактитів), що догори і донизу поступово змінюються брекчіями. Такий нерівномірний характер шокового метаморфізму характерний для центральних частин багатьох кратерів і пояснюється складною картиною поширення і відбиття ударних хвиль.

Висновки. За морфологією поверхні істинного дна астроблема належить до складних імпактних структур. Основа кратера ускладнена блоковими переміщеннями. Ударний метаморфізм виступає одним з найважливіших процесів у формуванні мінералів Іллінецької астроблеми. Результати вивчення речовинного складу гірських порід, що складають Іллінецьку структуру, і порівняння їх з даними по експериментальному ударному зім`яттю мінералів, по вивченню мінералів і порід штучних вибухових кратерів, а також вибухових метеоритних структур однозначно свідчать про прояв тут ударного метаморфізму.

Список використаних джерел

1. *Быстревская С. С., Земков Т. А., Виноградов Т. Т.* Новые данные о строении Ильиннецкого палеовулкана на УЩ // Геологический журнал. – 1974. – Т. 34. Вып. 3. – С. 123–126.

2. *Вальтер А. А., Рябенко В. А.* Взрывные кратеры УЩ. – Киев: Наукова думка, 1974. – 154 с.
3. *Вальтер А. А., Криводубський В. Н., Солоненко В. І.* Іллінецька астроблема // Сучасні проблеми комет, астероїдів, метеоритів, астроблем і кратерів. Труди першої міжнародної конференції КАММАК 99 / Під ред. К. Т. Чурюмова. – Вінниця, 2000. – С.367–380.
4. *Гінтов О. Б., Шевченко Т. П., Голуб В. Н.* Об эндогенной природе Ильинецкой структуры // Геол. Журнал. – 1975. – Т. 35. Вып. 1. – с. 54–62.
5. *Готун І. А., Петращикас А. В., Черниш Г. Ш.* Жорна на території Подніпров`я // Археологія. – 1996. – № 2. – С.84–92.

* * *

УДК 528.9: 911.01

ГЕОЕКОЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ ДИНАМІКИ ЛІСИСТОСТІ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ПРОТЯГОМ 1988–2007 РОКІВ

Іван Круглов*, Тобіас Кюммерле, Олег Часковський***, Ян Кнорн**, Фолкер Раделофф****, Патрік Гостерт*****

** Львівський національний університет імені Івана Франка, Україна, 79000, Львів, вул. Дорошенка 41, e-mail: ikruhlov@gmail.com,*
*** Берлінський університет імені Гумбольдтів (ФРН),*
**** Національний лісотехнічний університет України,*
***** Університет Вісконсін-Медісон (США)*

Лісистість території, тобто частка її площі, зайнята лісовою рослинністю, є важливим екологічним показником, який характеризує стан та особливості природокористування [7]. Питання актуальної лісистості Українських Карпат (УК) має особливу вагу, оскільки ця територія є центральною ланкою великого Карпатського екорегіону, який визнаний спеціальною міжнародною угодою – Карпатською конвенцією – "...унікальним природним скарбом визначної краси та екологічної цінності..." [13]. У вітчизняних публікаціях неодноразово наводилися показники лісистості УК, які дещо відрізняються між собою: 55,4 % [8], 53,5 % [10], 51,0 % [1], 60,9 % [3], 59,0 % [9]. Зауважимо, що такі показники лісистості наведені у зазначених наукових публікаціях без належного опису матеріалів та методів, за допомогою яких вони були розраховані, і це викликає зрозумілі сумніви щодо їхньої достовірності.

Нещодавно з'явилась нова, добре науково обґрунтована та відносно точна, інформація про динаміку лісового покриву протягом 1988–2007 років, здобута на підставі різночасових космозображень *Landsat TM/ETM+*. Вона проаналізована у розрізі адміністративних районів та областей, розташованих на території Карпатського екорегіону. Досліджено зміни у лісовому покриві, викликані переважно суцільними рубками, за інтервалами абсолютних висот і ухилів поверхні, а також за видимістю з основних автошляхів. Крім того, ці дані порівняли з офіційними статистичними звітами та інвентаризаційними картами, що дозволило виявити значні розбіжності та дало підстави стверджувати про поширеність незаконних рубок лісу в УК [12].

Ця публікація зосереджується на додатковому аналізі засобами географічних інформаційних систем цифрових дистанційних даних щодо лісового покриву УК та його новітньої динаміки [12] у розрізі геоекологічних одиниць – мезоекорегіонів [6].

Матеріали та методи. Дані про лісовий покрив та його новітню динаміку отримали шляхом цифрового опрацювання 19 літніх та ранньоосінніх спектрозональних космозображень *Landsat TM* та *ETM+ (http://landsat.usgs.gov).* Космозображення охоплюють усі УК у чотирьох часових зрізах: 1988–1989, 1994, 2000–2002 і 2006–2007 років. Космозображення автоматизовано класифікували за двома категоріями – "ліс" і "неліс" – за допомогою алгоритму на основі методу опорних векторів *(support vector machines – SVM)*. Для навчання алгоритму та

оцінки достовірності результатів класифікації використали 5 211 випадкових пунктів наземного контролю даних, отриманих, головно, шляхом візуальної інтерпретації високороздільних космозображень *Quickbird* за 2002–2007 роки, які наявні на Інтернет-ресурсі *Google Earth (http://earth.google.com)*. Крім того, частина пунктів (730) зібрана під час польових досліджень 2004 та 2006 років. Була розрахована матриця помилок, загальна точність, точність виробника та користувача, а також каппа-статистика.

Класифіковані космозображення, для кожного з часових зрізів, об’єднали у суцільні растрові геопросторові шари (ГПШ). Після цього здійснили оверлей чотирьох ГПШ, які представляють часові зрізи, і, таким чином, створили карту динаміки лісового покриву протягом 1988–2007 років. Ділянки, які на усіх чотирьох ГПШ були класифіковані як “ліс” або “неліс”, визначили як, відповідно, стабільно залісені та стабільно безлісі. Ділянки, на яких спостерігалася зміна класів, позначили, в залежності від черговості та часу змін, як такі, що зазнали порушень лісового покриву або залісення. На завершення, елімінували ареали, які мали площу меншу за 0,5 га (менше, ніж шість комірок растру) – у результаті вдалося позбутися більшості комірок з помилками класифікації. Більш детальний опис методики опрацювання космозображень наведений у публікації [12].

Векторний ГПШ морфогенних мезоекорегіонів УК створили шляхом мануальної інтерпретації цифрової моделі висот SRTM з використанням додаткової інформації з геологічних карт, а також зі схем ландшафтознавчої та геоморфологічної регіоналізації. Такі екорегіони в цілому відповідають природно-ландшафтним районам попередніх регіоналізацій Українських Карпат. За допомогою функції зональної статистики для кожного з індивідуальних мезоекорегіонів розрахували середні абсолютні та відносні (у радіусі 1000 м) висоти. Тоді за допомогою кластерного аналізу цих статистичних показників здійснили орографічну класифікацію екорегіонів. Більш детальний опис методики створення та аналізу ГПШ екорегіонів УК наведений у публікації [6].

Оверлей геоданих щодо динаміки лісового покриву протягом 1988–2007 років з ГПШ мезоекорегіонів дав змогу отримати дані щодо динаміки лісистості у розрізі, відповідно, УК в цілому, індивідуальних мезоекоргеіонів, а також їхніх орографічних класів. Для відповідних територіальних одиниць спочатку розрахували площі за типами динаміки лісового покриву в абсолютних величинах (га), а тоді визначили їхні частки (у відсотках).

Результати та їхнє обговорення. Растровий ГПШ динаміки лісового покриву УК має геометричне розділення 30 × 30 м та охоплює усю площу Карпатського екорегіону у межах України. Загальна точність класифікації індивідуальних космозображень коливається від 95 до 99 %. При цьому зміни у лісовому покриві для часових інтервалів 1988–1994, 1994–2000 та 2000–2007 років визначені з точністю понад 87 %, а для періоду до 1988 року – з точністю 83 % [12]. Площа регіону дослідження (всі УК) становить 21 022 км^2, а ділянки, для яких не вдалося визначити динаміку лісового покриву (захмарені або помилково класифіковані), займають 34 439 га – 1,6 % всієї площі.

Для території УК загалом вдалося з’ясувати, що за весь період спостережень (1988–2007 рр.) стабільний лісовий покрив зберігався на 59,5 % площі, а ще на 7,6 % площі він зазнавав порушень. Крім того, 0,8 % площі УК додатково вкрилися лісом, а 32,1 % площі залишалися стабільно без лісового покриву. Найбільше порушень лісового покриву спостерігалось у період до 1988 р. – на 2,7 % площі регіону, а пізніше цей показник був у межах від 1,5 % (для періоду 1994–2000 рр.) до 1,7 % (для періодів 1988–1994 та 2000–2007 років). Прояви залісення раніше безлісих територій були незначними протягом 1994–2000 рр. (0,1 % площі), але значно зросли після 2000 року – до 0,7 % площі регіону (рис. 1, 2).

Таким чином, показник сумарної лісистості УК виявилася вищим, ніж раніше заявлений у вітчизняних публікаціях [напр. 1, 8, 10], і протягом останнього часу доволі швидко зростає. Останнє явище можна пояснити заростанням покинутих сільськогосподарських земель, яке розпочалося після драматичного скорочення тваринництва та землеробства в 1990-их роках внаслідок розвалу комуністичної системи господарювання. Зафіксовані порушення лісового покриву спричинені як головними, так і санітарними суцільними рубками, а також, меншою мірою, вітровалами і буреломами, мінімальна площа яких перевищувала 0,5 га. Помітне змен-

шення порушень лісового покриву після 1988 р. викликане, очевидно, соціально-економічними чинниками – рецесією економіки протягом 1990-их років. Більші обсяги порушень лісового покриву у період 1988–1994 рр., ніж у наступний період 1994–2000 рр., ймовірно спричинені катастрофічними вітровалами 1989–1990 рр. [11]. Викликає стурбованість відносне зростання рубок у період після 2000 р. – попри зростаючий громадський та законодавчий тиск на лісозаготівельників, особливо після катастрофічних паводків 1988 та 2001 років на Закарпатті [2]. Це явище, бодай частково, можна пояснити збільшенням санітарних рубок у смерекових деревостанах, які масово всихають протягом останнього десятиліття [4, 5].

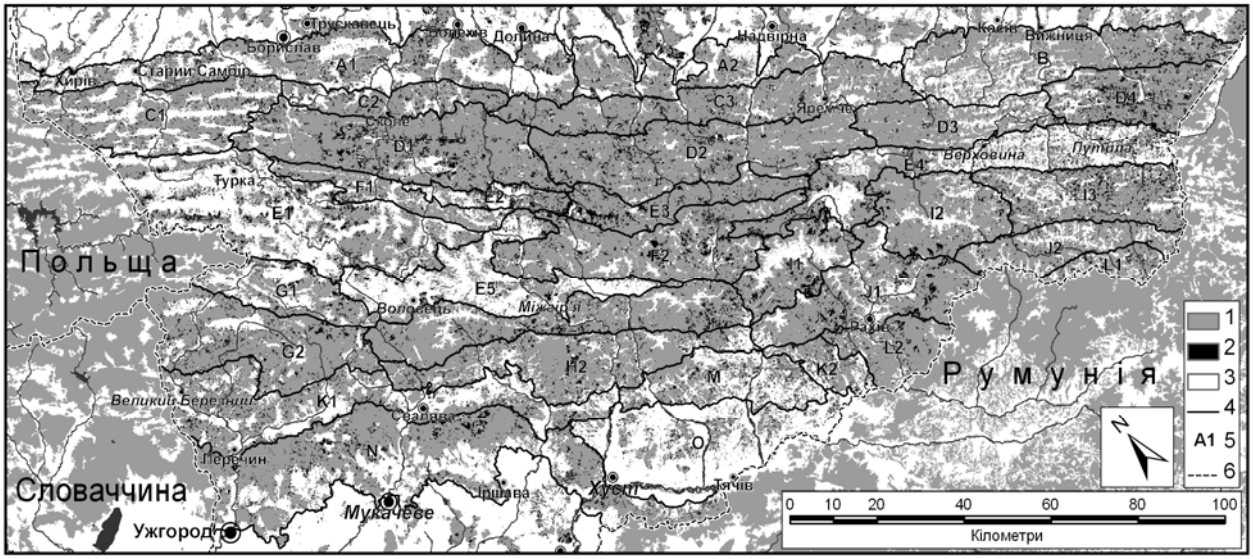


Рис. 1. Лісовий покрив Українських Карпат 1988–2007 років [9, 28].
Умовні позначення: 1 – стабільно залісені території; 2 – ділянки динаміки лісового покриву; 3 – стабільно безлісі території; 4 – межі мезоекрегіонів; 5 – індекси мезекорегіонів; 6 – державні кордони.

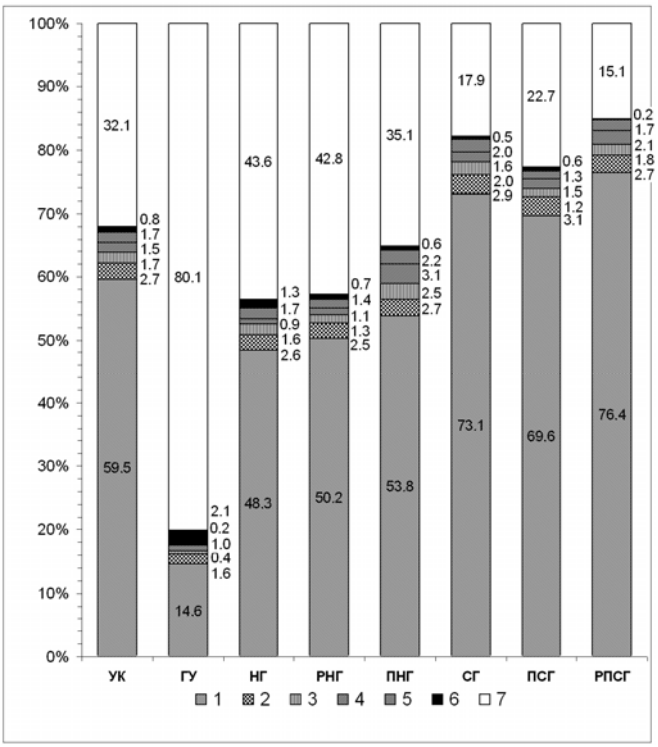


Рис. 2. Динаміка лісистості Українських Карпат за орографічними класами мезоекорегіонів (%)

Умовні позначення: УК – Українські Карпати в цілому; ГУ – горбогірні улоговини; НГ – низькогір'я; РНГ – розчленовані низькогір'я; ПНГ – підвищені низькогір'я; СГ – середньогір'я; ПСГ – підвищені середньогір'я; ПРСГ – підвищені розчленовані середньогір'я [9].

1 – стабільна лісистість; 2 – частка порушень лісового покриву (ЧПЛП) до 1988 р.; 3 – ЧПЛП 1988–1994 рр.; 4 – ЧПЛП 1994–2000 рр.; 5 – ЧПЛП 2000–2007 рр.; 6 – частка наново залісених територій 1994–2007 рр.; 7 – стабільно безлісі території.

Векторний ГПШ мезоекорегіонів УК, який має геометричну точність не нижчу, ніж у карти масштабу 1 : 100 000, містить 33 індивідуальні регіони, які згруповані у сім орографічних класів (див. рис. 2). Найширше в УК представлені низькогірні еко-

регіони – вони охоплюють 28,0 % площі. На другому та третьому місцях за поширенням є, відповідно, розчленовані підвищені середньогір’я (20,5 % площі) та середньогір’я (20,2 % площі) [6].

Найлісистішими є розчленовані підвищені середньогір’я, які відзначаються найбільшою кількістю опадів та найвищим ерозійним потенціалом рельєфу у поєднанні з відносно низькою продуктивністю лісів, зумовленою обмеженим теплозабезпеченням. Площа лісу тут зросла лише трохи (на 0,2 %) – головно за рахунок заростання полонини на межі смерекового та субальпійського поясів внаслідок значного зменшення випасання. Серед індивідуальних мезоекорегіонів найвищим показником стабільної лісистості характеризуються Центральні Горгани (D2) – 85,5 %.

Найменш залісеною в УК є Верхньотисенська улоговина (єдиний представник орографічного класу горбогірних улоговин) – стабільний лісовий покрив тут спостерігався лише на 14,6 % площі. Однак за своїми ґрунтово-геоморфологічними та біокліматичними умовами цей мезоекорегіон є рівнинним і відзначається давнім інтенсивним сільськогосподарським освоєнням. Крім того, сумарна площа порушень лісового покриву за весь період спостережень тут також була найменшою в УК – 3,2 %, а прояви залісення покинутих сільськогосподарських земель – найвищими (2,1 % площі).

Висновки. Здобута інформація дає підстави стверджувати, що показник лісистості всього регіону є цілком достатнім і зростає, принаймні, протягом останніх десятиліть – у 2007 р. сумарна частка чагарниково-деревної рослинності (з урахуванням тимчасово порушених та наново залісених територій) сягнула 67,9 % площі УК. Аналіз даних динаміки лісистості у розрізі мезоекорегіонів також засвідчує в цілому збалансований, у геоекологічному сенсі, розподіл лісового покриву та його порушень – лісистість загалом зростає відповідно до збільшення середньої висоти та розчленованості рельєфу територій, а найбільші обсяги порушень фіксуються у підвищених низькогір’ях з природними та культурними смерековими деревостанами, які є найбільш придатними для лісозаготівлі методом суцільних рубок. Попри це, відносно високі обсяги порушень лісового покриву зафіксовані в окремих мезоекорегіонах: Буковинських внутрішніх горах (D4), Центральних Бескидах (D1), Внутрішніх Горганах (F2), Полонинах Свидовця (I1) та Гриняви (I3), Апшицько-Косівському низькогір’ї (K2), Зовнішніх Бескидах (C2) та Сянсько-Стрийській Верховині (E1) (див. рис. 1).

Подяки. Це дослідження виконане за часткової підтримки Німецької служби наукових обмінів (DAAD).

Список використаних джерел

1. *Генсірук С. А.* Ліс – проблема державна і світова // Лісівнича академія наук України: Наукові праці. – 2002. – Вип. 1. – С. 22–26.
2. Комісія Національної академії наук України. Науково-експертний висновок про природні й техногенні причини проходження паводків у листопаді 1998 та березні 2001 років у Закарпатський області. – К.: РВПС України НАН України, 2001. – 21 с.
3. *Копій Л. І.* Зонування території західного регіону України для потреб розширення площі лісових насаджень // Лісівнича академія наук України: Наукові праці. – 2004. – Вип. 3. – С. 47–54.
4. *Кострица М. В., Крамарець В. О., Гриник Г. Г. та ін.* С. Всихання ялинових лісостанів на Буковині // Лісівництво і агролісомеліорація: Зб. наук. пр. – Харків: УкрНДІЛГА, 2008. – Вип. 114. – С. 152–158.
5. *Крамарець В. О., Коханець М. І., Бандерич В. І., Приндак В. П.* Основні напрями формування менеджмент-плану Національного природного парку “Сколівські Бескиди” // Український державний лісотехнічний університет. Науковий вісник. – 2002. – Вип. 12.1. – С. 194–198.

6. *Круглов І.* Делімітація, метризація та класифікація морфогенних екорегіонів Українських Карпат // Укр. геогр. журн. – 2008. – №3. – С. 59–68.
7. *Нижник М. С., Генсірук С. А.* Лісистість // Географічна енциклопедія України: В 3-х т. / За ред. О. М. Маринича та ін. – К., 1990. – Т. 2. – С. 276.
8. *Парпан В. И.* Лесной фонд // Украинские Карпаты. Природа / Под ред. М. А. Голубца и др. – К: Наук. думка, 1988. – С. 94–99.
9. *Парпан В. І., Олійник В. С.* Паводкорегулювальна роль гірських лісів Карпат та шляхи їх оптимізації // Екологія та ноосферологія. – 2009. – Т. 20. – № 1–2. – С. 121–127.
10. *Стойко С. М.* Причини катастрофічних паводків у Закарпатті та система екологічних профілактичних заходів їх попередження // Український ботанічний журнал. – 2000. – Т. 57. – № 1. – С. 23–24.
11. *Фурдичко О. І.* Карпатські ліси: проблеми екологічної безпеки і сталого розвитку. – Львів: Бібльос, 2002. – 192 с.
12. *Kuemmerle T., Chaskovskyy O., Knorn J., Radeloff V. C., Kruhlov I., Keeton W. S., Hostert P.* Forest cover change and illegal logging in the Ukrainian Carpathians in the transition period from 1988 to 2007 // Remote Sensing of Environment. – 2009. – Vol. 113(6). – P. 1194–1207.
13. United Nations Environmental Programme. Framework convention on the protection and sustainable development of the Carpathians. – Kyiv, 2003.

* * *

УДК 911.2

ВПЛИВ ДНІСТЕРСЬКОЇ ГІДРОТЕХНІЧНОЇ СИСТЕМИ НА ЛАНДШАФТНІ КОМПЛЕКСИ: ЇХ ВЛАСТИВОСТІ, ДИНАМІКУ І СТРУКТУРНУ ОРГАНІЗАЦІЮ

Микола Дутчак, Світлана Дутчак

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича,
Україна, 58012, м. Чернівці, вул. Коцюбинського, 2,
e-mail: dutchakcv@rambler.ru

Актуальність проблеми. Будівництво та функціонування гідротехнічних споруд завжди призводить до істотних змін ландшафтних комплексів, їх властивостей, динаміки та структурної організації прилеглих до них територій. Ці зміни мають диференційований характер і залежать від багатьох чинників.

Виклад основного матеріалу. Експедиційні та напівстаціонарні ландшафтні дослідження дають нам підставу окреслити регіон та основні напрямки впливу Дністерської гідротехнічної системи (ДГіТС) на ландшафтні комплекси топологічного рівня та їх територіальну структурну організацію, здійснити спеціальне районування.

Проведені польові дослідження та аналіз чинників впливу, їх сила і напрямок, дозволяє нам виділити три підзони впливу ДГіТС на ландшафтні комплекси. Вони відрізняються якісними і кількісними показниками перетвореності ландшафтних комплексів.

І. ***Підзона корінних змін ландшафтних комплексів***. Вона збігається з територією, затопленою водами водосховища. Наземні ландшафтні комплекси затоплені на площі біля 142 км^2. Вони трансформовані в аквальні системи. Це комплекси, на яких сформувалося ложе водосховища. У різних частинах водосховища в цю підзону потрапили різні ПТК. Так, у нижній частині, від греблі вверх до р. Ушиця до неї портапили місцевості заплав (їх урочища: низької і високої заплав); місцевості низьких терас (їх урочища: І і ІІ тераси); місцевості середніх терас (їх урочища: ІІІ і IV тераси). У центральному секторі, від р. Ушиця до р. Мукша, до неї потрапили місцевості заплав, низьких терас і частково – середніх терас (урочища ІІІ те-

раси). Від ріки Мукша до м. Хотин ця підзона “захопила” місцевості заплав і низьких терас, у західному – верхньому секторі, від м. Хотин до с. Ольховець, ложем водосховища стали місцевості заплав і частково місцевості низьких терас (урочища І тераси). Від с. Ольховець до с. Устя – тільки місцевості заплав. У всіх секторах у цю підзону потрапляють нижні частини урочищ різноманітних схилових місцевостей, бортів долини Дністра, місцевості днищ та схилів долин бокових приток і балок.

Затоплення ландшафтних комплексів приводить до повного знищення їх рослинності, тваринного світу, руйнування ґрунтового покриву зміни денудаційних процесів акумулятивними.

Вивчення аквальних комплексів є досить складним процесом. Цим, напевно, і пояснюється слабке висвітлення цього питання в ландшафтознавчій літературі. Відомості про них знаходимо в працях Ф. М. Мількова (1978), В. М. Широкова, П. С. Лопуха (1983), К. М. Петрова (1989), Г. С. Хаєцького (2006).

Ф. М. Мільков (1978) пропонує поділяти аквальні комплекси на мілководні й глибоководні. Межа між ними, на його думку, проходить на глибині 5 м при нормальному рівні. Вона є нижньою межею поширення макрофітів. Мілководні комплекси характеризуються не тільки присутністю макрофітів, але і особливостями водної маси і донних відкладів. Водна маса цих комплексів відзначається значною динамічністю, яка зумовлюється різкими коливаннями рівнів води у водосховищі та хвильовою діяльністю, утворенням тимчасових і постійних течій. Улітку водні маси добре прогріваються і під впливом вітрових хвиль (перемішування) мають майже однакову температуру в усій товщі. В мілководних комплексах відбувається акумуляція значної частини твердих відкладів, які надходять сюди з водами водосховища, а також в наслідок переробки берегів. У прибережній смузі мілководних комплексів відкладається найбільш грубий за механічним складом матеріал.

Мілководні комплекси в Дністерському водосховищі мають досить обмежене поширення і займають площу всього в 13,2 км^2. Найбільш чітко вони виражені на ділянках меандрових вузлів, там, де були поширені місцевості низьких і середніх терас.

Глибоководні комплекси характеризуються слабкою динамічністю водної маси, термічною стратифікацією водної товщі, поганою освітленістю, дефіцитом кисню, відсутністю макрофітів. У цих комплексах відбувається відкладання мілких фракцій відкладів, а також матеріалу, що надходить у результаті руйнування берегів. В Дністерському водосховищі вони займають більшу (128,8 км^2) частину площі аквальних комплексів.

Розглянемо особливості структури цієї підзони на прикладі полігона-трансекти розміщеного в нижній частині водосховища в районі с. Непоротово. Тут на правому березі до неї потрапили місцевості заплав (урочища низької і високої заплави); місцевості низьких терас (урочища І і ІІ тераси); місцевості середніх терас (урочища ІІІ і частково IV тераси). На лівому березі водосховища, до неї, крім заплав, потрапили місцевості нетерасованих схилів борту долини Дністра та їх урочища: крутих і дуже крутих зсувних схилів. У результаті цього на правому березі водосховища на площі біля 0,4 км^2 почали формуватися мілководні аквальні комплекси з гідрофільною рослинністю. Сюди надходить і відкладається частина матеріалу змитого зі схилів і перенесеного водними потоками. Інша частина водосховища на цьому полігоні-трансекті зайнята глибоководними комплексами. Тут відбулося повне знищення ґрунтового і рослинного покриву, інтенсивно протікає акумуляція піщаних відкладів. На лівому березі надходження матеріалу підсилюється за рахунок переробки ПТК давнього зсувного схилу.

Подібні процеси перетворення наземних ландшафтних комплексів в аквальні системи відбувається на всій площі водосховища. Змінюється тільки спектр комплексів, що потрапляють у цю підзону, і джерела надходження матеріалу зі схилів.

ІІ. ***Підзона прямого впливу*** ДГіТС на прибережні ландшафтні комплекси. Вона включає в себе пояс впливу на режим підземних вод і тісно пов’язані з ними смуги впливу на ґрунтовий і рослинний покрив, а також смугу розвитку геодинамічних процесів. У зоні Дністер-

ського водосховища ця підзона неширока. Її ширина перебуває в прямій залежності від місцевих особливостей ландшафтної структури. Вона коливається від кількох сот метрів до 1 км. У ній відзначається інтенсивна трансформація вертикальної та горизонтальної структур ландшафтних комплексів і формування нових комплексів.

Серед змінених комплексів цієї підзони ми виділяємо ***три групи***, кожна з яких може бути об'єднана в *три види перетворених комплексів*:

- ✓ комплекси, що періодично затоплюються, які виникли у результаті коливання рівня води у водосховищі;
- ✓ наземні зволожені комплекси, що виникли в місцях підвищеного ґрунтового зволоження, й які відрізняються зміною рослинного і ґрунтового покриву;
- ✓ комплекси, які виникли в результаті проявлення геодинамічних процесів.

1. Комплекси, що періодично затоплюються. Вони характеризуються періодичною наявністю поверхневої води, яка надходить сюди в результаті підвищення рівня води у водосховищі. Ці комплекси вже на початковому етапі функціонування ГіТС зазнають інтенсивного впливу водосховища. Відбувається перебудова рослинного і ґрунтового покриву. Під дією періодичного затоплення більша частина корінної лучно-степової рослинності загинула, її місце зайняла гідро- і гігрофільна рослинність. У ґрунтовому покриві відбувається інтенсивне руйнування дернового покриву, вимивання органіки з гумусного горизонту, оглеєння всіх горизонтів ґрунту. В різних частинах прибережної смуги водосховища ця група комплексів розвивається на "фундаменті" різних урочищ: у нижній частині – в урочищах III і частково IV терас, у середній частині – в урочищах II–III терас, а у верхній частині – в урочищах високої заплави і I тераси; у всіх секторах в урочищах днищ долин бокових приток і балок. Ці комплекси займають територію площею приблизно 16 км^2. Максимального поширення вони отримали на ділянках у районі сіл. Непоротово, Бакота, Студениця, Нагоряни, Макарівка, Вороновиця, Мошанець, Берново, Пригородок. Тут вони займають смугу шириною більше 60 м.

2. Наземні зволожені комплекси. Для них характерна підвищена зволоженість, широкий розвиток гігрофільної рослинності, різний ступінь оглеєння ґрунтового покриву. За ступенем зволоження цей вид ми розділяємо на *два підвиди*: гідроморфні комплекси сильного зволоження; напівгідроморфні помірного зволоження.

Гідроморфні комплекси сильного зволоження розвинуті на більш понижених ділянках, що прилягають до водосховища, терасових комплексів. Вони займають окремі ділянки по обидва береги, загальною площею біля 12 км^2. На цих ділянках спостерігається повна структурно-функціональна перебудова, що існували раніше. У результаті підвищення рівня ґрунтових вод відбувається формування ґрунтово-болотного підтипу водного режиму ґрунтів. Глибина залягання ґрунтових вод у період вегетації рослин коливається від 0,8 м до 1,2 м. У ґрунтовому покриві через високу (до 80 %) вологість у верхніх горизонтах утворюється несприятливий водно-повітряний режим. У нижніх і середніх горизонтах ґрунтового розрізу розвиваються процеси оглеєння. Окисні форми (заліза, марганцю та ряду інших елементів) перетворюються в закисні. В рослинному покриві відбувається вимокання і відмирання степових видів, не пристосованих до умов проживання з надлишковою зволоженістю. Вони змінюються гідрофільними і мезофільними видами лучно-болотної рослинності (різні види осок, костриця лучна, тонконіг болотний, хвощі).

Напівгідроморфні комплекси помірного зволоження. Цей підвид комплексів розвивається в поясі помірного і слабкого підтоплення. Він займає площу біля 40 км^2. Ці комплекси поширені по обидва береги водосховища, в місцевостях низьких і середніх терас, місцевостях слабо спадистих і спадистих схилів, бортів долин Дністра, його приток і балок. Виняток становлять місцевості й урочища крутих і дуже крутих схилів "стінок".

За рахунок підняття води по капілярах відбувається зволоження середніх горизонтів ґрунтових розрізів і кореневих систем рослин. Це призводить до загибелі окремих видів степової рослинності. Умови зволоження і аерації в ґрунтах наближуються до нормальних

для розвитку мезофільної лучної рослинності. В ґрунтовому розрізі спостерігається незначний (кілька міліметрів) ріст горизонту A_1, а в найнижчому горизонті – деякі ознаки оглеєння. Більша частина поверхні цих комплексів розорана і зайнята сільськогосподарськими культурами. У місцях із природною рослинністю в травостої переважають види мезофільної лучної рослинності високої продуктивності. В деревній рослинності в урочищах спадистих схилів спостерігається поява густої порості гілок на стовбурах дерев з висоти 1,0–1,5 м. Цього не відзначається у таких же видів дерев в аналогічних ПТК, що знаходяться поза цією підзоною.

3. Комплекси, що виникли в результаті проявлення геодинамічних процесів. Цей вид комплексів розвивається локально серед місцевостей низьких і середніх терас, місцевостей схилів бортів долин Дністра, його бокових приток і балок. Вони поширені на обох берегах водосховища, в смузі шириною до 1 км. Максимальний розвиток цей вид комплексів отримав у нижній і середній частинах досліджуваної території. В результаті прояву геодинамічних процесів відбувається повна трансформація горизонтальної і вертикальної структур ПТК, що існували раніше. На їх місці утворюються зсувні та ерозійні урочища, урочища делювіальних схилів, урочища абразійних уступів, урочища суфозійних лійок.

III. ***Підзона опосередкованого впливу*** ГіТС на ландшафтні комплекси. Трансформація ПТК у цій підзоні відбувається під впливом зміни елементів місцевого клімату. Ширина її перевищує ширину двох попередніх підзон і визначається, перш за все, особливостями ландшафтної структури. На низьких спадистих берегах, у структурі яких переважають терасові комплекси, ширина підзони досягає 5–6 км. На високих крутих берегах, у структурі яких переважають схилові комплекси, вона становить 3–4 км. Для цієї підзони характерні зміни окремих властивостей геокомпонентів і, насамперед, місцевого клімату. Отеплюючий і охолоджуючий вплив водосховища спричиняє зміни вологості повітря, місцевої циркуляції, кількості атмосферних опадів. Відбувається деяка трансформація сезонної та добової динаміки ландшафтних комплексів, однак інваріант геосистеми зберігається.

Висновки. Проведені багаторічні дослідження в районі функціонування ДГіТС дозволили нам виявити основні напрямки її впливу на ландшафтні комплекси та провести їх зонування.

Список використаних джерел

1. *Дутчак Н. В.* Прикладные ландшафтные исследования в Среднем Приднестровье для целей рационального использования и охраны природы / Н. В. Дутчак // Направления становления и развития социалистического хозяйственного механизма в условиях экономической самостоятельности региона. – Черновцы: Ч.П., 1990. – С. 143–147.
2. *Дутчак М.* Особливості формування та функціонування Дністровської долинно-річкової системи в межах Середнього придністров’я / М. Дутчак // Фізична географія та геоморфологія. – К.: ВГЛ Обрії, 2004. – Вип 46. – Т.1. – 274–278.
3. *Дутчак М. В.* Долинно-річкові ландшафти, їх розвиток і функціонування / М. В. Дутчак, С. В. Дутчак // Українське полісся: вчора, сьогодні, завтра. Збірник наукових праць. – Луцьк: Надстир’я, 1998. – С 58–59.
4. *Мильков Ф. Н.* Рукотворные ландшафты / Ф. Н. Мильков. – М. : Мысль, 1978. – 86 с.
5. *Петров К. М.* Подводные ландшафты: Теория, методы исследования / К. М. Петров. – Л.: Наука, 1989. – 126 с.
6. *Хаєцький Г. С.* Аквальні і водно-болотні антропогенні ландшафти Поділля: автореф. дис. … канд. геогр. наук / Г. С. Хаєцький. – Чернівці, 2006. – 20 с.
7. *Широков В. М.* Природное районирование акватории малых водохранилищ (на примере искусственных водоемов умеренной зоны) / В. М. Широков, П. С. Лопух // Водные ресурсы. – 1983. – №5. – С.54–63.

* * *

УДК 911.53

САКРАЛЬНІ ЛАНДШАФТИ: ДО ПОСТАНОВКИ ПИТАННЯ

Володимир Воловик

Вінницький державний педагогічний університет імені М. Коцюбинського,
Україна, 21100, м. Вінниця, вул. Острозького, 32,
e-mail: wolowyk@gmail.com

Актуальність досліджень. Релігія як духовна складова регулює ритм життєдіяльності людини, формує етнокультурні традиції, які є основою природокористування ландшафтів. Зв'язок просторового поширення сакральних ландшафтів з іншими складовими культурного ландшафту простежується на етнічному рівні, у процесі пристосування етнічних систем до ландшафтної структури регіону. У процесі адаптації до ландшафту і природокористування виникають етнічні релігії, які супроводжуються формуванням відповідних сакральних ландшафтів: "*Етнічна територія дискретна, сакральна*" [7, с. 67]. На початку XX ст. течія євразійців підтримувала концепцію зв'язку "релігія–етнос–ландшафт", зазначаючи що "*…як релігія створює культуру, так і культура – етнологічний тип, а етнологічний тип вибирає або знаходить "свою" територію і суттєво по-своєму її перетворює*" [6, с. 128].

Аналіз досліджень і публікацій. Природа сакрального у віруваннях українців вивчались у працях кінця XIX – початку XX ст., пов'язаних як з матеріальними пам'ятками культури, так і духовною етнічною складовою. У "Подільських єпархіальних відомостях" опубліковані статті присвячені сакральним спорудам регіону [8, 12, 13, 14, 19]. Є публікації пов'язані з формуванням антропогенних ландшафтів у складі сакральних: садові у церковних садибах [5]. У 1908 р. видають дослідження Г. О. Булашева "Український народ у своїх легендах, релігійних поглядах та віруваннях" [1], у 1914 – Є. В. Анічкова "Язычество и Древняя Русь", М. С. Грушевського – "Історія України-Руси", т. 1 (окремі розділи). У другій половині XX ст. публікують праці С. Токарєва "Религиозные верования восточных славян конца XIX – начала XX веков" (1957) [2], монографії Б. О. Рибакова [10, 11]. Кріс Парк аналізує зв'язок релігії і ландшафту, виділяючи у т. ч. "landscapes of dead" (ландшафти смерті, тафальні ландшафти) і характеризує сакральні місця [20]. Цікавим дослідженням сакрального та сакральних ландшафтів є праця В. Войтовича [2], у якій висвітлено природу сакрального у давній Україні.

В українській географії перші дослідження сакральних ландшафтів є у працях С. П. Романчука [8, 9]. Автор акцентує увагу на матеріальній складовій ландшафтного комплексу. Як зазначає М. Д. Гродзинський [3], у визначенні сакрального ландшафту С. П. Романчука присутні всі інваріантні ознаки культурного ландшафту: суб'єктність, духовність, уречевленість, соціальна узгодженість, спадкоємність. У 2005 р. М. Д. Гродзинський у монографії "Пізнання ландшафту: місце і простір" [3] дає визначення "сакрального ландшафту", акцентуючи увагу на духовному аспекті, який проявляється у відповідних священних місцях. Автор вводить два виміри сакрального ландшафту: інституціональний і духовний, аналізує параієрархію сакральних місць ландшафтного комплексу та процеси переходу сакральних ландшафтів у ландшафти профанні (мирські) і навпаки. У праці О. П. Ковальова [4] аналізується сакрально-ритуально-анімістичне розуміння ландшафту, дається визначення сакрального (за автором – духовного) ландшафту, розглядається об'єкт сакрального ландшафтознавства. У праці автора "сакральний" ландшафт розглядається переважно у духовному аспекті; практично відсутній зв'язок територіальної (матеріальної) складової та духовної.

Результати досліджень. *Етимологія та визначення терміну.* Термін "*сакральний*" походить від латинського sacrum, що у перекладі означає священна річ, дія і пов'язаний з системою знань про священні об'єкти, розташовані на земній поверхні. Термін "сакральний" має безпосереднє відношення до релігійного культу. До числа традиційних сакральних ландшафтів відносять обрядові об'єкти (власне сакральні ландшафти), місця поховання (тафальні ландшафти).

Тлумачення “сакрального ландшафту” потрібно розділити на два аспекти:

- ✓ матеріальний, де основою є ландшафтний комплекс, який може мати або виконувати сакральні функції;
- ✓ духовний, де сакральні функції розглядаються як надбудова над ландшафтом або як його функція.

Визначення, які розкривають ці аспекти представлена у таблиці 1.

Таблиця 1

Визначення “сакрального ландшафту”

Автор, рік	Визначення
Матеріальний підхід	
Романчук С. П., 2000	Сакральними ландшафтами ми пропонуємо називати природні або природно-антропогенні геосистеми, які виконують духовну функцію, пов’язану, в першу чергу, з релігійними запитами людства, які є об’єктами паломництва, тобто викликають прагнення до спілкування з ними у певної категорії населення. Важливою ознакою сакральних ландшафтів є збереження духовної (священної або сакральної) функції території протягом значного часу (іноді багато тисяч років), навіть при зміні релігійної та етнічної приналежності [9, с. 145].
Ханцеверов Ф. Р., 1999	Сакральне місце – ділянка земної поверхні, відмічена культовими спорудами різних епох і релігій, зберігає сліди їх існування або зберегла його сліди, як попереднє або теперішнє житло певного божества або духу; заповідна територія, яка є з погляду тих або інших магічних шкіл “місцем скупчення окультної сили” [15, с. 207]
Духовний підхід	
Ковальов О. П., 2009	Духовний (сакральний) ландшафт – це дещо, подібне до розподілу духовного потенціалу і виникненню сакральних вузлів у просторі денної поверхні [4, с. 382].
Гродзинський М. Д., 2005	Сакральний ландшафт – це образ священного простору, значення місць та конфігурацій якого сприймаються й успадковуються певними групами людей як прояви Вищої Сили (зокрема, Бога або богів) [3, т. 2, с. 114].

Дамо своє визначення: *сакральний ландшафт є сукупністю місць і розташувань етнокультурного простору (регіону), які мають ознаки взаємодії людини (етносу) і священного.* Місце зустрічі людини і сакрального є першоосновою для формування етнокультурного ландшафту. Поняття “священного” є базовою ознакою традиційної сільської культури, що визначає підпорядкованість і композиційну структуру сільського етнокультурного ландшафту.

Структура та функціонування сакральних ландшафтів. М. Д. Гродзинський зазначає, що конфігурація сакрального ландшафту має плямисту структуру, фоном якої є ландшафтні комплекси зі звичайним рівнем сакральності, а ядрами – місця з підвищеним рівнем (особливо священні). Правда автор не вказує на внутрішні особливості такої конфігурації. Для кожного етносу, який населяє відповідний культурний ландшафт (регіон), сакральними ядрами будуть різні місця або об’єкти. Причому, український сакральний ландшафт буде профанним для єврейського або польського етносу. У випадку етнокультурного аналізу сакральних ландшафтів, плямиста структура буде багатошаровою, де “ядра” можуть накладатись або частково або повністю або не співпадати зовсім.

Аналізуючи сакральні ландшафти, які мають статус священних, необхідно враховувати їх етнокультурні та релігійні особливості. Наприклад, визнані природні урочища, які виконують певні сакральні функції, можуть бути священними тільки для певного етносу або місцевих мешканців. Навіть усередині етнічних груп погляди можуть різнитись.

Езотеричні традиції етносів наповнювала сакральні ландшафти енергією “місця сили” (сакрального місця). Їх розташування пов’язане з інформаційно-польовими структурами (за Г. І. Швебсом). Енерго-інформаційна структура ландшафту має складну структуру, де є як “святі”, так і “згубні” місця. “Святі” або “благі” місця мають назву “салюберогенних”. Сакральні місця пов’язані наземними енергетичними каналами, названими “лей-лініями”, що дозволяє

передбачити розташування мегалітичних споруд у точках "вортексу". Формування енергетичної сітки з геоактивними та геопатогенними вузлами дозволяє відновити розташування втрачених сакральних об'єктів. Для цього можна використати сітки Хартмана, Вітмана, Куррі, Гончарова-Макарова-Морозова.

Дохристиянські сакральні ландшафти були розташовані або поблизу водного об'єкту або над ним. У 1935 р. англійський археолог К. Бутбі у статті "Релігія кам'яного віку" вказує на скупчення підземних вод під обстеженими святилищами. Наявність води пов'язана з формуванням електромагнітного поля, яке посилює відповідне місце. Як зазначає Ф. Р. Ханцеверов: кургани, кромлехи, менгіри розташовані над точками перетину кількох глибинних водних потоків або над порожнинами, заповнених водою [16]. Таке розташування характерне і для більшості християнських церков Європи, збудованих до Реформації. На існування зв'язку давньослов'янських капищ та святилищ з підземними водами висвітлено у праці Б. А. Рибакова "Язичество Давньої Русі" [10].

Визначені *критерії* сакральних ландшафтів (табл. 2) [17].

Таблиця 2

Критерії виділення сакральних ландшафтів

Назва критеріїв	Характеристика
Об'єктивні критерії	
Фольклорно-історичні	Наявність у ландшафті культових споруд (їх руїн), об'єктів поклоніння (джерело, гай, дерево) різних релігій та стратів; наявність "святих" або "згубних" місць.
Геологічні, гідрогеологічні, геоморфологічні, геофізичні	Наявність прихованих або відкритих на поверхні розламів, відкритих і підземних водних джерел, порожнин; покладів різних руд та мінералів; ділянок з яскраво вираженою неоднорідністю рельєфу; реєстрації аномалій фізичних полів.
Медичні і біологічні	Множинні структурні, горизонтальні і вертикальні мутації рослинності на обмежених площах; особливості видового складу рослинного покриву; локалізоване у межах обмеженої території різке і стійке підвищення онкологічних, серцево-судинних, нервових захворювань.
Метеорологічні	Стійкий специфічний мікроклімат, ядра формування клімату на значних територіях; місця зародження смерчів, тайфунів, ураганів.
Технічні	Безпричинне порушення роботи приладів; прискорене руйнування інженерних комунікацій; наявність ділянок доріг з підвищеною аварійністю.
Суб'єктивні критерії	Виникнення у людини активізації або пригнічення функцій організму, яка опинилась у сакральному місці; прояв паранормальних здібностей тощо.

Виділені *функції* сакральних ландшафтів (табл. 3) [17].

Таблиця 3

Функції сакральних ландшафтів

Назва	Характеристика сакрального ландшафту
Консолідуюча	Є умовним центром певної території, у межах якої мешкають представники етнічної групи або релігійної громади
Медіаторна	Відіграє роль посередника між людиною і богом у релігійній структурі Всесвіту
Комунікативна	Є центром суспільного життя
Протекторна	Може виконувати захисні функції
Лікувальна	Сприяє оздоровленню та лікуванню
Природоохоронна	У ландшафті впроваджено режим збереження біоти

Врахувавши визначення, критерії та функції сакрального ландшафту, підсумуємо ряд положень:

- ✓ сакральні ландшафти поділяють на натуральні та антропогенні;
- ✓ натуральний сакральний ландшафт зберігає свої ознаки навіть при зміні етносу;
- ✓ для різних етносів ареали та наповнення натуральних сакральних ландшафтів можуть не співпадати; але вже у регіоні можуть формуватись суцільні території профанного і сакрального, які для різних етносів мають різне значення;
- ✓ локуси сакральних ландшафтів, особливо натуральних, співпадають з вузлами енергетичних сіток.

Висновки. Ландшафтознавче вивчення сакральних ландшафтів полягає у тому, що вони є першоосновою етноландшафту, надбанням місцевої культури, впливаючи на структуру етнохронотопу регіону. Сакральний ландшафт потрібно розглядати як частину етнокультурного, пов’язаного з духовною діяльністю етносу і культурною спадщиною (сакральні пам’ятки, комплекси та ансамблі).

Дефініція сакрального ландшафту зумовлена двома дослідницькими аспектами: матеріальним та духовним, де виділені місця етнокультурного регіону, які мають ознаки взаємодії етносу і священного.

Сакральні ландшафти Поділля мають просторові особливості розташування: більшість християнських підтипів сформовані на місці слов’янських язичеських, для яких характерне підвищене гіпсометричне розташування. Сакральні ландшафти костел – синагога – церква, які є домінантами містечка, одночасно є культурними індикаторами поліетнічного страту ландшафту і формують ядро етнічних кварталів.

Список використаних джерел

1. *Булашев Г.* Український народ у своїх легендах, релігійних поглядах та віруваннях. Космогонічні українські народні погляди та вірування: [Текст] / Георгій Булашев. – К. : Фірма “Довіра”, 1992. – 416 с.
2. *Войтович В.* Генеалогія богів давньої України: [Текст] / Валерій Войтович. – Рівне : Видавець Валерій Войтович, 2007. – 556 с.: іл.
3. *Гродзинський М. Д.* Пізнання ландшафту: місце і простір: [Монографія]. У 2-х т. / М. Д. Гродзинський. – К. : Видавничо-поліграфічний центр “Київський університет”, 2005. – Т. 1. – С. 14–15, 18–20; Т. 2. – С. 78–126.
4. *Ковалёв А. П.* Ландшафт сам по себе и для человека : [Монография] / А. П. Ковалёв. – Харьков : “Бурун Книга”, 2009. – 928 с.
5. *Лисецкій И.* О разведеніи садовыхъ и лесныхъ деревьевъ на церковныхъ усадьбахъ [Текст] / Иларіонъ Лисецкій // Подольскія епархіальныя ведомости. – 1897. – № 41. – С. 1105–1111.
6. Основы евразийства [Текст] / Составители: Н. Агамалян, В. Галимова, А. Гуськов, Н. Мелентьева, П. Зарифуллин, М. Хрустов. – М. : Арктогея-Центр, 2002. – 800 с.
7. Природа і етнос [Текст] / За ред. В. С. Крисаченко, М. М. Кисельов, С. А. Мороз. – К. : Наукова думка, 1994. – 208 с.
8. *Романчук С. П.* Проблема сакральної традиції в ландшафті [Текст] / С. П. Романчук // Фізична географія та геоморфологія. – 2001. – Вип. 41. – С. 66–72.
9. *Романчук С. П.* Сакральні ландшафти [Текст] / С. П. Романчук // Проблеми ландшафтного різноманіття в Україні: Зб. наук. праць. – К. : Інститут географії НАНУ, 2000. – С. 144–146.
10. *Рыбаков Б. А.* Язычество Древней Руси [Текст] / Б. А. Рыбаков. – М. : Наука, 1987. – 784 с.
11. *Рыбаков Б. А.* Язычество древних славян [Текст] / Б. А. Рыбаков. – М. : Наука, 1994. – 608 с.
12. *Сецинскій Е.* Древнейшія православныя церкви въ Подоліи. Церковъ-замокъ въ с. Сутковцахъ Летичевскаго уезда [Текст] / Е. Сецинскій // Подольскія епархіальныя ведомости. – 1889. – № 2. – С. 49-59; № 3. – С. 74-81.
13. *Сецинскій Е.* Исчезающій тип деревянныхъ церквей [Текст] / Е. Сецинскій // Труды Подольскаго церковнаго историко-археологическаго общества (бывшаго историко-статистическаго Комитета). – Вып. X. – Каменецъ-Подольскъ : Типографія С. П. Киржацкаго, 1904. – С. 393–417.

14. *Сецинскій Е.* Раскопки древняго скальнаго монастыря въ с. Бакоте, Ушицкаго уезда [Текст] / Е. Сецинскій // Подольскія епархіальныя ведомости. – 1891. – № 46. – С. 1213–1221.
15. *Ханцеверов Ф. Р.* Эниология: чудеса без мистики. Книга научных версий [Текст] / Ф. Р. Ханцеверов; Международная академия энергоинформационных наук. – М. : АНМ, 1999. – 445 с.
16. *Ханцеверов Ф.* Эниология гуманитарная. Т. 3 [Текст] / Фирьяз Ханцеверов. – Одесса : Видавництво "Еніо", 2002. – 316 с.
17. Энциклопедия сакральной географии [Текст] / [Сост. Д. В. Громов]. – Екатеринбург : Ультра. Культура, 2005. – 648 с.
18. *Яворскій Н.* История гражданской и церковной жизни Подолии [Текст] / Н. Яворовскій. – Каменец-Подольск : Типография Св.-Троицкаго братства, 1912. – 88 с.
19. *Янушевскій И.* Очерки церковной и гражданской жизни Подоліи [Текст] / И. Янушевскій // Подольскія епархіальныя ведомости. – 1891. – № 36. – С. 891-914; № 37. – С. 928–952; № 44. – С. 1137–1143; № 45. – С. 1233–1244; № 49–50. – С. 1294–1300.
20. *Park, Chris C.* Sacred Worlds. An introduction to geography and religion [Text] / Chris C. Park. – London, New York : Routledge, 1994. – 332 p.

* * *

УДК 631.434: 631.474

ОСОБЕННОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ЛЕСОТИПОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БЕРЕЗИНСКОГО БИОСФЕРНОГО ЗАПОВЕДНИКА

Виктория Андреева

Белорусский государственный педагогический университет,
Беларусь,220050, г. Минск, ул. Советская, 18,
e-mail: diversity@bspu.unibel.by

Почвенно-земельным и лесным ресурсам отводиться значительная часть в структуре природно-ресурсного потенциала Беларуси. Первоочередным объектом учета природных ресурсов являются их площади. Однако, необходимость экологизации природопользования требует отражения не только современного состояния природных ресурсов, но и потенциальных возможностей их использования, при котором максимальная эффективность сочетается с минимальными затратами при сохранении, хотя бы относительного природного равновесия.

Организация устойчивого землепользования требует как системы учета особенностей использования земель разного целевого назначения, характера и интенсивности хозяйственной деятельности, так и структурной организации территории [1]. С повышением уровня интенсификации земледелия возрастают требования к полноте и точности землеоценочной основы [2]. В связи с чем, в качестве структурной единицы рационального природопользования может выступать природная геосистема, представляющая собой закономерно организованные повторяющиеся в пространстве природные комплексы. Концепция геосистем позволяет рассматривать особенности её пространственной структуры и происходящие в них изменения, включая подходы к определению экологоприемлемой организации территории, отражая действия на них сил внешнего и внутреннего воздействия.

Почвенные комбинации (ПК) по своему содержанию соизмеримы с понятием геосистема и утилитарно – с понятием тип земель.

ПК представляют собой закономерно организованные ассоциации почв, типизированные по компонентному составу и форме (геометрии) ареалов, образующих на средне- и

крупномасштабных почвенных картах характерный, повторяющийся в пространстве рисунок почвенного покрова (ПП).

ПК или тип земель (ТЗ) содержат сведения о рельефе, геоморфологии, литологии, гидрологических особенностях, о плодородии почв и продукционной способности земель, уровне биоразнообразия [3], в границах сходных ПК можно предположить однозначную реакцию на антропогенные воздействия. Следовательно, они могут использоваться в качестве территориальных единиц природопользования (в т. ч. сельско- и лесохозяйственного) и служить основой для разработки концепций рационального природопользования и планирования систем адаптивного земледелия [4, 5].

Непосредственно объектом нашего исследования выступали земли Березинского биосферного заповедника (ББЗ). Территория заповедника является эталоном природы Белорусского Поозерья и лесной зоны умеренного пояса северного полушария по причине слабого антропогенного влияния на ландшафт и высокого уровня почвенно-растительного разнообразия.

Работа по выделению ПК начиналась с визуального анализа рисунка СПП.

Согласно методике [6], по общей динамике природных процессов геосистемы подразделяются на внепойменные и пойменные. Поскольку доля пойменных земель здесь сравнительно невелика то рассматривали внепойменные земли, которые условно подразделили на крупные повышения рельефа (“водоразделы”), где преобладают явления стока, и “депрессии” – понижения, аккумулирующие сток.

По геоморфологии водоразделы делятся на фрагментарные – конечно-моренные гряды и возвышенности или камовые массивы, с сетчатым рисунком ПП; выпуклые – сильно денудированные конечноморенные гряды и возвышенности, со склонами разной крутизны и формы или повышенные участки донноморенных равнин с “лопастным” рисунком ПП; плоские – озерно-аллювиальные и водно-ледниковые равнины, выделяемые по “пятнистому” рисунку ПП.

Выделяют два варианта депрессий – долинообразные и озеровидные.

По относительной высоте водоразделы дифференцируются – на высокие и низкие, депрессии, соответственно по глубине – на неглубокие и глубокие. Доля заболоченных или эродированных почв в составе ПК является косвенным диагностическим признаком высотного положения геосистемы и критерием для их сравнения.

По гранулометрическому составу почвообразующих пород выделяют следующие категории: 1) “рыхлые” – супеси и пески, сменяющиеся (подстилаемые) песками; 2) “двучленные” без и с водоупором, “суглинистые” и “глинистые”; 3) “торф разных типов и мощности”.

По предполагаемой динамике природных процессов на среднемасштабных почвенных картах (М – 1 : 25 000, 1 : 50 000) визуально выделялись относительно однотипные участки почвенного покрова.

Для каждой ПК вводилась специальная формула ПП, которая содержит информацию о компонентном составе почвенных разновидностей включенных в нее полярных систем (в виде индексов, обозначающих названия почвенных разновидностей), с указанием их доли в ПК (в %), с соблюдением принципа максимальной роли первого компонента. Одновременно определялся состав растительного покрова по крупным лесным массивам, записывалась аналогичная формула типов леса. Определялся видовой состав каждого типа леса и лесных ассоциаций, а также общее количество видов напочвенного покрова.

Исходя из определения понятия о лесотипологическом комплексе (ЛТК) как о закономерно организованном сочетании “типов лесов (типов лесных биогеоценозов), обусловленных местной сопряженностью элементов рельефа, почвенных разновидностей и гидрологических условий” [7], стало возможным выделить ЛТК на основе анализа СПП [8].

Лесная растительность в заповеднике доминирует, здесь сохранились если и не коренные типы лесов, то максимально соответствующие условиям местообитаний. Собранные в работе материалы получены на основе анализа карт типов лесов и лесных ассоциаций заповедника, все характеристики лесной растительности были даны по типам земель.

На территории заповедника характерны ЛТК с преобладанием сосновых лесов (их доля составляет 62 %).

Из общей площади сосновых лесов более половины приходится на болотные: в центральной части ББЗ преобладают крупные массивы сосновых лесов на верховых болотах. При этом почти 30% составляют леса сосновые сфагновые или сосновые осоково-сфагновые и березовые (или еловые) черничные и долгомошные леса (верховые болота). Заболоченные сосновые леса встречаются у северо-западных границ заповедника на низинных болотах (5 %). Они характерны для глубоких депрессий, где представлены сосновыми осоково-сфагновыми и березовыми осоковыми лесами, с включением еловых и ольховых осоковых.

На водоразделах выпуклых и плоских высоких на рыхлых породах преобладают сравнительно однородные массивы сосновых лесов мшистой серии с участием березовых вересковых или с участием сосновых черничных и долгомошных по ложбинам и западинам.

На тех же водоразделах, сложенных двучленными породами, доминируют ЛТК сосновых лесов мшистой серии с березовыми кисличными и орляковыми. Реже ЛТК на этих типах земель представлены сочетанием сосновых мшистых с еловыми кисличными и приручейно-травяными по расчленяющим понижениям. Такие леса на высоких водоразделах расположенных в северной части ББЗ являются наиболее распространенными ЛТК с преобладанием сосновых лесов.

На выпуклых и плоских низких водоразделах характер ЛТК мало зависит от особенностей почвообразующих пород, поскольку на рыхлых породах здесь проявляется положительное влияние близкого УГВ. На низких водоразделах ЛТК отличаются значительной долей черничных сосновых, еловых и березовых лесов и сосновых мшистых.

Почти 1/5 часть ЛТК в заповеднике с преобладанием черноольховых лесов. Они распространены в южной части ББЗ и характерны глубоким и неглубоким депрессиям.

В неглубоких депрессиях типичны ЛТК, где черноольховые осоковые и кисличные леса сочетаются с березовыми кисличными по повышениям, изредка с сосновыми болотно-папоротниковыми – по понижениям.

Вдоль правого берега р. Березины распространены черноольховые леса глубоких депрессий (низинные и переходные болота). Их доля составляет 14 % от общей площади заповедника. Они представлены ЛТК черноольховых осоковых и ивняковых лесов вместе с березовыми осоковыми.

Озеро Палик окружено черноольховыми осоковыми, ивняковыми и таволговыми лесами, сочетающимися с березово-папоротниковыми и осоково-травяными.

Доля ЛТК с преобладанием березовых лесов составляет около 7 % площади Березинского заповедника. ЛТК березовых лесов на водоразделах окаймляют большие массивы верховых болот и/или примыкают к долине р. Березины.

На водоразделах выпуклых и плоских низких на рыхлых породах березовые леса осоковые и кисличные сочетаются с еловыми черничными и долгомошными, местами с сосновыми долгомошными. Другой вариант березовых ЛТК выделен на водоразделах выпуклых низких на двучленных породах. Это леса березовые черничные и осоковые сочетаются с сосновыми (или еловыми) лесами черничной серии.

В неглубоких депрессиях вдоль южного берега оз. Ольшица ЛТК с преобладанием березовых осоково-травяных, еловых приручейно-травяных с включением сосновых осоковых и ольховых таволговых.

Березовые осоковые леса в глубоких озеровидных депрессиях содоминируют с черноольховыми осоковыми и сочетаются с березовыми и сосновыми осоково-сфагновыми, реже с березовыми и осиновыми кисличными на плоских повышениях.

Менее 1 % здесь занимают ЛТК с преобладанием еловых лесов.

Так на низких водоразделах, еловые древостои черничной серии соседствуют с сосновыми (или березовыми) осоковыми, иногда с включением дубовых кисличных на повышениях.

Значительно чаще еловые леса приурочены к депрессиям, где они образуют сложные ЛТК. Так, в неглубоких озеровидных депрессиях встречаются небольшие площади еловых

кисличных и снытевых лесов вместе с черноольховыми осоковыми и болотно-папоротниковыми с включением дубовых кисличных. В неглубоких долинообразных депрессиях вдоль Сергучевского канала и вдоль юго-западной границы ББЗ, распространены еловые таволговые, сосновые, березовые и черноольховые осоковые леса.

Сложная СПП переходных зон отражается и в высокой степени разнообразия естественной растительности. Здесь представлены ЛТК переходных зон (экотонов).

В северной части ББЗ (по левому берегу долины р. Березины) находятся ЛТК еловых долгомошных и черничных, ольховых таволговых с включением сосновых мшистых лесов (70 %), которые сочетаются с ольховыми таволговыми, реже осоковыми, и сосновыми осоковыми лесами (30 %) в глубоких долинообразных депрессий.

В южной засти заповедника описаны ещё три ЛТК переходных зон: Здесь выделены сочетания сосновых черничных и березовых кисличных лесов на низких плоских водоразделах (40 %) с черноольховыми осоковыми лесами, изредка еловыми кисличными в неглубоких озеровидных депрессиях (60 %).

Более контрастны ЛТК сосновых долгомошных, березовых брусничных и кисличных лесов плоских низких водораздельных участков (40 %) с черноольховыми осоковыми, березовыми папоротниковыми, реже с еловыми осоковыми лесами в глубоких депрессий.

Выделен ЛТК, где преобладают березовые и ольховые осоковые леса глубоких депрессий, сочетающиеся (50 %) с еловыми черничными и долгомошными, с включением сосновых осоковых и березовых кисличных лесов низких плоских водоразделов.

Описанные ЛТК ББЗ четко отражают особенности состава и распространения лесной растительности, свидетельствуя о том, что в границах ББЗ преобладают ЛТК сосновых, преимущественно болотных, лесов, сосредоточенных в основном в северной и средней части заповедника. Еловые леса сосредоточены в основном на выпуклых низких водоразделах, на водно-ледниковых супесях, подстилаемых с глубины до 1,0 м мореной. Они занимают всего 4 % площади ББЗ. Следует отметить участие ели в большом числе разных ЛТК по понижениям. На юге ББЗ господствуют черноольховые леса, большие площади занимают березовые леса, встречающиеся также отдельными массивами, приуроченными к депрессиям.

На основе информации о природных особенностях типов земель выделены лесотипологические комплексы Белорусского Поозерья, поскольку каждому типу земель соответствует определенный набор типов и ассоциаций лесов.

Список использованной литературы

1. *Гарцуева Е. Я., Коробкин А. С.* Вопросы устойчивого землепользования в схемах землеустройства районов // Материалы Междунар. научно-практич. конф. “Почвенно-земельные ресурсы: оценка, устойчивое использование, геоинформационное обеспечение” (Минск, 6–8 июня 2012 г.). – Минск: Издат. центр БГУ, 2012. – С. 3–5.
2. *Лемза С. В.* Геоинформационное обеспечение устойчивого землепользования (на примере южной сельскохозяйственной зоны Хабаровского края): дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.36. – Москва, 2003. – 50 с.
3. *Грибов С. И., Цымбалей Ю. М.* К ландшафтному обоснованию сельскохозяйственной типизации земель // Охрана окружающей среды в Алтайском крае: тез. докл. науч.-практ. конф. – Барнаул, 1985. – С. 47–49.
4. *Ракитников А. Н.* Применение метода ландшафтно-географических аналогов для обоснования рационального использования земельных ресурсов // Вопросы географии. – 1975. – № 99. – С. 76.
5. *Черныш А. Ф.* О методике формирования адаптивно-ландшафтных систем земледелия в Беларуси // Агроэкологическая оптимизация земель: Сб. докладов междунар. науч.-практ. конф. (Курск, 14–16 сент. 2004 г.) / Рос. акад с.-х. наук. Ин-т земледелия и защиты почв от эрозии. – Курск, 2004. – С. 64–67.
6. *Кауричев И. С., Романова Т. А., Сорокина Н. П.* Структура почвенного покрова и типизация земель. – М.: Изд-во МСХА, 1992. – 151 с.

7. *Гельтман В. С.* Географический и типологический анализ лесной растительности Белоруссии. – Минск: Наука и техника, 1982. – 328 с.
8. *Зеленков В. Д., Зенкова И. В.* Сопряженность почвенного покрова и типов леса: Сб. науч. тр. – М.: Изд-во Моск. гос. ун–та, 1998. – Вып. № 289. – С. 37.

* * *

УДК 911.52:502.171

АНТРОПОГЕННІ ЗМІНИ ЛАНДШАФТНИХ КОМПЛЕКСІВ ХОТИНСЬКОГО РАЙОНУ (ЧЕРНІВЕЦЬКОЇ ОБЛАСТІ)

Галина Ходан

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича,
Україна, 58012, м. Чернівці, вул. Коцюбинського, 2,
e-mail: kafedrafjrpk@rambler.ru

Вступ. Сьогодні екологічні проблеми набули статусу глобальних. Людство усвідомлює сутність екологічної небезпеки, ускладнення умов життя на Землі внаслідок впливу на масштаби змін у довкіллі, зростає інтенсивність господарювання, міра забруднення природного середовища. Вивчення ландшафтних комплексів є необхідною передумовою розробки географічних основ раціонального природокористування.

Стрімкий розвиток всіх галузей промисловості, транспорту, збільшення чисельності населення і урбанізація, хімізація всіх галузей діяльності людини призвели до помітних змін у навколишньому середовищі. Вплив шкідливих речовин на довкілля, і реакція середовища на такий вплив стає глобальною і всеохоплюючою проблемою. Інтенсивність, характер і напрямки цих впливів на довкілля визначаються специфікою виробництва, його потужністю, площею впливу. До такого впливу особливо чутливі природні компоненти (ландшафти), де кожен з природних компонентів різною мірою зазнає шкідливих впливів. Шкідливі речовини, які впливають на всі компоненти природного середовища, значно погіршують екологічний стан ландшафтів.

Метою роботи є вивчення антропогенної зміни ландшафтних комплексів Хотинського району, джерела та причини їх забруднення, стану природокористування.

Результати дослідження. Вивчаючи екологічний стан ландшафтних комплексів, слід брати до уваги, до його складу входять різні складові. Тому спочатку потрібно провести оцінку екологічного стану водного середовища, атмосферного повітря, ґрунтів, тваринного і рослинного світу, оцінити антропогенний вплив на оточуюче середовище

Ландшафтні комплекси території дослідження сформувалися в результаті взаємодії груп факторів, що впливають на їх формування. Група просторово-позиційних чинників включає в себе: площу території дослідження, її географічне положення. Група часових, історико-еволюційних чинників зумовлює формування і еволюцію ландшафтних комплексів. Група літолого-тектогенних і геоморфогенних факторів активно приймають участь в формуванні і виділенні ландшафтних комплексів топологічного і локального рівнів. Кліматогенні і гідрогенні фактори відіграють важливу роль у формуванні зональних і азональних особливостей ландшафтних комплексів. Група біогенних факторів також має свій вплив на формування ландшафтних комплексів, їх територіальну структуру. Суттєву роль у формуванні ландшафтних комплексів, сучасної їх структурної організації має група антропогенних факторів. Кожна із груп факторів впродовж історичного часу зіграла важливу роль у формуванні сучасної складно генетичної системи ландшафтних комплексів території дослідження локального і топологічного рівнів.

Активізація господарської діяльності впродовж XIX–XXI ст. призвели до значних змін у навколишньому середовищі – в межах всіх ландшафтних комплексів. На території Чернівецької

області найбільшого впливу діяльності людини зазнало і продовжує зазнавати Прут-Дністровське межиріччя, а саме тут знаходиться Хотинський адміністративний район [1].

Антропогенні процеси особливо сильно впливають на динаміку і розвиток ландшафтних комплексів. В. І. Вернадський відзначав, що людина стає великої геологічною силою, здатною зробити істотні зміни на Землі. Однак вплив людини на природу не безмежний. Він повинен враховувати закони природи, щоб не допускати появи негативних явищ при використанні багатств природи. Людина, цілеспрямовано впливаючи на природу, здатна загальмувати або зовсім припинити прояв одних природних процесів, а інші інтенсифікувати. Він сприяє виникненню нових природних процесів – абразійній діяльності біля берегів ставків і водоймищ, зсувів та ін. Велика роль людини в посиленні діяльності тимчасових потоків, підземних вод і т.д.

Таблиця 1

Ступінь антропогенної перетвореності видів місцевостей Хотинського району

№ з/п	Види місцевостей	$К_{ап}$	Ступінь перетвореності
1.	Місцевості підвищених вододільних гряд	2,37	Слабо перетворені
2.	Місцевості високих випукло вершинних вододільних масивів	3,12	Слабо перетворені
3.	Місцевості горбисто-грядових ерозійно-зсувних схилів	3,81	Перетворені
4.	Місцевості схилів вододільних масивів	5,96	Середньо перетворені
5.	Місцевості надвисоких пізньопліоценових терас Дністра	7,86	Дуже сильно перетворені
6.	Місцевості високих ранньоплейстоценових терас Дністра	8,00	Дуже сильно перетворені
7.	Місцевості крутих (35–60°) схилів та дуже крутих (60–90°) дністровських “стінок”	2,41	Слабо перетворені
8.	Місцевості сильно спадистих (15–20°) схилів Дністра	2,65	Слабо перетворені
9.	Місцевості заплав та днищ долин бокових приток і балок	4,97	Перетворені
10.	Місцевості виположених (2–4°) схилів долин бокових приток і балок	8,00	Дуже сильно перетворені
11.	Місцевості слабоспадистих (5–8) схилів долин бокових приток і балок	7,21	Сильно перетворені
12.	Місцевості спадистих (9–15°) схилів долин бокових приток і балок	4,26	Перетворені
13.	Місцевості сильно спадистих (15–20°) схилів долин бокових приток і балок	3,24	Слабо перетворені

Таким чином можна зробити висновок, що найсильніше перетвореними є місцевості надвисоких і високих терас Дністра, а також місцевостей виположених схилів долин бокових приток і балок. Такий високий рівень антропогенної перетвореності зумовлений тим, що до даних видів місцевостей приурочені основні населені пункти регіону, промислові підприємства, кар’єри, дороги та орні землі.

Досить сильно перетворені місцевості слабо спадистих схилів долин річкових приток і балок до яких приурочена значна кількість населених пунктів, городів, садів, доріг.

До перетворених і середньо перетворених відносяться місцевості вододільних масивів, місцевості заплав і днищ долин бокових приток і балок та місцевості спадистих схилів долин бокових приток і балок. Така перетвореність зумовлена використанням даних місцевостей під сади, сіножаті, частково під населені пункти і городи.

Решта видів місцевостей відносяться до категорії слабо перетворених. На них в основному розміщені лісові масиви, пасовища.

Антропогенні, як і всі зовнішні процеси порушують сталу рівновагу в ландшафтних комплексах і викликають виникнення нових зв'язків між їх компонентами. Утвориться нова природно-генетична система, у якій встановлюється рівновага, і вся вона служить тим цілям, заради яких створювалася – раціональному природокористування. В системі, що розвивається одночасно під впливом природних законів і спрямованого впливу людини, виникають нові процеси, які стосуються до антропогенних і природно-антропогенних груп. Однак людина повинна весь час регулювати сконструйовані ним нові процеси для того, щоб запобігти виникнення побічних несприятливих процесів і явищ, а якщо вони вже проявляються – послабити їхню дію.

Втручання людини на ландшафтні комплекси призводить до того, що вона віднімає в них речовини, інтенсифікуючи цей процес щорічним впливом різних сільськогосподарських культур, і привносить інші, застосовуючи різні добрива і засоби захисту рослин. Така діяльність людини впливає на сезонну ритміку кількості і якості речовин, що вводяться їм у кругообіг, і утримуються в природному комплексі і, отже, впливає на ритміку діяльності внутрішніх і зовнішніх ландшафтоутворюючих процесів.

Внаслідок тривалого впливу людини на природу на території району зазнали значних змін всі компоненти природного середовища. В багато разів прискорились природні процеси, виникли нові, зумовлені взаємозв'язком природи і суспільства, істотно змінилися ландшафтні комплекси району. Значно трансформований ґрунтовий покрив та поверхневі води, змінився рівень ґрунтових вод .

Висновки. Під дією антропогенного фактору відбувається перетворення ландшафтних комплексів, розвиток на первинній природній основі складно генетичних ландшафтних комплексів. В регіонах інтенсивного господарського використання природи, формується якісно інша, більш складна і диференційована, географічна структура.

Слабка вивченість процесів формування нової територіальної географічної структури ускладнює розробку наукових основ раціонального природокористування і географічного прогнозування.

Досить сильно перетворені місцевості слабо спадистих схилів долин бокових приток і балок до яких приурочена значна кількість населених пунктів, городів, садів, доріг.

До перетворених і середньо перетворених відносяться місцевості вододільних масивів, місцевості заплав і днищ долин бокових приток і балок та місцевості спадистих схилів долин бокових приток і балок. Така перетвореність зумовлена використанням даних місцевостей під сади, сіножаті, частково під населені пункти і городи.

Решта видів місцевостей відносяться до категорії слабо перетворених. На них в основному розміщені лісові масиви, пасовища.

Список використаних джерел

1. *Воропай Л. И.* Антропогенная преобразованость природно-территориальніх комплексов Среднего Придністров'я /Л. И. Воропай, Н. В. Дутчак, Н. А. Куница // Вопросы их рационального использования и охраны природных ресурсов Украинских Карпат и Прикарпатья. – К.: УМКВО при Минвузе УССР, 1989. – С. 67–74.
2. *Воропай Л. И., Куница М. И.* Селитебные системы физико-географических районов Подолии / Л. И.Воропай, М. И. Куница. – Черновцы: Изд-во ЧГУ, 1982. – 90 с.
3. *Воропай Л. И.* Методологические основы разработки проблем рационального природопользования / Л. И. Воропай // Физическая география и геоморфология. – Киев. – № 26. – 1981. – С. 3–7.
4. Географія Чернівецької області /За ред. Я. І. Жупанського. – Чернівці: Вища шк., 1993. – 192 с.
5. *Гуцуляк В. М.* Ландшафтно-геохімічна екологія / В. М. Гуцуляк. – Чернівці: Рута, 1995. – 317 с.
6. *Николаев В. А.* Проблемы регионального ландшафтоведения / В. А. Николаев. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 160 с.

7. Природа Чернівецької області / За ред. К. І. Геренчука. – Львів: Вища шк., 1978. – 156 с.
8. *Реймерс Н. Ф.* Природопользование: Словарь-справочник / Н. Ф. Реймерс. – М.: Мысль, 1990. – 637 с.
9. *Швиденко А. Й.* Екологічні основи природокористування / А. Й. Швиденко., В. П. Руденко, В. К. Євдокименко. – Київ: ІЗМН, 1999. – 200 с.
10. *Шищенко П. Г.* Прикладная физическая география / П. Г. Шищенко. – К.: Высшая школа, 1988. – 191 с.

* * *

УДК 911.1+504.054.36

РОЛЬ ТА МІСЦЕ ПОСТПІРОГЕННОЇ РЕЛАКСІЇ У ФУНКЦІОНУВАННІ ГЕОСИСТЕМ

Юрій Буц, Алла Некос

Харківський національний університет імені В. Каразіна,
Україна, 61077, м. Харків, Площа Свободи, 6,
e-mail: buyuv@mail.ru.

Постановка проблеми. На сьогодні в Україні науковим дослідженням, що спрямовані на вивчення впливу пірогенного (породженого вогнем) чинника на природні комплекси, приділено недостатньо уваги. Здебільшого це поодинокі експериментальні дослідження впливу вогню на певні компоненти природних комплексів: рослинність, ґрунти, мезо- та мікрофауну [4, 5, 7, 10, 11, 14, 16, 21]. У комплексі, саме на системному рівні, такі дослідження не проводяться. На жаль, у вітчизняних публікаціях не знайшли відображення узагальнені закономірності щодо впливу пірогенного чинника на геосистеми залежно від приналежності їх до географічної зони чи ландшафтної структури. Відсутні дані про дослідження, що спрямовані на відновлення і відтворення природних комплексів після пожеж.

Мета статті. Визначення та узагальнення наслідків впливу пірогенного чинника на геосистеми у аспекті поняття “пірогенна релаксія геосистем”.

Результати досліджень та їх обговорення. З наукових фізичних позицій поняття “релаксія (релаксація)” – це процес встановлення термодинамічної, а відповідно і статичної рівноваги у фізичній системі, яка складається із великого числа частинок [1]. Згідно енциклопедичних даних, релаксія (релаксація) – процес поступового повернення в стан рівноваги будь-якої системи після припинення дії факторів, що вивели її зі стану рівноваги [23]. В геотектоніці використовують термін “динамічна релаксія” – це відновлення порушення ізостазії після стискаючих напружень [24].

З класичних географічних позицій серед природних систем у довкіллі особливу роль відіграють географічні системи чи геосистеми. Будучи цілісними і, одночасно, підлягаючи поділу на підпорядковані системи і підсистеми, вони охоплюють всю поверхню планети і поряд з цим в якості автономного фрагмента самостійно функціонують на невеликому, цілком обмеженому просторі [19].

На думку В. Б. Сочави, центральним розділом вчення про геосистеми є вивчення динаміки природного середовища, котре відкриває прямий шлях наукового пізнання впливу людини на структуру і функціонування геосистем, допомагає розкрити механізми антропогенних впливів на природу [19]. Поряд з тим, релаксію геосистем можна розглядати, як на рівні природно-територіального комплексу (ПТК), так і на рівні ландшафту. Більш того, геосистему можемо розглядати як синонім “природно-територіального комплексу (ПТК)” [18], так і в широкому трактуванні з позицій Д. Л. Арманда [2], вживане сполучення зазначених наукових термінів всебічно використовується. Загалом, в сучасній східнослов’янській ландшафтознавчій науковій літературі, на думку І. Круглова, подібні полеміки виливаються у гострі та малопродуктивні дискусії [9].

Пожежі в природних геосистемах протягом тисячоліть мали різнобічну дію і впливають до сьогодення на їх формування. Процеси виникнення і розвитку геосистем, їх територіальний розподіл і еволюція часто проходять при активному впливові вогню. Природний відбір під дією пірогенного чинника спрямований на підвищення пожежостійкості фітоценотичного і зооценотичного різноманіття геосистем та їх репродуктивної здатності з одного боку і на максимальне використання змінених умов середовища (мінералізація ґрунтового покриву, гідротермічного та геохімічного режимів тощо) для відновлення, росту і розвитку з іншого.

Таким чином, можемо констатувати, що для повернення геосистеми до стану рівноваги після впливу пірогенного чинника, потрібен певний хронологічний період, протягом якого відбуваються процеси відновлення (відтворення) режиму функціонування геосистеми. Тобто, пропонуємо під "пірогенною релаксією" тлумачити сукупність усіх процесів в геосистемі, що спрямовані на встановлення стану рівноваги після впливу пірогенного чинника.

Процес функціонування геосистем після інгібіруючого впливу пірогенного чинника, на жаль, не в повній мірі знайшов своє відображення в науковій географічній літературі. Проте значних успіхів в цьому відношенні досягнуто науковцями-екологами, ботаніками, агрознавцями.

Так, в останні роки з'явився ряд публікацій геоботанічного характеру, де приділяється увага таким науковим поняттям як "пірогенні сукцесії" [16, 21], "пірогенні дигресії" [7], "постпірогенні демутації" [3] і т. д. Зводяться всі проаналізовані дослідження до випадкових змін або сукцесії. Сукцесія (від грецьк. "наступність"), – це послідовні зміни одних угруповань організмів (біоценозів) іншими на певній ділянці середовища. На думку науковців, вогонь діє спряжено на абіотичні і біотичні компоненти екосистеми, викликаючи ланцюги послідовних дигресивно-демутаційних змін. Це є підставою для виділення постпірогенних сукцесій екосистем. Ю. Одум [15] зміни екосистем після пожежі називає "пульсуючими стабільними сукцесіями". З погляду В. М. Сукачова, серед великого різноманіття сукцесій, згадувані сукцесії відносяться до екзогенетичних. Екзогенетичні сукцесії зумовлені причинами, які перебувають за межами даного угруповання і залежать від зовнішніх геофізико-хімічних факторів. До них В. М. Сукачов відносить також зміни, обумовлені діяльністю людини (пожежі, вирубки, випас, рекреаційне перевантаження), а також масове поширення будь-яких тварин (комах, гризунів) [20]. В природних умовах формування стійкої стадії угруповання завершується клімаксом.

Однак, запропоновані сукцесійні зміни (сукцесійні ряди) хронологічно можуть тривати від декількох років до декількох десятків чи сотень років. З нашої точки зору, пірогенна релаксія не обов'язково має бути визначена в часі, коли геосистема переходить в якісно інший стан функціонування. За мету геоекологічні дослідження, пов'язані з пірогенною релаксією геосистем, не ставлять формування клімаксу чи іншої стадії. Отже, пірогенна релаксія не може розглядатися як одна із проміжних фаз пірогенної сукцесії.

Окремо варто виділити термін "ландшафтна сукцесія", який був введений М. Д. Гродзинським [6]. Під ландшафтною сукцесією вчений розуміє послідовну зміну одних геосистем іншими, яка орієнтована на досягнення оптимального для даних умов стану (клімакса). Ландшафтна сукцесія, на його думку, може бути викликана природними причинами (пожежі, селеві потоки та ін.) і антропогенними змінами природних комплексів. Ландшафти та їх стани з максимально трансформованими структурами називаються "ініціальними". Від них беруть початок відповідні сукцесійні ряди, в яких геосистеми закономірно змінюють одна одну в напрямку клімакса, тобто в напрямку стану, у якому вони знаходились до трансформації. Однією з відмінностей геоботанічної і ландшафтної сукцесії є те, що при досягненні рослинним покривом клімаксової стадії, ландшафт її ще не досягає. Ландшафту необхідний додатковий час на відновлення своєї структури і взаємозв'язків після того, як рослинність досягне фінального етапу сукцесії.

На наш погляд, поняття пірогенної релаксії геосистем доцільно розглядати в контексті їх стійкості. В своїй науковій роботі [6] М. Д. Гродзинський наголошує, що всі визначення стійкості геосистем набувають конкретності у тому випадку, коли вказується фактор, по відношенню до якого вивчається стійкість геосистеми, період часу такого аналізу і стану, в

яких система залишається в межах одного інваріанта. Узагальнено виділяються три форми до здатності геосистем протистояти при зовнішньому впливові: зберігати свій стан протягом заданого часового інтервалу незмінним, до здатності відновлюватись після збудження в свій первинний стан і до наявності у геосистеми декількох станів та її здатності переходити у випадку необхідності із одного стану в інший, зберігаючи за рахунок цього інваріантні риси структури. Ці форми названо: інертністю, відновлюваністю і пластичністю [6]. Пірогенна релаксія геосистем окрім зазначених форм відновлюваності суттєво буде залежати від категорійних значень самого пірогенного чинника: інтенсивність вогню, сили, швидкості поширення, а також від ландшафтно-топологічних параметрів геосистеми, погодних умов, фенологічного періоду і найголовніше – від природної зональності. Гіпотетично період тривалості пірогенної релаксії повинен динамічно варіювати від геосистем північних природних зон до геосистем південних природних зон.

Вартим уваги є термін “ренатуралізація ландшафтів”. Питання ренатуралізації тісно пов’язані з господарською діяльністю людини. Антропогенний вплив на природні комплекси був як прямим, так й опосередкованим. Найбільший техногенний тиск спричинявся на ґрунтово-рослинні комплекси геосистем. Проте в результаті їх трансформації змінився мікроклімат природних комплексів, гідрологічні показники, швидкість ерозійних процесів і т. і. На них спостерігається процес ренатуралізації ландшафтів – природного відновлення (самовідновлення) природних комплексів після впливу чи значного зниження антропогенного навантаження [8]. В. С. Преображенський визначає ренатуралізацію, як зменшення глибини змін зв’язків між компонентами природного комплексу, спрямованого на відновлення його первинного стану [17].

Поняття ренатуралізація ландшафту на відміну від геоботанічного поняття сукцесія, враховує не лише біологічні особливості окремих видів рослин та їх взаємовідносини з довкіллям, а насамперед, спрямована на відновлення внутрішніх зв’язків в ландшафті і взаємообумовлений вплив рослинного покриву, як найбільш динамічного і активного компоненту, на інші компоненти ландшафту. Таким чином, геоботанічна сукцесія може розглядатися лише як складова частина процесу ренатуралізації. У хронологічному відношенні процес ренатуралізації може тривати десятки років. Процес ренатуралізації може розглядатися і як відновлення природних комплексів після порушення ландшафтних зв’язків в результаті дії пірогенного чинника. Проте, по відношенню до поняття релаксія геосистем, ренатуралізація ландшафту досить тривалий процес на меті якого є досягнення первинного стану ландшафту.

Висновки. Представлені теоретичні дослідження показово доводять про велике значення пірогенного чинника у формуванні, функціонуванні, стійкості та динаміці геосистем. Проведений аналіз вживаних сучасних наукових понять щодо відновлення природних комплексів, свідчить про те, що більшість із них спрямовані на дослідження відновлення геосистем до первинного стану. В геоекологічних дослідженнях, на жаль, недостатньо уваги приділено питанням комплексної оцінки пірогенного впливу на геосистеми різних природних зон та відновлення їх функціонування, в зв’язку з чим запропоновано термін “пірогенна релаксія геосистем”. Наявні результати щодо наслідків впливу пірогенного чинника на довкілля потребують узагальнення з метою виявлення закономірностей відновлення і відтворення геосистем після наслідків впливу викликаного пожежами в залежності від географічної зональності, ландшафтної структурованості та індивідуальних особливостей геосистем.

Список використаних джерел

1. *Аблесимов Н. Е., Земцов А. Н.* Релаксационные эффекты в неравновесных конденсированных системах. – М.: ИТиГ ДВО РАН, 2010. – 400 с.
2. *Арманд Д. Л.* Наука о ландшафте (основы теории и логико-математические методы). – М.: Мысль, 1975. – 287 с.
3. *Бурда Р. И.* Антропогенная трансформация флоры. – Киев : Наук. думка, 1991. – 168 с.

4. *Ворон В. П., Леман О. В., Стельмахова Т. Ф., Плугатар Ю. В.* Пожежі як чинник дестабілізації стану лісів зелених зон міст України // Науковий вісник НЛТУ. – 2005. – Вип. 15.7. – С. 139–145.
5. *Гриценко А. В., Буц Ю. В.* К вопросу о методологии исследований восстановления геосистем после чрезвычайных ситуаций // Проблеми охорони навколишнього природного середовища та екологічної безпеки: Зб. наук. пр. УкрНДІЕП. – Х.: ВД "Райдер", 2011. – Вип. XXXIII. – С.3–11.
6. *Гродзинський М. Д.* Стійкість геосистем до антропогенних навантажень. – К.: Лікей, 1995. – 233 с.
7. *Евдокименко М. Д.* Пирогенная дигрессия светлохвойных лесов Забайкалья // География и природные ресурсы / Сибирское отделение РАН. – Новосибирск, 2008. – № 2. – С. 109–115.
8. *Исаенко О. В.* Ренатурализация лесных ландшафтов Внутренней гряды Крымских гор: теоретические аспекты вопроса // Проблемы непрерывного географического образования и картографии: Сборник научных работ. – Винница: Антекс-УЛТД, 2004. – Выпуск 4. – С. 140–142.
9. *Круглов І.* Ландшафт як геосистема // Вісник Львівського університету. Серія географічна. – 2006. – Вип. 33. – С. 186–193.
10. *Кузик А. Д., Кучерявий В. П.* Вплив метеорологічних чинників на ксерофілізацію лісового середовища та виникнення пожеж // Лісівництво і агролісомеліорація. – Харків: УкрНДІЛГА, 2009. – Вип. 116. – С. 238–244.
11. *Лисенко Г. М.* Постпірогенні зміни екотопічних характеристик петрофітного степу "Кам'яні Могили" // Заповідні степи України. Стан та перспективи їх збереження : Матеріали Міжнар. наук. конф. – Армянськ : ПП Андрєєв О. В., 2007. – С. 70–73.
12. НАПБ А.01.002-2004 Правила пожежної безпеки в лісах України, затверджені наказом Державного комітету лісового господарства України 27.12.2004 року № 278 зареєстровані в Міністерстві юстиції України 24 березня 2005 року за № 328/10608.
13. *Некос В. Ю., Пічугіна Ю. О.* Проблема впливу пожеж на стан рослинного покриву // Людина і довкілля. Проблеми неоекології. – Харків : ХНУ, 2008. – № 1-2. – С. 21–25.
14. *Некос А. Н.* Вплив пірогенного чинника на різноманіття лісового травостою (на прикладі Куп'янського лісгоспу) / А. Н. Некос, М. В. Власюк // Збірник наукових праць VII Всеукраїнських наукових Таліївських читань. – Харків: ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2011. – С. 115–118.
15. *Одум Ю.* Основи екології. – М.: Мир, 1975. – 740 с.
16. *Подорожний С. М.* Пірогенні сукцесії кримськососнових лісів південного макросхилу Головного пасма Кримських гір : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. біол. наук : спец. 03.00.05 "Ботаніка" / С. М. Подорожний. – Ялта, 1999. – 18 с.
17. *Преображенский В. С, Александрова Т. Д., Куприянова Т. П.* Основы ландшафтного анализа. – М: Наука, 1988. – 192 с.
18. *Сафронов М. А., Волокитина А. В.* Пирологическое районирование в таежной зоне. – Новосибирск : Наука, 1990. – 205 с.
19. *Сочава В. Б.* Введение в учение о геосистемах. – Новосибирск: Наука, 1978. – 318 с.
20. *Сукачев В. Н., Дылис А. В.* Основы лесной биогеоценологии. – М., 1964.
21. *Ткаченко В. С., Сіренко В. О., Подпрятов О. О.* Степова пожежа та пірогенний експеримент в "Кам'яних могилах" (Донецька область) // Вісті Біосферного заповідника "Асканія-Нова". – 2010. – Том 12. – С. 5–20.
22. *Фуряев В. В., Киреев Д. М.* Изученики послепожарной динамики лесов на ландшафтной основе. – Новосибирск : Наука, 1979. – 160 с.
23. Релаксация [електронний ресурс]. – Режим доступу: http://www. http://dic.academic.ru/dic.nsf/es/48747/релаксация.
24. Модель эволюции литосферы [електронний ресурс]. – Режим доступу: http://www.http://geo-site.ru/index.php/2011-01-10-19-57-27/78-2011-01-06-10-17-01/304-2011-01-06-10-30-53.html.

* * *

УДК 911.3

ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА УНІКАЛЬНІ ГЕОКОМПЛЕКСИ ЧИВЧИН

Володимир Матвіїв

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, Львів, вул. Дорошенка 41,
e-mail: mat_vol@ukr.net

Гори Чивчини займають південно-східну частину Українських Карпат. Адміністративно розміщені в межах Івано-Франківської та Чернівецької областей. Довжина простягання становить близько 60 км з північного заходу (г. Стіг – 1 653 м) на південний схід (г. Гнітяса – 1 769 м), між долиною Чорного Черемоша на північному сході і Вазера на південному заході. Чивчинські гори займають центральну частину Мармаросько-Буковинського масиву [3].

Першим природознавцем, який відвідав Гуцульщину й опублікував свої нотатки про природу цієї частини Карпат, був геолог, професор Львівського університету, Бальтазар Гакетт. Під час своєї мандрівки він відвідав оз. Шибене із запрудою, верхню частину долини Чорного Черемоша і Чивчинські гори.

Після цих перших досліджень відбувається масове зацікавлення природою Східних Карпат. В другій половині XIX й на початку XX ст. дослідження рослинного покриву Покутських Карпат провели Гуго Запалович, Еміль Головкевич, В. Барчевський, Евстахій (Остап) Волощак, Антоні Реман, А. Ю. Сьлєдзіньскі, Юзеф Вроньскі, Антоні Залєвскі та ін. менш відомі дослідники. Найвідоміші географічні дослідження Гуцульщини, зокрема вертикального розподілу гірських екосистем, у часи перед Першою світовою війною були проведені знаменитими географами – Антоні Реманом та Еугеніушем Ромером. Реман є автором першої великої праці з географії Карпат “Карпати, описані під поглядом фізико-географічним” [4].

Після кількарічної перерви, спричиненої першою світовою війною, спостерігається великий поступ природничих досліджень, а також туризму на Гуцульщині. Окрім звичного зацікавлення дослідників гірськими масивом Чорногори, менше – Свидовця і Мармароських гір, у міжвоєнний час розпочалися дослідження і в Чивчинських горах.

Дослідження, які стосуються палеогеографії високогірних торфовищ, зокрема у Чорногорі і Чивчинських горах, провели Стефан Толпа, Григорій Козій, незабаром після війни була опублікована праця Анджея Сьродоня про верхню межу лісу в Чорногорі і Чивчинських горах.

У 1950 р. опублікована праця Г. Козія про палеогеографічні дослідження високогірних торфовищ, зокрема в Чорногорі і Чивчинських горах, а в 1958 р. – Василя Коліщука – про динаміку верхньої межі лісу [5].

Чивчинські гори були ціллю багаторічних досліджень проф. Богуміла Павловського, в результаті яких були опубліковані дві великі праці. Окрім геоботанічних і флористичних досліджень, Б. Павловський розробив проект створення резерватів на усій території Чивчинських гір.

Природний потенціал вивчений недостатньо, хоча перші наукові дослідження відносяться до 1935 р., які проводились Г. Генсіровські.

Стосовно повоєнного періоду, то слід зазначити, що флористичні дослідження, окрім досліджень рослинних угруповань та видів рослин, були спрямовані на дослідження змін рослинного світу як під впливом провождуваного полонинського господарства, так й зворотніх змін повернення до первісного стану. Подібні спостереження у даних час проводять у межах природоохоронних резерватів, де протягом останнього часу полонинське господарювання значно менше або ж цілком припинене.

Після Другої світової війни й фактично до кінця 80-х років минулого століття, Гуцульщина, як й інші регіони тодішнього СРСР, були майже повністю закритими для закордонних

дослідників. Лише протягом останніх років політична ситуація стала сприятливою для науковців з інших країн.

Геологічно – Чивчини є частиною Мармароського масиву. Рельєф Чивчинських гір – показово полонинський, це є однією з оригінальних особливостей цієї території. Орографічними межами Чивчин є потоки Шибений, Чорний Черемош, витоки Перкалабу – з півночі та сходу, долини потоків Соколова (Соколау), Вазер, Новелу, Цисла та її витоки – Белесина – з заходу і півдня. Слід зазначити, що поділ на Мармароські Альпи та Чивчинські гори стосується української частини Мармароського масиву. Румунські джерела розглядають цей район сукупно, як гори Марамуреш.

Орографічно Чивчини нагадують гребінь, основою якого є лінія головного хребта, а зубцями – бічні відроги, які спускаються до Чорного Черемоша. Головний Чивчинський хребет, який, одночасно, є частиною головного вододілу, починається від г. Стог 1 651 м, і простягається до г. Крецела (Занога) 1 853 м (гора – повністю на території Румунії), відповідаючи загальному напрямку з північного заходу на південний схід [7, 8].

Від головного хребта відходять численні короткі відроги в північному та північно-східному напрямках: Регєска Велика (між долинами Шибеного і Регєщика), хребет Руський Діл (між долинами Рагєщика і В. Керничого), відроги Керничого (між потоками Керничим і Рабинцем), відріг Боршутина (між зворами Рабинця та Прелучного), хребет Прелучний (між зворами Прелучного та Старостаєнського), хребет Добринь (між Старостаєнським потоком і потоком Добринь), відріг В. Будичевської – Чурюс (в витоках потоку Добринь), хребет Чивчин (між зворами Добриня і Альбіна), хребет Альбін (між потоками Альбін та Попадинець), хребет Лостунь (між зворами Попадинця і Лостуня), хребет Баласинів в верхів'ях Лостуня, хребет Ротундул. Від Палениці відходить хребет, який сполучає Чивчини з Гринявськими горами.

Для Чивчинського хребта характерним є наявність субальпійського поясу. Полонини, які займають майже всю цю смугу, мають дуже велику протяжність і в Українських Карпатах поступаються лише Гринявським горам. До середини 90-х років минулого століття тут проводився інтенсивний випас худоби (корів та овець). Слід зазначити, що збільшення площі полонин проводилось за рахунок вирубування дерев та криволісся. У теперешній час ці території пустують, багато колиб в зруйнованому стані, лише на деяких ще ведеться полонинське господарство. Для південної частини хребта характерна асиметрія північного (пологий) та південного (крутий) макросхилів. Верхня частина хребта від Комана до Крецели зашита важкопрохідним жерепом [6].

Ще однією унікальністю чивчинських верхів є часті скали-залишенці, так звані Баби, висота яких досягає 10-ти метрів і більше. Ці форми можуть бути цікавими для навчальних екскурсій, як місцевих школярів, так і для фахівців географів, геологів та ін. Так гора Чивчин (1766 м) – одна з небагатьох вершин Українських Карпат, де є виходи порфіритів – найдавніших порід вулканічного походження. Цікавим об'єктом природи є група скал Камінь Мокриню, складена з вапняків тріасового періоду [10].

Полонина Палениця є найвищим плоскогір'ям України. Це широка полонина, якою легко пересуватися, оскільки через неї проходить колишня дорога. Тут розташовано багато сакральних пам'яток (каплички, пам'ятні хрести), які розміщені поблизу колиб, на роздоріжжях, вершинах. Оскільки, вздовж усього чивчинського хребта проходить Державний кордон України з Румунією, то необхідно мати дозвіл прикордонників на перебування на цих теренах.

На території Чивчинських гір є бальнеологічні ресурси. Найвідоміші серед них є мінеральні джерела Буркуту. Це найдавніша польська бальнеологічна здравниця. Найкращі свої часи Буркут-курорт пережив у 20-х роках XIX ст. В ті часи там було збудовано більше 15 вілл. Курорт був зруйнований австрійським військом у 1848 р. під час придушення революційних заворушень. У 80-х XIX ст. роках курорт ожив, але подальший його розвиток було перервано Першою світовою війною. Планувалось прокладання дороги Гринява – Копілаш, але ці плани лишились проектами. Основний потік відпочиваючих добирався до Буркуту традиційним плаєм з с. Гриняви через перевал Ватонарку і полонину Лукавицю [2].

В долині потоку Альбін, в 4 км вище його устя в Чорний Черемош є ще одне джерело мінеральної води “Буркут”.

В долині потоку Попадинець, в 5 км від устя знаходилась польська геологічна партія, що займалась розвідкою родовищ графіту на початку ХХ ст., в долині Чорного Черемошу, за устям Прелуки – інша партія, що займалась пошуками родовищ марганцю [1].

Серед антропогенних споруд, яка є надзвичайно цікавою для рекреантів є клауза Лостунь – найбільша в Карпатах гребля зі шлюзом. Розташована на висоті 1 160 м. В часи, коли Черемошем здійснювався сплав лісу – була найсучаснішою інженерною спорудою. Особливістю цієї клаузи був розподіл акумульованої води відразу у дві долини: Чорного Черемошу і Лостуня [2].

Список використаних джерел

1. *Генсіровські Г.* Пшеводнік по Бескідах Всходніх, том ІІ “Пасмо Чарногорскіє”, Львів–Варшава, 1935; репрінт Антикваріат Гурскі “Філяр”, Кєльце, 2000.
2. *Маценко Г.О.* Книга рекордів України. Природа навколо нас. – Тернопіль: Навчальна книга - Богдан, 2000.
3. Географічна енциклопедія України. – Київ: Українська Радянська енциклопедія ім. М. П. Бажана, 1989–1991.
4. Гори Гуцульщини. Путівник, який об’єднує / Під ред. Анджея Вальохи. Центральний осередок гірського туризму ПТТК. – Краків, 2006. – 224 с.
5. *Нестерук Ю.* Історія охорони природи в Чорногорі // Праці Наукового товариства імені Шевченка. – Львів, 1999. – Т. 3. – С. 254–273.
6. Подорожі в Українські Карпати: Збірник / Упоряд. і вступна стаття М. А. Вальо; Худож. В. В. Ковальчук. – Львів: Каменяр, 1993. – 279 с.
7. Природа Івано-Франківської області / Під ред. К. І. Геренчука. – Львів: Вища школа, 1973.
8. Природа Українських Карпат / Під ред. К. І. Геренчука. – Львів: Вища школа, 1968. – 251 с.
9. *Пясецький А.* Українські карпатські заповідники // Наша Батьківщина. – 1937. – № 4–5. – С. 35–36.
10. Украинские Карпаты. История. – К.: Наукова думка, 1989. – 263 с.

* * *

УДК 502.5 + 911.3 (477.43)

РАЙОНУВАННЯ ЗООЦЕНОЗІВ АНТРОПОГЕННИХ ЛАНДШАФТІВ ПОДІЛЛЯ

Станіслав Придеткевич

Кам’янець-Подільський національний університет імені Івана Огієнка,
Україна, 32300, м. Кам’янець-Подільський Хмельницької обл., вул. Огієнка, 61,
e-mail: post@kpnu.edu.ua

Вихідні передумови. Територіальна диференціація зооценозів невід’ємно взаємопов’язана із природною зональністю, яка є найважливішим чинником еволюційних перетворень, географічного розповсюдження видів, генезису фауни, формування властивих лише окремо взятим ландшафтам угруповань тварин. Як зазначав Ю. І. Чернов значення зонально-кліматичних градієнтів середовища в тих або інших сферах організації біосфери далеко нерівноцінне. Якщо за відношенням для одних явищ, наприклад структури зооценозів, географічна зональність – чинник, що визначає головні закономірності, то для інших – це лише окремий випадок варіювання середовища. Іншими словами, при розгляді ролі географічної зональності в організації біосфери необхідний строго аналітичний, диференційований підхід [4].

Метою дослідження є аналіз існуючих схем зоогеографічного районування території Поділля та визначення основних територіальних структур зооценотичного районування антропогенних ландшафтів Поділля.

Виклад основного матеріалу дослідження. Вчення про географічну зональність, обґрунтоване працями А. Гумбольдта, В. Докучаєва, Л. С. Берга необхідно розглядати не тільки із загальногеографічної точки зору, але й із позицій галузевих наук. Це явище знайшло широке застосування в геоботаніці, ґрунтознавстві, геохімії, зоогеографії та ін. Проте галузеві науки не подають спеціального аналізу проблемам зональності, а констатують лише фактичні результати наявності чи відсутності того чи іншого виду на конкретній території.

Ю. І. Чернов зауважив, що антропогенні умови є могутнім чинником розширення зональних меж поширення наземних тварин. За рахунок чого зооценотичний склад окремих ландшафтних комплексів значно збагачується. Багато транспалеарктичних і космополітних синантропних форм у минулому були типовими представниками зональної фауни [4].

Значення тварин в процесах, що протікають у ландшафтах різноманітне. Воно залежить від різних факторів і перш за все від структури зооценозу. Вивчення географічних особливостей поширення тварин та їх картографування є одним із важливих завдань сучасного антропогенного ландшафтознавства.

Обов'язковим елементом створення зоогеографічних карт є вивчення ландшафтної структури території, що є основою для будь-якого виду районування [2]. Це створює для зоогеографів певну проблему, оскільки необхідно проводити комплексне дослідження території, що можливо лише за умови наявності фахівців із багатьох природничих наук. Окрім того, недостатній розвиток зоогеографічних знань полягає у складності проведення кількісних обліків наземних тварин та екстраполяції їх результатів на значні території. Це пов'язано в першу чергу з особливостями екології різних видів тварин, в тому числі й їх рухливістю та різкими коливаннями чисельності. Разом з тим, без кількісної оцінки тварин неможливі ні виявлення основних географічних закономірностей структури їх угруповань, біоценозів і біосфери в цілому, ні з'ясування їх місця та значення в природних процесах і кругообігу речовин [3].

У зв'язку із вищевказаними проблемами на теперішній час, досить відмінними є усі представлені схеми зоогеографічного районування. Це пов'язано із тим, що науковці у своїх працях оперували різним кількісним та якісним фактичним матеріалом.

Праці, в яких подаються будь-які відомості про зоогеографічне районування Поділля дуже нечисленні. У більшості із них територія розглядається в контексті більш крупних територіальних одиниць, у які вона входить.

Історія розвитку зоогеографічного районування території Поділля сягає 1882 р., коли вийшла з друку класична праця М. А. Мензбіра "Орнитологическая география Европейской России". Вченим виділено зоогеографічні одиниці відповідного таксономічного рівня та вказано на їх взаємозв'язок та субординацію.

Більш детальну схему зоогеографічного районування на початку XX ст. подає Браунер (Браунер, 1907), яке побудоване на основі особливостей поширення багатьох класів тварин.

Зоогеографічному районуванню колишньої території Волино-Подільського плато присвячують свої роботи зарубіжні автори Е. Ромер (1928), Р. Кунце і Я. Носькевич (1938).

Значний внесок у розвиток зоогеографічної науки, а відповідно і у вивчення питань особливостей зоогеографічного районування території Поділля займались також В. П. Храневич (1925), Л. А. Портенко (1928), Н. В. Шарлемань (1937), І. І. Пузанов (1938, 1949), Б. А. Кузнєцов (1950), А. А. Мигулін (1956), Ф. И. Страутман (1958), Л. Ф. Назаренко (1959), М. А. Воїнственський (1960), Г. Й. Щербак (1988) тощо.

Як уже згадувалось, усі згадані схеми зоогеографічного районування різняться між собою не тільки на локальному або регіональному рівнях, суттєва відмінність простежується і на планетарному рівні. А саме, відрізняється навіть кількість фауністичних царств (областей). Що за собою веде й відмінність у структурі дрібніших таксономічних одиниць.

Окрім того, проблема полягає ще й у тому, що жодне із перелічених районувань не враховує особливості зооценотичної структури сільськогосподарських (які складають до 85 % території Поділля), селитебних (до яких приурочені синантропні та урбанофільні тварин, які в загальній зооценотичній структурі значно перевищують антропоофобні види) та водних антропогенних ландшафтів (їх формування значно розширює видове різноманіття лімнофільних видів).

Інший аспект проблеми полягає у тому, що в основу зоогеографічних районувань, як правило беруть поширення реліктових та ендемічних видів, не враховуючи тим самим видів-домінантів конкретно взятої території. Як на нашу думку, такий підхід є не завжди вдалим, оскільки це вносить значні відмінності між реально існуючими зооценозами та «віртуально» створеними неіснуючими абстрактними комплексами.

Вивчення шляхів і джерел формування зооценозів антропогенних ландшафтів, не отримало до цього часу належної уваги. Тому й у зв’язку із невирішеністю цієї проблеми постає необхідність у доповненні існуючих схем зоогеографічних районувань, із врахуванням особливостей структури зооценозів у сучасних реально існуючих ландшафтах.

Проаналізувавши структуру зооценозів різних класів антропогенних ландшафтів встановлено, що географічна зональність частково простежується і у просторовій диференціації тварин досліджуваної території.

Г. І. Денисик наголошує, що не на всі антропогенні ландшафти зональні чинники діють однаково. Так на функціонування сільськогосподарських, лісових антропогенних та рекреаційних ландшафтів природні особливості тієї чи іншої смуги відображаються безпосередньо; значно менше вони впливають на селитебні та водні антропогенні комплекси і лише посередньо – на розвиток промислових, дорожних та белігеративних. Особливості прояву зональних чинників залежать також від структурної організації антропогенних ландшафтів. Після формування, розвиток власне антропогенних ландшафтів цілком підпорядкований природним (зональним) умовам [1].

Врахувавши регіональний розподіл антропогенних ландшафтів, їх співвідношення із структурою наземних хребетних тварин в окремо взятих ландшафтних комплексах, в межах Поділля було виділено 6 антропогеннно-зооценотичних райони: Придністерський, Товтровий, Побузько-Слуцький, Центрально-Подільський, Західно-Подільський та Поліський.

Висновки. За результатами дослідження сформульовані такі висновки:

- ✓ вивчення географічних особливостей поширення тварин та їх картографування є одним із важливих завдань сучасного антропогенного ландшафтознавства;
- ✓ існуючі схеми зоогеографічного районування різняться між собою як на локальному і регіональному, так і на планетарному рівнях;
- ✓ жодне із зоогеографічних районувань не враховує особливості зооценотичної структури значно переважаючих за площею антропогенних ландшафтів Поділля;
- ✓ в межах Поділля можна виділити 6 антропогенно-зооценотичних райони (Придністерський, Товтровий, Побузько-Слуцький, Центрально-Подільський, Західно-Подільський та Поліський), які вирізняються, як за ландшафтною структурою, так і за сформованими у них зооценозами.

Список використаних джерел

1. *Денисик Г. І.* Лісополе України / Г. І. Денисик. – Вініця : ПП “В-во “Тезис”, 2001. – 284 с.
2. *Страутман Ф. И.* Зоогеографическое районирование западных областей Украины на основании распространения позвоночных животных // Проблемы зоогеографии суши / Ф. И. Страутман, К. А. Татаринов. – Львов : Из-во Львовского ун-та, 1958. – С. 260–267.
3. *Ходашова К. С.* О географических особенностях структуры населения наземных позвоночных животных. / К. С. Ходашова // Зональные особенности населения наземных животных. – М. : Наука, 1966. – С. 7–38.
4. *Чернов Ю. И.* Природная зональность и животный мир суши / Ю. И. Чернов. – М. : Мысль, 1975. – 222 с.

* * *

УДК 504.54(23)(282.24.34)

ДИНАМИКА НЕКОТОРЫХ ГЕОСИСТЕМ ЗАПАДНОГО КРЫМСКОГО ПРЕДГОРЬЯ

Андрей Панин

Таврический национальный университет имени В. И. Вернадского,
Украина, АР Крым, 95033, г. Симферополь, просп. В. И. Вернадского, 4,
e-mail: rector@tnu.crimea.edu (для А. Г. Панина)

Предгорья, как переходные территории между равнинами и горами, представляют собой особый вариант частей географической оболочки [4]. Западное Крымское Предгорье – от мыса Херсонес до реки Зуя – объект ландшафтно-геосистемных исследований автора [5, 6] – одна из наиболее контрастных частей полуострова. Регион характеризуется сложной экотонностью, большим биологическим и ландшафтным разнообразием, давним и плотным ныне заселением, многоплановым хозяйственным освоением, высокой динамичностью геосистем. Изучение динамики его геосистем необходимо и для обоснования охраны природы, и для экологизации природопользования [5, 6]. Автор стоит на позициях совмещения на примере Западного Крымского Предгорья классической морфологии ландшафта [9] с теорией геосистем и ее терминологией, прежде всего с эпигеосистемами, факторально-динамическими рядами (ФДР), геомерами и геохорами [3, 8, 10], а также с антропогенными трансформационно-восстановительными рядами (АТВР), рядами дигрессии и ренатурализации ландшафтов [1, 5, 6]. Исходя из выше изложенного, автор видит цель работы в показе и обосновании некоторых геосистемно-динамических особенностей изучаемой территории. Задачами же являются: показ значительно большего, чем в Сибири, разнообразия ФДР, разнообразия АТВР и их сложного взаимодействия с ФДР; подход к выявлению многопорядковости и сложного соподчинения эпифаций территории. Помимо исследований ученых Института Географии Сибири и Дальнего Востока (ИГСиДВ) РАН проблеме динамики геосистем в той или иной степени посвящены работы ряда украинских, в том числе и крымских географов [1, 2, 5, 6, 7]. Все это послужило базой для дальнейших исследований автора [5, 6].

По мнению автора в изучаемом районе присутствует большое количество ФДР – плакорных, литоморфных, галоморфных, псамморфных, экспозиционных и переходно-комбинированных. АТВР также многочисленны: связанные с сельским и лесным хозяйством, добычей полезных ископаемых, строительством, промышленностью и с восстановлением после снятия, ослабления или изменения антропогенных воздействий. Автор считает, что на изучаемой территории эпифации подразделяются, по меньшей мере, на 4 соподчиненных порядка. Данные представления отображены на рисунках 1–4 с показом лишь некоторых рядов. Автор предполагает естественную или незначительно нарушенную человеком, наиболее крупную по площади и содержанию моноцентричную структуру внутри стрии или литологически однородной местности с ядром в виде коренной, мнимокоренной, условнокоренной или иной фации называть *эпифацией первого порядка* (рис. 1). Группировку естественных фаций вокруг естественной же, но не коренной (не мнимокоренной, не условнокоренной), фации в одном из ФДР – литоморфном, гидроморфном и др. – эпифации первого порядка предлагается именовать *эпифацией второго порядка* (рис. 2). Группировку состояний фаций, вызванных определенным антропогенным воздействием и образующих определенный АТВР – пастбищный, лесорубный и др. – на базе ядра в том или ином ФДР и внутри эпифации второго порядка автор предлагает именовать *эпифацией третьего порядка* (рис. 3). То или иное устойчивое производное состояние фации, например, сельскохозяйственное, в случае забрасывания или снижения интенсивности использования угодий, в свою очередь, может стать центром новой моноцентричной динамической структуры – *эпифации четвертого порядка* (рис. 4). Здесь показана наиболее общая каскадная схема. В действительности же

эпифациальные, факторально-динамические и трансформационно-восстановительные закономерности и взаимодействия могут быть значительно сложнее.

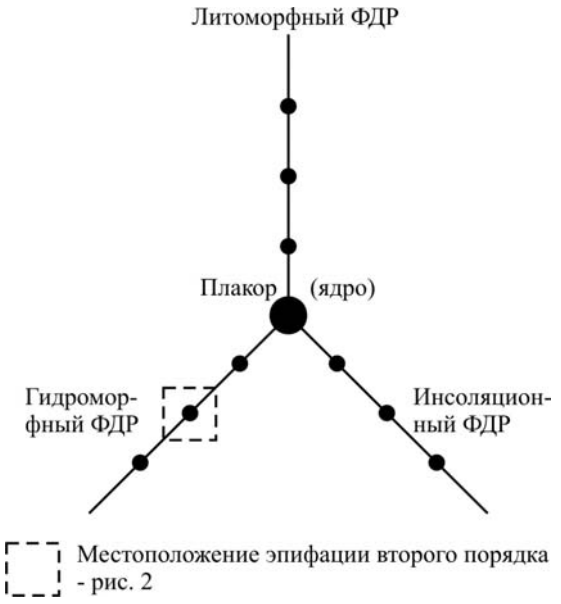


Рис. 1. Эпифация первого порядка – естественная структура с коренным плакорным ядром и факторально-динамическими рядами

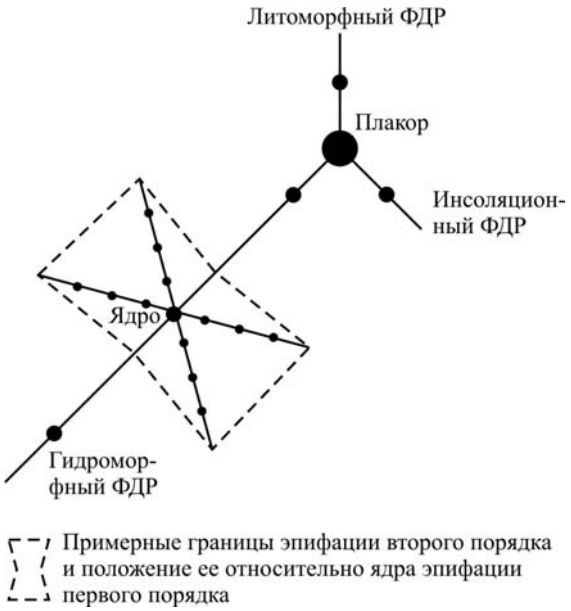


Рис. 2. Эпифация второго порядка с ядром в виде одной из естественных фаций гидроморфного ФДР и подчиненными ему естественными переменными состояниями

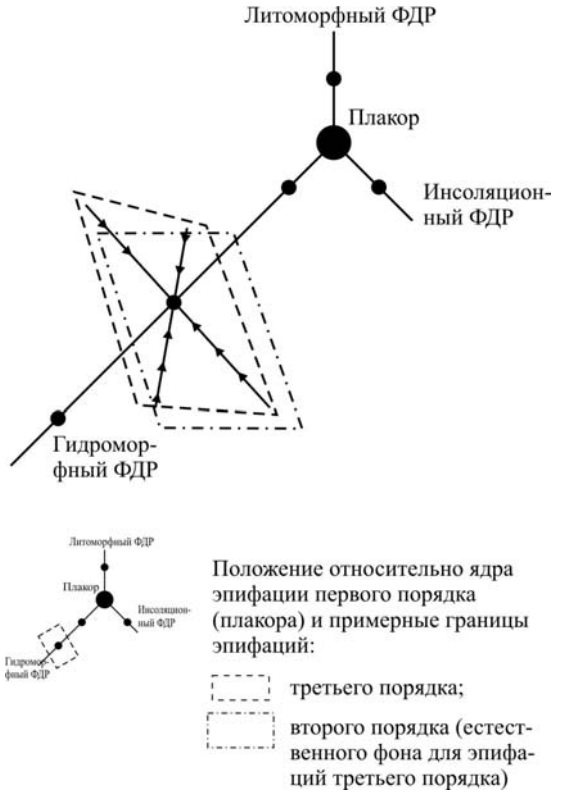


Рис. 3. Эпифация третьего порядка с ядром в виде одной из естественных фаций гидроморфного ряда и подчиненными ему антропогенно-производными состояниями

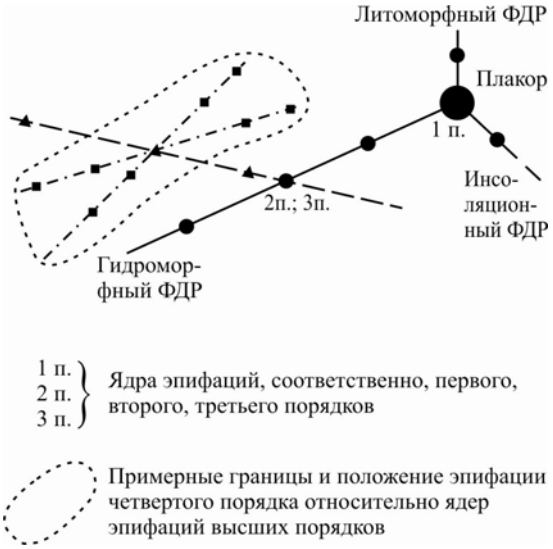


Рис. 4. Эпифация четвертого порядка с ядром в виде одного из устойчивых производно-антропогенных состояний фации гидроморфного ряда и подчиненными ему неустойчивыми производно-антропогенными состояниями

Итак, западное Крымское Предгорье является сложным экотоном, отличается большим ландшафтным разнообразием, давним и разнообразным освоением, высокой и сложной природно-антропогенной динамичностью геосистем. Данные особенности необходимо учитывать и в охране природы, и в природопользовании. Проблема требует дальнейшего исследования.

Список литературы

1. *Гришанков Г. Е.* О несводимости рядов дигрессии и ренатурализации ландшафтов Крыма / Г. Е. Гришанков, Е. А. Позаченюк // Краеведческие исследования антропогенных ландшафтов. – Воронеж: Издательство Воронежского университета, 1983. – С. 32–39.
2. *Гродзинський М. Д.* Основи ландшафтної екології / М. Д. Гродзинський. – Київ: Либідь, 1993. – 224 с.
3. *Крауклис А. А.* Проблемы экспериментального ландшафтоведения/ А. А. Крауклис. – Новосибирск: Наука, СО, 1979. – 232 с.
4. *Максютов Ф. А.* Барьерные ландшафты СССР/ Ф. А. Максютов. – Саратов: Издательство Саратовского университета, 1981. – 140 с.
5. *Панин А. Г.* Изучение динамики геосистем и его роль в обосновании природоохранной сети Крымского Предгорья/ А. Г. Панин // Ученые записки Таврического национального университета им. В. И. Вернадского. – Симферополь: ТНУ, 2004. – Т. 17 (56). – № 1. Спец. выпуск, посвященный 140-летию со дня рождения В. И. Вернадского. – С. 278–283.
6. *Панин А. Г.* Взаимодействие природных компонентов и его роль в формировании ландшафтов на примере Западного Крымского Предгорья/ А. Г.Панин // Ученые записки Таврического национального университета им. В. И. Вернадского. – Симферополь: ТНУ, 2012. – Т. 25 (64). – №2. География. – С. 81–91.
7. *Петлін В. М.* Закономірності організації ландшафтних фацій/ В. М. Петлін. – Одеса: Маяк, 1998. – 240 с.
8. *Рюмин В. В.* Динамика и эволюция южносибирских геосистем/ В. В. Рюмин. – Новосибирск: Наука, СО, 1988. – 136 с.
9. *Солнцев Н. А.* Учение о ландшафте. Избранные труды/ Н. А. Солнцев. – М.: Издательство Московского университета, 2001. – 384 с.
10. *Сочава В. Б.* Введение в учение о геосистемах/ В. Б. Сочава. – Новосибирск: Наука, СО, 1978. – 320 с.

* * *

УДК 911.2

ПАРАДИНАМІЧНІ І ПАРАГЕНЕТИЧНІ ЗВ'ЯЗКИ ТА ЛАНДШАФТИ

Юрій Яцентюк

Вінницький державний педагогічний університет імені М. Коцюбинського,
Україна, 21100, м. Вінниця, вул. Острозького, 32,
e-mail: yatsentuky@gmail.com

Вивчення парадинамічних і парагенетичних зв'язків та ландшафтів допомагає виявити механізми виникнення проблем навколишнього природного середовища. Тому актуальним є з'ясування змісту деяких термінів.

Парадинамічні ландшафти – це цілісна система з двох і більше ландшафтних комплексів, що взаємопов'язані активним обміном речовини, енергії та інформації. Два і більше суміжних ПТК будь-якого рангу, між якими існують горизонтальні динамічні зв'язки будь-якого типу, Ф. М. Мільков розглядав як парадинамічний комплекс. Парадинамічні ландшафти одночасно можуть бути і парагенетичними.

Слово “парагенезис” утворилось поєднанням слів “пара” і “генезис”. *Пара* (з нім. paar) – два однорідні предмети, що разом використовуються та утворюють єдине ціле, комплект. Або це один предмет, що поєднує в собі дві однакових частини [5]. *Генезис* (з грецьк. genesis) – походження, виникнення; в широкому значенні – це момент зародження та наступний процес розвитку, що привів до певного стану, вигляду, явища [3, с. 286]. Отже, дослівно *“парагенезис”* – це процес спільних виникнення та розвитку предметів або їх частин.

Термін “парагенезис” (“парагенезис мінералів”) використовується у мінералогії та означає закономірний спільний вміст у гірських породах і родовищах мінералів, що пов’язані умовами утворення [4]. Виходячи з вище наведеного, *парагенезис ландшафтів* – це процес спільних виникнення та розвитку кількох або більшої кількості ландшафтних комплексів. Система ландшафтних комплексів, що утворена і досягла певного рівня розвитку внаслідок парагенезису ландшафтів, називається парагенетичною, а такі ландшафти – *парагенетичними*.

У ландшафтознавство поняття “парагенетичний (від грецьких “para” – біля, поруч, близький, подібний; та “genesis” – народження) комплекс” у 1966 р. ввів Ф. М. Мільков. *Парагенетичними ландшафтами* він називав “…системи суміжних, активно взаємодіючих комплексів, що мають спільне походження” [1]. Два і більше суміжних ПТК будь-якого рангу, між якими існують горизонтальні динамічні зв’язки будь-якого типу, Ф. М. Мільков розглядав як парадинамічний комплекс або як парагенетичний, якщо ці ПТК ще й спільні за генезисом. Під спільністю походження розуміється одночасне або послідовне виникнення взаємопов’язаних комплексів під дією певного виду процесів і факторів.

Кожен парагенетичний ландшафтний комплекс є одночасно парадинамічним, але не кожен парадинамічний ландшафтний комплекс є парагенетичним.

Суміжні ландшафтні комплекси, які входять до складу парадинамічної системи, виступають один відносно іншого як контрастні середовища і взаємодіють між собою шляхом обміну речовин, енергії та інформації. Чим контрастніше складові цієї системи, тим інтенсивніше обмінні процеси – зв’язуючий початок парадинамічних і парагенетичних комплексів. У цьому їх принципова відмінність від регіональних і типологічних комплексів, виділення яких ґрунтується на принципі відносної однорідності складових частин.

Парадинамічні ландшафтні комплекси – це різномасштабні системи від суміжних урочищ до материків з океанами. Близькими до цього поняття є “конекційні райони” Б. Б. Родомана, “геосистеми” К. М. Дьяконова та М. О. Гвоздецького, “геосиноли” О. Ю. Ретеюма [2].

Інтеграторами ландшафтних комплексів різних ієрархічних рангів у складі парадинамічних ландшафтних комплексів виступають парагенетичні та парадинамічні зв’язки. У залежності від закономірностей, які є основою прояву зв’язків, як серед перших, так і серед других виділяють два види – натуральні та суспільні.

Натуральні парагенетичні зв’язки – це взаємозв’язки, які призводять до утворення парагенетичного ландшафтного комплексу завдяки прояву натуральних закономірностей. *Суспільні парагенетичні зв’язки* – це взаємозв’язки, які призводять до утворення парагенетичного ландшафтного комплексу завдяки прояву суспільних закономірностей [7].

Парадинамічні зв’язки – це взаємозв’язки, представлені потоками речовин, енергії та інформації, що об’єднують в єдину функціонуючу систему два і більше ландшафтних комплексів та проявляються через залежність характеристик останніх [8]. *Натуральні парадинамічні зв’язки* – це взаємозв’язки, які об’єднують складові парадинамічного ландшафтного комплексу завдяки прояву натуральних закономірностей. *Суспільні парадинамічні зв’язки* – це взаємозв’язки, які об’єднують складові парадинамічного ландшафтного комплексу завдяки прояву суспільних закономірностей. Прикладом натуральних закономірностей є прояви сил земного тяжіння, а суспільних – розташування цегельних заводів якнайближче до родовищ глин з метою підвищення економічної ефективності їх функціонування.

За місцем дислокації серед парагенетичних і парадинамічних зв’язків виділяють: 1) *внутрішньосистемні* – зв’язки, які проявляються лише у межах простої системи (наприклад, у межах гірничопромислової ландшафтно-інженерної системи); 2) *міжсистемні* – зв’язки, які проявляються між: а) простими ландшафтно-техногенними системами (гірничопромисло-

вою і промисловою); б) складними ландшафтно-техногенними системами (наприклад, між містом і приміською зоною). За спрямованістю виділяють *прямі* та *зворотні* парагенетичні й парадинамічні зв'язки. Як перші, так і другі можуть бути *безпосередніми* та *опосередкованими*. За рівнем комплексності виділяють два види парагенетичних і парадинамічних зв'язків: 1) *компонентні* – проявляються в певному геокомпоненті; 2) *комплексні* – проявляються в усіх компонентах ландшафтного комплексу.

Доцільно виділяти такі дві групи парадинамічних і парагенетичних ландшафтних комплексів: натуральні та антропогенні. Натуральні парадинамічні та парагенетичні ландшафтні комплекси утворюються та функціонують завдяки натуральним парагенетичним і парадинамічним зв'язкам.

Антропогенний парадинамічний ландшафтний комплекс – це система суміжних або незначно віддалених ландшафтних комплексів, активний взаємозв'язок між якими відбувається завдяки господарській діяльності людини та її результатам.

Антропогенний парагенетичний ландшафтний комплекс – це система суміжних або віддалених динамічно пов'язаних ландшафтних комплексів, що виникли одночасно або послідовно під впливом людської діяльності та її результатів [6].

Список використаних джерел

1. *Мильков Ф. Н.* Парагенетические ландшафтные комплексы / Ф. Н. Мильков // Научные записки Воронежского отделения географического общества СССР. – Воронеж, 1966. – С. 2–13.
2. *Ретеюм А. Ю.* О геокомплексах с односторонним системообразующим потоком вещества и энергии / А. Ю. Ретеюм // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1971. – № 5. - С. 34–51.
3. Советский энциклопедический словарь / [гл. ред. А. М. Прохоров]. – 3-е изд. – М.: "Советская энциклопедия", 1984. – 1600 с.
4. Толковый словарь иностранных слов [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://www.onlinedics.ru/slovar/inyaz.html.
5. Толковый словарь Ушакова [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://www.onlinedics.ru/slovar/ushakov.html.
6. *Яцентюк Ю. В.* Долинно-балково-яружний антропогенний парагенетичний ландшафтний комплекс / Ю. В. Яцентюк // Наукові записки Вінницького держ. пед. ун-ту ім. М. Коцюбинського. Серія: Географія. – Вінниця: Гіпаніс, 2002. – Вип.4. – С. 41–48.
7. *Яцентюк Ю. В.* Парагенетические связи и ландшафтные комплексы городов Центральной лесостепи Украины: вопросы теории и рациональной организации / Ю. В. Яцентюк // Теоретические и прикладные аспекты оптимизации и рациональной организации ландшафтов. – Воронеж, 2001.– С. 207–209.
8. *Яцентюк Ю. В.* Парадинамічні зв'язки та екопроблеми міських ландшафтів Центрального лісостепу України / Ю. В. Яцентюк // Регіональні екологічні проблеми. – К.: Обрії, 2002. – С. 249–251.

* * *

УДК 911:502.51(477)

ТОПОКЛІМАТИ ДОЛИННИХ ЛАНДШАФТІВ СЕРЕДНЬОГО ДНІСТРА

Дарія Холявчук

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича,
Україна, 58002, м. Чернівці, вул. Коцюбинського, 2,
e-mail: xodarka@gmail.com

Контактність положення долини Середнього Дністра в зоні активної взаємодії різнотипних ландшафтних, і зокрема кліматичних систем, їхня висока проторова-часова мінливість,

дуалізм дії рис рівнинного та гірського рельєфу і, відповідно, типів ландшафтів різних центрів формування визначають особливе кліматичне місце регіону в українському рівнинному ландшафтному просторі. Для природно унікального і різноманітного середньодністерського регіону характерний клімат із складною внутрішньою структурою, відмінний від інших суміжних природних регіонів.

Визначення внутрішніх локальних кліматичних відмінностей сприяє з’ясуванню ландшафтної унікальності та різноманіття регіону як однієї з передумов раціонального природокористування. Тому основні завдання дослідження полягають у виявленні місцевих кліматичних рис середньодністерських долинних ландшафтів та їхньому означенні.

Аналіз теорії кліматичної ієрархії [3, 4, 7, 9], попередні кліматичні дослідження Середнього Придністер’я О. Киналь [1, 2] і автора [5] вказують на мезокліматичні ознаки в досліджуваному регіоні. Так, клімат дністерської каньйонної долини відрізняється від суміжних рівнинних регіонів термічним режимом теплого періоду (вищими значеннями денних температур – на 2–5 °С і більшими добовими амплітудами температур – на 10–15 °С), складним полем розподілу показників зволоження (з орографічно визначеними максимумами), місцевоциркуляційними рисами вітрового режиму (невисокими значеннями сили вітру, існуванням місцеводолинних вітрів).

Внутрішні кліматичні відмінності в межах каньйонної долини Дністра формуються під прямим чи опосередкованим впливом ряду геоморфологічних особливостей. Зокрема, для середньодністерської долини характерне переважання широтної та субширотної орієнтації, глибокий врiз (до 120 м) у відносно плоску поверхню високих і надвисоких терас каньйону; вервицеподібна асиметрична каньйоноподібна будова, великі вузли круто врізаних меандр; широкий розвиток і різноманіття схилових місцевостей. Масштаби і складність розчленування поверхні дністерської долини свідчать про існування орокліматогенного комплексу рівнинного впливу з мезокліматичними рисами. В його межах можна виявити висотне різноманіття локальних кліматів.

Більшість сучасних місцевокліматичних та деякі мікрокліматичні дослідження зарубіжних науковців [8, 9, 10, 11] сільськогосподарського, містобудівного і рекреаційного змісту належать до топокліматичних. При цьому масштаби таких спостережень в залежності від складності орографії та геофізичних характеристик коливаються від сотень метрів до десятків і сотень кілометрів. До сьогодні чітких меж між поняттями місцевий, топо- і мікроклімат не визначено, а тому часто вони ототожнюються. Однак, суттєвим, на нашу думку, є прояв тополіматичних відмінностей у добовому часовому масштабі. Інші відмінності між топокліматом, мезо- та місцевим кліматом окреслені в попередніх дослідженнях автора [6]. На наш погляд, топокліматичні одиниці найвдаліші для окреслення кліматичних неоднорідностей в межах долини середнього Дністра.

Топокліматична мозаїка у середньодністерському ландшафтному регіоні формується під впливом чинників різного генезису та сили. Ядрами топокліматичного різноманіття виступають численні круто врізані меандри і цілі “меандрові” вузли. Протяжність таких вузлів досягає 25–35 км, ширина зони меандрування – 3–8 км, що є достатньо в просторовому вимірі для існування набору меандрових топокліматів.

Власні спостереження протягом 2006–2010 рр. та попередні експедиційні дослідження кафедри фізичної географії та раціонального природокористування показують, що топокліматичні відмінності досягають максимальних значень при антициклональних типах погод теплого періоду року, виявляються у висотній кліматичній диференціації (“долинна”, середня та верхня смуги) і мають добову динаміку (див. табл.).

В результаті аналізу розподілу метеопоказників репрезентативних метеостанцій і спостережень у межах долини найчіткіше виявлені ознаки “долинного” топоклімату. Він характерний для ландшафтних комплексів заплав і похилих низьких внутріканьйонних терас. Поширений фрагментарно з приуроченістю до меандрових комплексів долини. Такі топоклімати вирізняються температурними екстремумами і своєрідною мікроциркуляцією.

Інтенсивне прогрівання днищ річкових долин при літніх антициклональних типах погоди сприяє формуванню комфортних рис топокліматів захищених місцевостей. Зокрема, найвищі літні температури спостерігаємо у експозиційно захищених, добре інсольованих долинних місцевостях. У глибоких ділянках каньйону Дністра (як і в подібних за будовою допливах) виявлені найвищі значення денних строкових температур (+25–35 °С), максимальних добових температур (+35–38 °С). Високі денні температури були помічені ще в першій половині минулого століття польською гідрометслужбою і в каньйоному допливі р. Смотрич, м. Кам'янець-Подільському – до +38 °С. Водночас, тут же спостерігали найвищі амплітуди температур (63–68 °С). Всі ці характеристики відрізняють "долинні" топоклімати від топокліматів місцевостей високих і надвисоких терас та вододілів.

Водночас, для виражених каньйонних відтинків долини властива висока ймовірність низьких значень нічних температур (+5–10 °С). Такі дані характерні для метеостанції Могилів-Подільський, а також були зафіксовані під час окремих спостережень автора в м. Заліщиках у травні-липні 2006 року. Влітку можливий і зворотній варіант – формування дискомфортних топокліматичних умов (задухи) при високій відносній вологості повітря термічного та циклонального генезису, штилях. Процеси інтенсивного денного прогрівання та швидкого вихолодження повітря над нижньою долинною смугою вночі пов'язані з геоморфологічно зумовленою місцевою долинною циркуляцією.

Меандрові ділянки долини деформують макроциркуляційний розподіл вітрових потоків в часі та просторі. Часто це сприяє нівелюванню несприятливого аеродинамічного ефекту і захисту від холодних північних вітрів. Всі ці процеси свідчать на користь комфортності топокліматів днищ та низьких терас долини. Тому для каньйонної долини характерне переважання вітрів із незначною силою – 2–4 м/с.

Антропогенно видозмінені "долинні" топоклімати узбереж Дністерського водосховища. Зокрема, вони вирізняються згладженим термічним режимом, підвищеними значеннями відносної вологості та бризовою циркуляцією. Під час польових мікрокліматичних спостережень у травні 2006 р. та серпні 2009 р. на берегах водойми біля м. Новодністровськ та с. Комарів Кельменецького району були зафіксовані нижчі значення денних температур (на 1–2 °С), вищі значення нічних температур (на 3–6 °С). Можливий наслідок бризової циркуляції – менша повторюваність штилів та більша ймовірність днів із сильними вітрами. Зокрема, на озерній станції Новодністровськ (200 м перед греблею), спостерігають 3–5 % штилів за рік, а повторюваність вітрів зі швидкістю 1–5 м/с – 89 %, в той час як у Могилів-Подільському (I тераса), відповідно – 13–16 % та 92 %.

Каньйонний характер долини і наявність значної кількості меандр виражена в експозиційному різноманітті схилових місцевостей, що впливає на їхні інсоляційні характеристики та локальні відмінності в термічному режимі. Тому, на наш погляд, у межах каньйону долини доцільно виділяти окрему групу схилових топокліматів. Діапазон деформацій режиму метеорологічних показників, а відповідно і різноманіття схилових топокліматів, залежатиме від експозиції, крутизни та виду діяльної поверхні (лісова, лучна, відслонення, антропогенна.

Емпірично в ході експедиційних досліджень 2006–2010 рр. нами доведено, що властивості цих топокліматів проявляються над поверхнями з крутизною більше 30°. На кліматичну своєрідність місцевостей оголених дністровських стінок накладається і фактор літологічної неоднорідності геологічної будови долини, що відображений в різному альбедо поверхонь відслонень. Для типової середньої схилової теплої смуги характерна менша амплітуда температур (на 5–7 °С), вищі мінімальні температури (на 1–2 °С).

Важлива роль у формуванні топокліматів схилів належить і вітровому режиму. Глибоке розчленування поверхні суттєво деформує поле вітру в приземному шарі, сприяє нерівномірному розподілу температур повітря. Так, за теплий період року навітряними схилами, внаслідок інтенсивного руху повітря відбувається транспортування тепла, що отримується схилом від поглинання сонячної радіації. На підвітряному схилі, водночас, через так званий "вітровий затінок" складаються сприятливі умови для прогрівання повітря. Якщо у такому затінку перебувають південні схили, то термічні контрасти між ними й іншими схилами

досягають максимуму (до 5 °С). Різноманіття схилів за експозицією та крутизною зумовлюють просторові відмінності в тепловому і радіаційному балансі схилів, породжуючи долинну систему вітрів термічного походження. Сила таких вітрів буде наростати до ночі і поступово слабшати до обіду. Такі процеси разом зі зниженням температури у днищі долини спостерігалась нами у коропецькому меандровому вузлі при антициклональній жаркій погоді в травні 2009 р.

Таблиця 1

Топоклімати долини Середнього Дністра та їхні характерні ознаки

Вид	Відносні висоти, м	Ландшафтна приуроченість	Термічні показники теплого періоду року, °С		Середня добова швидкість вітру, м/с
			денні температури	нічні температури	
Долинні топоклімати	0–35	Заплава, низькі тераси	+25–35	+5–20	0–8
Схилові топоклімати	45–80 (100)	Середні внутріканьйонні тераси	+22–30	+8–22	3–15
Топоклімати надканьйонних терас	90 (110)–130 (220)	Високі і надвисокі надканьйонні тераси	+25–32	+12–22	2–6

Клімат надканьйонних високих і надвисоких терас найбільш схожий до клімату горбистих місцевостей вододілів та межиріч. Тому кліматичні і метеорологічні характеристики часто відповідають зональним та довготним особливостям термічного режиму і циркуляції зони широколистяних лісів і лісостепової на сході. З-поміж інших долинних топокліматів, на високих та надвисоких дністерських терасах спостерігається найбільш вирівняний і одноманітний розподіл середніх температур.

Можливі топокліматичні ознаки несхожості верхньої долинної смуги – менша ймовірність опадів, вищі денні та нічні температури. Найкомфортніших рис, на наш погляд, топоклімати надканьйонних високих терас набувають у другій половині дня, чому сприяє розташування ландшафтів вище смуги нічних інверсій. Таким середньодністерським долинним місцевостям притаманні найвищі нічні температури, нижчі, порівняно зі схиловими, швидкості вітру (див. табл.). Водночас, високі тераси, що є компонентами річково-долинної ландшафтної системи, зазнають впливу місцевої циркуляції, яка топокліматично відрізняє їх від вододілів. Наслідки такого процесу особливо виражені в районі водосховища і проявляються у формуванні вузької смуги підвищеної частоти безхмарного неба, а, відповідно, і можливому зменшенні кількості опадів.

Отже, долина Середнього Дністра, як мезокліматичний регіон, територіально вирізняється деформаціями полів розподілу більшості кліматичних показників. В межах мезокліматичного виділу проявляється мозаїка топокліматів, спричинених складною геоморфологічною будовою та різноманіттям діяльних поверхонь. Найчіткіші топокліматичні відмінності проявляються при антициклональних типах погод теплого періоду року і виявлені у термічному, вітровому та режимі зволоження висотних смуг долинних ландшафтів. Для уточнення, виявлення усіх ознак та складання топокліматичних карт середньодністерських долинно-річкових ландшафтів необхідні подальші експедиційні дослідження із можливістю автоматичної реєстрації метеопоказників.

Список використаних джерел

1. *Киналь О.* Кліматичні особливості долини Дністра в межах Середнього Подністров’я / Ольга Киналь // Річкові долини. Природа – ландшафти – людина: Збірник наукових праць. – Чернівці–Сосновець, 2007. – С. 115–129.

2. *Киналь О.* Особливості клімату Середнього Подністров'я / Ольга Киналь // Науковий вісник Чернівецького університету: Збірник наукових праць. – Вип. 294: Географія. – Чернівці, Рута, 2006. – С. 149–175.
3. *Сапожникова С. А.* Микроклимат и местный климат / Светлана Андреевна Сапожникова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1950. – 241 с.
4. *Смит К.* Основы прикладной метеорологии / Кэвин Смит [пер. с англ.]. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 424 с.
5. *Холявчук Д.* Топокліматична неоднорідність як аспект природного різноманіття каньйону Дністра / Дарія Холявчук // Річкові долини. Природа – ландшафти – людина: Збірник наукових праць. – Чернівці – Сосновець, 2007. – С. 241–247.
6. *Холявчук Д.* Еволюція поглядів на кліматичний масштаб у дослідженнях рівнинних ландшафтів / Дарія Холявчук // Науковий вісник Чернівецького університету: Збірник наукових праць. Вип. 460: Географія. – Чернівці: Чернівецький нац. ун-т, 2009. – С.73–76.
7. *Geiger, R., 1957*: Das Klima der bodennahen Luftschicht / Rudolf Geiger. – Braunschweig: Friedr. Vieweg & Sohn, 1942. – 435 p.
8. *Kaminski A., Radosz J., 2001*: A mosaic of topoclimates on the example in the Upper Silesia industrial region, Man and ladscape, L. Buzek, M. Rzetala (ed.), University of Ostrava, University of Silesia, Ostrava-Sosnowiec, pp. 87–89.
9. *Oke, T. R.* Boundary layer climates / Timothy R. Oke. – London: Routledge, 1987. –360 p.
10. *Richards, K.* Topoclimates and Topoclimate Mapping: What do the Scientific Abstracts Tell Us about Research Perspectives? [Електронний ресурс] / Katrina Richards // The 14th Annual Colloquium of the Spatial Information Research Centre University of Otago. – 2002. – pp. 1–8. – Режим доступу: www.business.otago.ac.nz/Sirc/conferences/.../01_Richards.pdf.
11. *Rosetti, R.* Stima di fattori morfologici limitanti nelle indagini topoclimatiche [Електронний ресурс]/ R.Rosetti, L. Tedeshi // Atti Tic. Sc. Terra. – № 36. – 1993. – pp. 41–50. – Режим доступу: manhattan.unipv.it/Atti_tic/.../PDF_36/Rossetti.pdf

* * *

УДК 911.5:528.5

ОСОБЛИВОСТІ ІНДИКАЦІЙНИХ ЗВ'ЯЗКІВ У ЛАНДШАФТНИХ КОМПЛЕКСАХ УРОЧИЩА "СТАВКИ" ЗАПОВІДНИКА "РОЗТОЧЧЯ"

Ольга Загульська, Ольга Лакома

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, Львів, вул. Дорошенка 41,
e-mail: fizgeografia@yahoo.com

Ландшафтні комплекси – це тримірні тіла, більша частина будови яких прихована від безпосереднього сприйняття, в т. ч. на знімках чи інших двомірних носіях інформації. З огляду на цю особливість ландшафтних комплексів необхідним інструментом для з'ясування їхнього внутрішнього змісту є індикація. Індикація – це виявлення за вираженими у зовнішньому вигляді компонентами та властивостями (індикаторами) невиражених чи прихованих (індикатів) на підставі відомих зв'язків та закономірностей.

Теоретико-методичні засади індикації та ландшафтної індикації висвітлені в працях [1–4, 7–9].

Склад індикаторів і їхні зв'язки з індикатами разом складають індикаційну модель об'єкту. Індикаційні моделі будують шляхом виділення елементарних відношень.

Особливої актуальності метод індикації набуває в контексті дистанційного зондування Землі, за результатами якого здебільшого отримують дані про ті елементи та характеристики природних об'єктів, які складають їхню поверхню.

Незважаючи на великі потенційні можливості методу, його застосування в Україні є досить обмеженим. На перешкоді стає мала кількість апріорної інформації про зв'язки, їхні розгалуження, закономірності і конкретні виявлення, без якої неможливо встановити ті характеристики природних комплексів, які не зображені на знімках, а отже, реалізувати індикацію, як метод, та вузька територіальна амплітуда дії індикаційних залежностей. З огляду на останній чинник індикаційні дослідження необхідно проводити в кожному фізико-географічному регіоні [5].

Головна частина урочища “Ставки” заповідника “Розточчя”, де досліджувались індикаційні зв’язки та міра ефективності індикації, знаходиться у межах середньогорбистої ландшафтної місцевості з поширенням супіщаних ґрунтотворних порід, вкритих переважно сосновими і сосново-дубовими лісами на дерново-слабкопідзолистих ґрунтах.

Мережа ландшафтних урочищ встановлена методом польового картографування на топооснові масштабу 1 : 10 000 з використанням космічних знімків із сайту *GoogleEarth*.

Зіставлення знімків з природною обстановкою дало змогу з’ясувати особливості зображення на них різних типів деревостану і визначити їхню локалізацію на території. Маючи ці відомості, ми могли більш певно виконати прив’язку точок комплексного дослідження фацій і, відповідно, більш точно передати рослинне наповнення того чи іншого ландшафтного контуру, виділеного за традиційною методикою, тобто за літогенною основою, передусім елементами форм рельєфу [7].

На території дослідження у межах багатьох урочищ трапляється кілька типів деревостану. В таких випадках у назві урочища присутній домінантний з них (чи то за площею, чи то за зустрічністю).

Як індикатори в нашому випадку виступають ті характеристики рослинного покриву, які представлені у зовнішньому вигляді ландшафтних комплексів і зображені на аеро- чи космічних знімках: породний склад деревостанів (у колірній гамі), їхня густота, форма тощо. Як індикати – ті характеристики рослинного покриву, що не відображені в ектоярусі і, відповідно, не зображені на знімках: видовий склад трав'яного та чагарникового покриву, проективне покриття наземного ярусу.

За описами точок у репрезентативних фаціях за методикою, викладеною в працях [1, 2, 3, 6], створено три види табличних ландшафтно-індикаційних моделей.

Табличні моделі першого виду (табл. 1) унаочнюють актуальні типи деревостану, варіанти їхніх поєднань з наземним рослинним покривом, світлову повноту, проективне покриття наземного ярусу, приуроченість рослинних угруповань до елементів форм рельєфу. Другий вид таблиць передає ступінь сумісної зустрічності індикаторів та індикатів у відсотках. Таблиці третього виду (табл. 2) показують оцінку достовірності індикаторів та можливу ефективність індикації.

Більшість типів деревостану урочища “Ставки” заповідника “Розточчя”, має широку орографічну амплітуду поширення і велику кількість варіантів наземного ярусу, що зумовлює значне розгалуження індикаційних зв’язків і послаблює достовірність індикаторів.

Соснові грабняки трапляються у трьох варіантах орографічної поверхні: на слабкоспадистому схилі північно-західної експозиції, прирічковому зниженні і плоскій припіднятій поверхні. Світлова повнота коливається у межах 0,8–0,9. У першому і другому випадку – ожиново-різнотравний наземний покрив, у третьому – квасеницево-ожиновий.

Такою ж кількістю орографічних різновидів представлені дубові грабняки. Вони поширені на припіднятій поверхні і схилах південно-західної експозиції: слабкопологому і пологому. Світлова повнота – 0,9. У наземному ярусі характерна ожина, однак її супутники різні. У першому випадку – це квасениця, у другому – різнотрав’я, у третьому – папороть.

Чисті сосняки поширені на пригребеневих поверхнях: слабкопогорбованій і плоскій. Зімкнутість крон скрізь становить 0,8. У наземному покриві – ожина.

Букові сосняки відмічені на плоскій припіднятій поверхні, слабкоспадистому схилі західної експозиції, слабкоспадистому схилі південно-західної експозиції і слабкопологому схилі північної експозиції. Букові сосняки, які ростуть на схилах, утворюють зімкнутість крон

0,9. Аналогічні рослинні формації на пригребеневій поверхні дещо менш затінені (світлова повнота 0,8). Наземний покрив у кожному випадку свій: ожиново-квасеницевий, ожиново-папоротевий, веснівково-квасеницевий, веснівковий відповідно.

Таблиця 1

Ландшафтно-індикаційна модель урочища "Ставки" заповідника "Розточчя"

Тип деревостану	Грабовий сосняк					
Світлова повнота, %	0,9	0,8	0,8	0,9	0,9	0,9
Ґрунт	Дерново-слабкопідзолистий					
Форма рельєфу	Слабко-погорбована плоска поверхня	Схили				
		Пд.-Зх., пологі	Пн.-Сх., пологі	Зх., слабко-пологі	Сх., слабко-спадисті	Пн., пологі
Наземний покрив	Папоротевий	Ожиново-квасеницевий	Ожиновий	Підмарен-никово-папоротевий	Ожиново-підмаренни-ковий	Веснівковий
Загальне проективне покриття, %	3	60	10	15	3	2

Таблиця 2

Достовірність індикаторів урочища "Ставки" заповідника "Розточчя"

Індикатор (тип деревостану)	Індикат (наземний покрив)			
Буковий сосняк	Ожиново-папоротевий	Ожиново-квасеницевий	Веснівково-квасеницевий	Веснівковий
Достовірність індикатора	М	М	М	М
Сосновий грабняк	Ожиново-різнотравний		Квасеницево-веснівковий	
Достовірність індикатора	Н		М	

Ще більша різноманітність форм рельєфу відмічена для соснових букняків. Вони трапляються як на схилах (пологому західному, слабкоспадистому південно-східному, слабкопологому південно-західному і слабкоспадистому), так і на плоских підвищеннях. Зімкнутість крон здебільшого становить 0,9 і лише у двох випадках – 0,8. На схилі західної експозиції наземний покрив утворює ожинове різнотрав'я. На плоских підвищеннях трапляється чорниця, у поєднанні з різнотрав'ям або веснівкою.

Та ж тенденція у поширенні характерна і для соснових дубняків. Головне місце їхньої локалізації – схили (пологі північно-західні, слабкопологі західні, пологі східні, пологі південно-західні). У цих місцеположеннях соснові дубняки виділяються незначною світловою повнотою (максимально – 0,7–0,8). Ці природні комплекси також об'єднує присутність ожини, яка становить домішку по відношенню до розрив-трави, папороті і лісової осоки. Соснові дубняки широко поширені і на плоских припіднятих поверхнях. Світлова повнота 0,8.

Найвища достовірність індикатора (індикатор трапляється з індикатом у 100 % випадків) в урочищі "Ставки" явище досить поширене, однак характерне для невеликих за площею урочищ, у зв'язку з чим є швидше винятком, ніж правилом. Сюди належить сосновий кленяк з винятково квасеницево-ожиновим наземним покривом, ялиновий сосняк з ожиново-квасеницевою трав'яною рослинністю, буковий грабняк, фон наземного покриву якого складає папороть, дубовий сосняк з ожиново-квасеницевим наземним покривом, ліщиновий сосняк з квасеницево-ожиновою рослинністю у нижньому ярусі. Ефективність індикації тут, відповідно, абсолютна.

На більшій частині території той чи інший індикат трапляється з індикатором у 7,7–50 % випадків, що зводить ефективність індикації (ступінь її достовірності) до мізерної.

Букові сосняки в однаковій мірі трапляються з ожиново-папоротевим, ожиново-квасеницевим, веснівково-квасеницевим і веснівковим наземним покривом. Під дубовими грабняками поширені ожиново-квасеницеві, ожиново-папоротеві і ожиново-різнотравні наземні угруповання. Для сосняків характерні ожиново-різнотравні, ожиново-квасеницеві і ожинові трав’яні угруповання.

Соснові букняки поєднуються з ожиново-осоковим, ожиново-різнотравним, чорницево-різнотравним, чорницено-веснівковим і веснівковим наземним покривом.

Під сосновими дубняками трапляються ожиново-квасеницеві, ожиново-розрив-травові, ожиново-різнотравні, ожиново-папоротеві, папоротво-різнотравні, ожиново-осокові наземні асоціації, крім того відмічена біднопокровність.

Найбільше різноманіття чагарниково-трав’яного ярусу властиве грабовим соснякам: квасеницево-підмаренникові, підмаренниково-папоротеві, ожиново-квасеницеві, папоротево-ожинові, веснівкові, чорницево-папоротеві, квасеницево-осокові, підмаренниково-ожинові, ожиново-підмаренникові угруповання.

Виявлені нами низькі індикаційні можливості типів деревостану значною мірою спричинені широкою екологічною амплітудою поширених тут представників трав’яного і особливо чагарникового світу, а також антропогенним втручання у природний перебіг процесів. Яскравим космополітом є ожина, яка присутня в більшості урочищ.

Лише кілька представників трав’яного покриву має більш менш визначену деревну приуроченість. До них насамперед належить веснівка, яка переважно трапляється в лісах за участю бука. Чорниця помічена у грабових сосняках і соснових дубняках, і відсутня у всіх інших деревних формаціях. Осока характерна для грабових сосняків і соснових букняків.

Висока ступінь достовірності індикатора локалізована у північно-західній частині території досліджень, що цілком закономірно, виходячи з того, що ця ділянка досить віддалена від населених пунктів, а отже, найменш антропогенно порушена. У ній хоча би частково збереглись природні зв’язки.

У тій частині заповідника, яка знаходиться ближче до смт. Івано-Франкове і прилягає до Янівського ставу, прибережна частина якого використовується для рекреації, однозначна приуроченість тих чи інших представників наземного покриву до тих чи інших типів деревостану не простежується. Змін під впливом антропогенного навантаження зазнали як типи деревостану, так і представники чагарникового і трав’яного ярусу. Тривалість режиму заповідання ще надто коротка, щоби вони прийшли у строгу відповідність один з одним і, відповідно, підвищилась ефективність індикації.

Список використаних джерел

1. *Викторов С. В., Востокова Е. А., Вышивкин Д. Д.* Введение в индикационную геоботанику. – М., 1962. – 180 с.
2. *Викторов С. В., Ремезова Г. Л.* Индикационная геоботаника. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 168 с.
3. *Викторов С. В., Чикишев А. Г.* Ландшафтная индикация и ее практическое применение. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 200 с.
4. *Дідух Я. П., Плюта П. Г.* Фітоіндикація екологічних факторів. – К.: Наук. думка, 1994. – 280 с.
5. *Загульська О. Б.* Можливості індикації та умови її застосування при вивченні ландшафтного різноманіття України дистанційними методами // Проблеми ландшафтного різноманіття України: Зб. наук. праць. – К., 2000. – С. 125–130.
6. *Загульська О. Б.* Особливості індикаційних зв’язків у межах Шацького ландшафту // Наук. вісник Волинського національного ун-ту. – Геогр. науки. – 2009. – № 1. – С. 98–102.
7. *Міллер Г. П.* Польове ландшафтне знімання гірських територій. – К.: ІЗМН, 1996. – 168 с.

8. *Ольхович О. П., Мусієнко М. М.* Фітоіндикація та фітомоніторинг. – К.: Фітосоціоцентр, 2005. – 101 с.
9. *Стульцев Ю. К.* Учебно-методический комплект дисциплины: "Методы картографирования ландшафтов". – Саранск, 2007. – 52 с.

* * *

УДК 911.3

АНТРОПОГЕННІ ЗАПОВІДНІ ОБ'ЄКТИ В СТРУКТУРІ УНІКАЛЬНИХ ЛАНДШАФТІВ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІСТЕР'Я

Вікторія Канська

Вінницький державний педагогічний університет імені М. Коцюбинського,
Україна, 21100, м. Вінниця, вул. Острозького, 32,
e-mail: vikanska@gmail.com

Унікальність природи і ландшафтів Середнього Придністер'я як регіону загалом, у географів та ландшафтознавців [1, 3, 4], і в представників інших наук (археологів, істориків, економістів, етнологів, екологів), не визивають сумнівів. Унікальна історія господарського освоєння Середнього Придністер'я, що призвела до формування тут оригінальних, інколи теж унікальних, антропогенних об'єктів, котрі на рівні з натуральними, часто потребують заповідання. Більшість з них гармонійно вписуються в ландшафти Середнього Придністер'я, але є й такі, що потребують втручання людини для їх збереження. Проблема в тому, що й зараз усі заповідні об'єкти розглядаються загалом, без чіткої їх диференціації на натуральні, натурально-антропогенні й антропогенні. Особливої уваги науковців потребують антропогенні заповідні об'єкти, як нові природні й ландшафтні структури, що поступово починають відігравати суттєву роль у формування сучасного "образу" Середнього Придністер'я.

У загальному, унікальній природі й ландшафтам Середнього Придністер'я приділено достатньо уваги, що найбільш повно показано у колективній монографії Вінницьких і Чернівецьких географів "Середнє Придністров'я" під загальною редакцією Г. І. Денисика [4]. З найбільш оригінальних публікацій щодо цієї тематики зазначимо дві [1, 3]. У першій Л. І. Воропай зуміла чітко виокремити унікальні властивості природи і ландшафтів Середнього Придністер'я, та не менш своєрідні процеси їх господарського освоєння в історичному аспекті [1]. У другій Г. І. Денисик розглянув Середнє Придністер'я на фоні унікальних природи і ландшафтів Західної України, та спробував обґрунтувати шляхи їх збереження, зокрема і через заповідання антропогенних ландшафтів [3]. Наукових праць присвячених заповіданню антропогенних об'єктів поки що мало [2, 5].

Л. І. Воропай, одну із своїх статей назвала "Середнє Придністров'я – унікальний регіон України" [1]. Вона зазначає: "На загальному фоні рівнинної України Середнє Придністров'я виділяється різко й чітко. І це відображено на всіх географічних картах. Воно унікально… Це теплий, сонячний, благословенний, густо заселений край динамічного різноманіття й контрастів" [1., С. 4]. Зараз у межах Середнього Придністер'я, що займає близько 20 тис. км^2, у 14 містах, 25 містечках і більш ніж 1 000 селах живуть і працюють понад 2 мільйони людей. Переважає сільське населення (до 60 %); головним є сільськогосподарське виробництво.

У процесі господарського, часто непродуманого, освоєння природних ресурсів Середнього Придністер'я, знищено багато унікальних природних об'єктів. Їх відновити до натурального стану немає можливостей. Разом з тим, людина створила низку об'єктів, які є не менш оригінальними ніж натуральні, а окремі з них можна віднести й до рангу унікальних. Різноманіття антропогенних об'єктів настільки велике, що є уже кілька спроб їх класифікації [2, 5]. Здебільшого ці класифікації вузькоспеціалізовані і стосуються або лише однієї з груп антропогенних заповідних об'єктів, або ґрунтуються лише на одній з їх ознак. Аналітичний огляд

наявних класифікацій антропогенних заповідних об’єктів та власні їх польові дослідження дали змогу розробити узагальнену класифікацію антропогенних заповідних об’єктів Поділля, зокрема й Середнього Придністер’я (рис. 1).

Рис. 1. Групи антропогенних заповідних об’єктів за функціональним призначенням

Через кілька десятків років ці антропогенні заповідні об'єкти почнуть формувати ландшафтний "образ" Середнього Придністер'я. Серед них на особливу увагу заслуговують ландшафтно-інженерні і ландшафтно-техногенні заповідні об'єкти до яких відносяться збережені й реставровані, діючі й недіючі млини, заводи і фабрики, що працюють на енергії води річок, малі гідроелектростанції, канали і загати, фортеці і замки, релігійні споруди, стародавні центри містечок та ін.

Для Середнього Придністер'я оригінальні центри численних містечок – своєрідні візитні картки. Самі містечка будували на вигідних у природному, військовому і економічному відношеннях шляхах, а їх центри завжди приурочені до оригінальних природних об'єктів – меандрів річок, "мисів", крутих "стінок", або горбистих схилів тощо. Зараз старовинна архітектура центрів містечок, їх вузькі, вимощені каменем вулиці, оригінальні пам'ятники і сквери, мають суттєве значення у формуванні сучасних ландшафтів Середнього Придністер'я. Оберігати (надавати статус заповідних) тут потрібно не лише архітектурні споруди, але й природу ділянок, на яких вони розташовані. Це спільне завдання ландшафтознавців, архітекторів та істориків. Створені протягом століть, частково зруйновані, наявні зараз ландшафтно-інженерні системи, що відносяться до заповідних, не можуть функціонувати, без постійної підтримки людини. В цьому одна з найсуттєвіших особливостей антропогенних заповідних об'єктів і наш обов'язок щодо них.

З кожним роком кількість, різноманіття та значення антропогенних заповідних об'єктів у структурі сучасних ландшафтів Середнього Придністер'я зростатиме. Їх детальніше пізнання, класифікація та введення до державних і світових реєстрів заповідних об'єктів входить в завдання сьогодення. Чим більше ми їх виявимо, реставруємо і збережемо тим кращим стане Середнє Придністер'я і тим більше ми зможемо передати наступному поколінню. Середнє Придністер'я, його природа й ландшафти, наявні й майбутні заповідні об'єкти у цьому відношенні можуть стати еталоном не лише для Поділля, але й України.

Список використаних джерел

1. *Воропай Л. І.* Середнє Придністров'я – унікальний регіон України. / Л. І. Воропай // Середнє Придністров'я // За ред. Г. І. Денисика. – Вінниця: ПП "Видавництво "Теза", 2007. – С. 4–12.
2. *Денисик Г. І.* Антропогенні ландшафти Правобережної України: Монографія. / Г. І. Денисик. – Вінниця: Арбат, 1998. – 292 с.
3. *Денисик Г. І.* Унікальність природи і ландшафтів Західної України / Г. І. Денисик // Наукові записки ТНПУ. Серія: географія. – Тернопіль: СМП "Тайп". – 2010. – № 1 (Вип. 27). – С. 52–55.
4. Середнє Придністров'я / За ред. Г. І. Денисика. – Вінниця: ПП "Видавництво "Теза", 2007 – 431 с.
5. *Тютюнник Ю. Г.* Онаслеживание ландшафта / Ю. Г. Тютюнник. – К.: Издательско-печатный комплекс университета "Украина", 2010. – 212 с.

* * *

УДК 911.2.551

ДО ПРОБЛЕМИ ТИПОЛОГІЇ ЛІСОВИХ АНТРОПОГЕННИХ ЛАНДШАФТІВ

Володимир Канський

Вінницький державний педагогічний університет імені М. Коцюбинського,
Україна, 21100, м. Вінниця, вул. Острозького, 32,
e-mail: vkanskyy@gmail.com

Однією з важливих умов пізнання й раціонального використання лісових ландшафтів, успішного лісокористування та підвищення стійкості лісових екосистем до руйнівних зовнішніх чинників є використання їх типологічних особливостей [7].

Поки що типології лісових ландшафтів в Україні приділяється мало уваги як у навчально-науковій, так і у виробничій сферах [6]. Удосконалення й поглиблення її методологічних засад, узгодження з іншими, світового значення, лісівничими, фітоценотичними та ландшафтознавчими типологіями, наближення до сучасних потреб практики сприяло б збагаченню фундаментальних основ як лісознавства, так і ландшафтознавства, значно покращило б ведення, на цій основі, лісового господарства.

Досліджень, присвячених типології, класифікації та іншим проблемам лісових натуральних й антропогенних ландшафтів поки що мало. Частково ці проблеми розглянуто в працях В. С. Давидчука [8]. В. С. Шевченко більше уваги приділяв лісовій фітопатології та значенню антропогенного чинника у деградації лісів [19]. Цим проблемам та впливу господарської діяльності на ліси присвячено публікації А. А. Молчанова [10], Г. І. Редька [16] та ін. У зазначених та в інших дослідженнях здебільшого розглядаються загальні питання стосовно лісових ландшафтів.

Аналіз праць засновника типології лісових ландшафтів Г. Ф. Морозова [12] дає можливість зазначити, що в результаті виокремлення “типів насадження” лісознавство “повернулося лицем” до ландшафтознавства (у сучасному його розумінні) або набуло (в прямому значенні цього слова) географічного аспекту. Г. Ф. Морозов зазначав: “Распределение насаждений в пространстве по лику земли закономерно. Типичные черты насаждений должны быть приурочены к определенному климату, рельефу географическим условиям, и почве” [12, С. 403]. Такий підхід до вивчення лісів чітко визначав, що поділ насаджень лише за складом або за переважаючими породами дерев є недостатнім. Більшість порід можуть рости в різних умовах, створюючи насадження (ліси) різного складу і структури. Завдяки цьому, “выделу насаждений может соответствовать процесс выделения типов условий местпроизростаний” [12, С. 43].

Г. Ф. Морозов не обмежився виділенням лише типів насаджень. Його типологічна класифікація лісів має такий вигляд (зверху – вниз): зона, підзона, область, підобласть, тип лісового масиву і тип насадження. З ландшафтознавчого погляду у цій класифікації необґрунтовано поєднані регіональні й типологічні структури. Більш того, якщо регіональним структурам Г. Ф. Морозова – зонам і областям (районам) – відповідають географічні зони і провінції (краї), то знайти аналогію для типів лісових масивів і типів насаджень у ландшафтознавстві складніше.

За Г. Ф. Морозовим [12], у кожному лісовому районі можна виокремити типи рельєфу і до них приурочити типи лісових масивів. З цього очевидно, що типи лісових масивів Г. Ф. Морозова – це групи урочищ або ландшафтні ділянки відповідних типів місцевостей за Ф.М. Мільковим [9] (табл. 1).

Таблиця 1

Співвідношення між типами лісових масивів і типами ландшафтних місцевостей

Типи лісових масивів Г. Ф. Морозова	Типи ландшафтних місцевостей Ф. М. Мількова
1. Байрачні ліси у верхів’ях ярів та балок;	1. Плакорний тип місцевостей;
2. Березові й осикові “колки” на вододілах;	2. Міжрічковий недренований тип місцевостей;
3. Ліси перехідної смуги від надлучних терас до степу, на чорноземних супісках і темно-сірих пісках;	3. Надзаплавно-терасовий тип місцевостей;
4. Бори надлучних терас;	
5. Тип лісу в алювіальній долині річки;	
6. Тип лісового масиву по нагірних правих берегах річок (діброви).	4. Заплавний тип місцевостей; 5. Прирічковий (схиловий) тип місцевостей.

Типи лісових масивів розділяються на типи насаджень. Зокрема в нагірних лісах, за Г. Ф. Морозовим [12], зустрічаються такі типи насаджень: діброви на темно-сірих лісових ґрунтах; діброви на сірих і ясно-сірих лісових ґрунтах; діброви на деградованих сірих лісових

ґрунтах, діброви в підніжжях схилів балок і на їх тальвегах тощо. Ці типи насаджень майже повністю відповідають урочищам ландшафтознавців. Г. Ф. Морозов розглядав ліс у його тісному зв'язку з місцем зростання. Більш того, ліс у значній мірі є функцією свого місця зростання. Ще більшого значення місцю зростання в типології лісів надав П. С. Погребняк.

За П. С. Погребняком, тип лісу "отражает данное конкретное местоположение всеми своими древостоями, коренными и производными и даже лесосеками и вырубками" [15, С. 276].

За визначенням Д. В. Воробйова: "Тип лісової ділянки або едатоп (місцеперебування, тип умов місця росту) об'єднує ділянки з подібними ґрунтово-гідрологічними умовами. Кліматичні умови можуть бути відмінними. В різних кліматичних або географічних районах тип лісової ділянки репрезентований різними типами лісу, а в нелісних районах – типами луки, степу і т. д." [3, С. 18].

Проти такого підходу до визначення типу лісової ділянки слушно заперечував В. М. Сукачов [18]: "Передусім треба сказати, що ґрунтово-гідрологічні умови не можна розглядати без урахування кліматичних умов, оскільки вони, в значній мірі, визначаються кліматичними чинниками. Едатоп можна розглядати лише в межах певної кліматичної області, а умови місцеперебування включають у себе як кліматичні, так й едафічні умови" [18, С. 216].

У визначенні типу лісової ділянки зазвичай ігнорується клімат – один із чотирьох найважливіших і незамінних чинників середовища (за В. Р. Вільямсом це – світло, тепло, вода і мінеральне живлення). За відношенням до цих чинників лісівники складали шкали екологічних властивостей деревних порід і "саме їхні кількісні зміни мають бути стрижнями (вісями, ординатами) класифікації типів лісу, оскільки найістотніші якісні риси лісів змінюються у зв'язку з їх кількісною напруженістю" [14, С. 188].

Крім цього, як зазначає М. А. Голубець [5, С. 17], не зрозуміло на підставі яких ознак можна вести мову про "подібність ґрунтово-гідрологічних умов" різних висотних поясів, різних широтних кліматичних зон чи різних ботаніко-географічних областей. В одному едатопі штучно об'єднуються взагалі несумісні, вирвані з різних фізико-географічних зон і різних ґрунтово-гідрологічних умов типи ґрунтів (підзолисті ґрунти півночі, гірські буроземи, дерново-підзолисті передгірські, сірі опідзолені лісостепові тощо), яким, з одного боку, приписується однаковий лісорослинний ефект, з другого – вони витягнуті з генетично, історично, хорологічно і ценотично цілісних зональних ґрунтових і геоботанічних єдностей для того, щоб їх зарахувати до одного едатопу (типу лісової ділянки), наприклад, С2 чи С3 (свіжого чи вологого сугрудку) [5].

Однак, не зважаючи на подібні зауваження, серед лісознавців лісівничо-екологічна типологія П. С. Погребняка – Д. В. Воробйова, за визначенням М. А. Голубця [5, С. 12], упродовж другої половини ХХ ст. вважається "найфундаментальнішою, найприроднішою і найвідповіднішою для виробничих потреб України".

З ландшафтознавчого погляду, П. С. Погребняк та в подальшому його учні зробили дві помилки:

а) недооцінили роль деревостану (складу деревних порід) у вченні про типи насаджень. Тип лісу неможливий без відповідного деревостану, бо тоді можна було б класифікувати лише місця його зростання (місцезнаходження);

б) проігнорували антропогенний чинник у формуванні типів насаджень. Найбільш повно це простежується у працях Д. В. Воробйова [3, 4], де похідні ліси й лісокультури розглядаються разом з натуральними, або їх ігнорують, хоча саме похідні ліси й лісокультури переважають в структурі лісових антропогенних ландшафтів, зокрема, України.

Особливе значення має породний склад дерев у типології лісокультурних ландшафтів. Склад деревостану культур – не випадковий набір того чи іншого місця зростання, а визначається запитами практики. Крім того, ті чи інші породи дерев по-своєму впливають на середовище свого місця знаходження й у тісному поєднанні складають основу типології лісових натуральних й антропогенних ландшафтів.

Поступово лісознавці, біологи й ботаніки в сучасних дослідженнях лісів почали використовувати напрацювання ландшафтознавців. Зокрема це простежується у працях М. М. Ве-

ресіна при виділенні лісових екологічних екотипів [2]: 1) заплавний, що характеризується слабко вираженою кореневою системою, пониженою посухостійкістю. Цей екотип непридатний для вирощування нагірних дібров на підвищених елементах рельєфу; 2) боровий, що виділяється на супіскових ґрунтах, росте з сосною звичайною і непридатний для розведення на багатих поживними речовинами ґрунтах вищих бонітетів; 3) нагірний, що характеризується високою продуктивністю та добрим пристосуванням до різних лісорослинних умов; 4) тальвегів, що характеризується високою продуктивністю, пониженою посухостійкістю та відсталістю в рості в нагірних дібровах; 5) солестійкий, що виділяється на засолених ґрунтах і характеризується низькою продуктивністю.

Ландшафтознавці теж прийшли до висновку, що в дослідженнях лісових ландшафтів, зокрема їх типології, доцільно застосовувати типологічні структури Г. Ф. Морозова: тип лісового масиву і тип насадження. З ландшафтознавчого погляду, тип лісового масиву відповідає групі типів урочищ або ландшафтній ділянці відповідного типу місцевостей [11]: приклад – заплавні діброви заплавному типу місцевостей тощо. В свою чергу типи насаджень, з яких складаються типи лісових масивів, відповідають рангу урочищ і можуть визначати набір типів фонових урочищ ландшафтних ділянок.

За Ф. М. Мільковим [9, С. 54], тип місцевості – це територія відносно однорідна в господарському відношенні, для якої характерний закономірний, тільки їй притаманний, набір урочищ. Використовуючи типологію лісових масивів Г. Ф. Морозова і типи місцевостей Ф. М. Мількова, Ю. А. Нестеров [13] запропонував найоб’єктивнішу з ландшафтознавчого погляду класифікацію типів дібров для Воронезької області: 1) нагірні й байрачні діброви як варіанти схилового типу місцевостей; 2) вододільні діброви на плакорному типі місцевостей; 3) заплавні діброви на заплавному типі місцевостей і 4) субори на надзаплавно-терасовому типі місцевості. Враховуючи загальну (зональну) подібність лісопольових ландшафтів Подільської та Середньоруської височин, типологію дібров Ю. А. Нестерова можна взяти за основу типології дібров Поділля.

Щодо лісових антропогенних ландшафтів, то, залежно від площі, їх необхідно розглядати або як самостійні ландшафтні комплекси, або в складі більших за площею чи рангом природних структур – регіональних (зон, країв, областей, районів) і типологічних (типу ландшафту, типу місцевостей, типу складного урочища). Зокрема, лісокультурні ландшафти частіше зустрічаються на рівні типів урочищ. Саме тут діагностичними (визначальними) ознаками їх виокремлення є місцезростання та деревостан. Як приклад: балки схилового типу місцевостей Поділля формують сімейство урочищ. Коритоподібна балка в лесах – один з родів сімейства балок.

Список використаних джерел

1. *Білоус В. І.* Селекція та насінництво дуба / В. І. Білоус – Черкаси: АН Вищ. Школи України, 1994. – 266 с.
2. *Вересин М. М.* Леса Воронежские. / М. М. Вересин – Воронеж., Ц – Ч кн. изд., 1971. – 228 с.
3. *Воробьев Д. В.* Методика лесотипологических исследований / Д. В. Воробьев – К.: Урожай, 1967. – 388 с.
4. *Воробьев Д. В.* Типы лесов Европейской части СССР / Д.В.Воробьев. – К.: Изд-во АН УССР, 1953. – 452 с.
5. *Голубець М. А.* Екосистемологія / М. А. Голубець. – Львів: Поллі, 70. 1997. – 186 с.
6. *Горшенин Н. М.* Определение типов условий местропроизрастания. Изд. 2-е / Н. М. Горшенин, А. И. Бутейко. – Львов: ЛТИ, 1962.– 232 с.
7. *Гродзинський М. Д.* Стійкість геосистем до антропогенних навантажень / М. Д. Гродзинський. – К.: Либідь, 1995. – 233 с.
8. *Давыдчук В. С.* Ландшафты и их морфологическая структура / В. С. Давыдчук, Г. П. Истомина // Ландшафты пригородной зоны Киева и их рациональное использование. – К.: Наукова думка, 1983. – С. 77–138.

9. *Мильков Ф. Н.* Антропогенные ландшафты: структура, методы и прикладные аспекты изучения / Ф. Н. Мильков. – Воронеж: Изд-во Ворон. Ун-та 1988. – 141 с.
10. *Молчанов А. А.* Воздействие антропогенных факторов на лес / А. А. Молчанов. – М.: Наука, 1978. – 139 с.
11. *Морозов Г. Ф.* О лесоводственных устроях / Г. Ф. Морозов. – М.: Гослесбумиздат, 1962. – 25 с.
12. *Морозов Г. Ф.* Учение о лесе / Г. Ф. Морозов. – М-Л.: Госиздат, 1924. – 406 с.
13. *Нестеров Ю. А.* Влияние антропогенного фактора на формирование ландшафтной структуры нагорных дубрав Теллермановского и Шипова леса / Ю. А. Нестеров // Краеведческие исследования антропогенных ландшафтов. – Воронеж, 1983. – С. 79–84.
14. *Півошенко І. М.* Клімат Вінницької області. Вид. друге. / І. М. Півошенко. – Вінниця: Гіпаніс, 2003. – 234 с.
15. *Погребняк П. С.* Основы лесной типологии / П. С. Погребняк. – Киев: Изд-во АН УССР, 1955. – 455 с.
16. *Редько Г. И.* Рукотворные леса / Г. И. Редько, И. В. Трещевский. – М.: Агропромиздат, 1986. – 240 с.
17. *Сукачев В. И.* Растительные сообщества (введение в фитосоциологию) / В. И. Сукачев. – М.-Л.: Книга, 1928. – 232 с.
18. *Сукачев В. И.* Руководство к исследованию типов леса / В. И. Сукачев. – М.-Л.: Гос. изд-во, 1930. – 320 с.
19. *Шевченко С. В.* Экологическая типология в лесной фитопатологии / С. В. Шевченко // Современные проблемы лесной типологии. – М.: Наука, 1985. – С. 102–104.

* * *

УДК 911.52

РОЛЬ ТЕКТОНІКИ ТА ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ У ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНОМУ ПОДІЛІ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

Юрій Карпець

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, Львів, вул. Дорошенка 41,
e-mail: karpets_yu@ukr.net

Питання фізико-географічного районування Волинської височини цікавить фізико-географів ще з початку XX ст., а вирішення цього фундаментального питання "проливає світло" на її внутрішню організацію, місце серед інших морфоструктурних геокомплексів та сприяє розумінню ієрархії та інших взаємозалежностей між її структурними елементами.

Правильно здійснене фізико-географічне районування дозволяє виявити напрям розвитку фізико-географічних процесів на регіональному рівні, що важливо для ефективного територіального планування господарювання.

Фізико-географічне вивчення Волинської височини здійснювали як галузеві дослідники географічних компонентів, так і фізико-географи. Геологічні знімання у масштабі 1 : 200 000 велися Львівською геологічною та Львівсько-Волинською геолого-розвідувальною експедиціями з метою вивчення геології домезозойських, мезозойських, четвертинних відкладів і гідро-геологічних особливостей ще у 50-ті і 60-ті роки [1, 6, 7, 23]. Тектоніка розглядалася у працях И. Д. Гофштейна [8], С. С. Бистревської [2], В. П. Палієнко [18] та у звітах геологічних відомств. У книзі "Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины" [4] Геренчук К. І. ґрунтовно проаналізував вплив тектоніки на рельєф Східноєвропейської рівнини і вказав на чітку взаємозалежність між ними. "Карта гипсометрии подошвы

плитных комплексов Юго-Запада СРСР” за редакцією Н. А. Крилова (1988) відображає рельєф поверхні кристалічного фундаменту і сітку встановлених глибинних розломів, які, переважно, відображені у рельєфі денної поверхні. І. Г. Черваньов працював над проблемою структурного рельєфу басейну р. Стир (1968) [24]. Ізогіпси та розривні порушення поверхні фундаменту переведені у векторний формат для подальшого їх аналізу у ГІС-програмі *MapInfo*. Детальну інформацію про стратиграфію лесоподібних суглинків, викопні ґрунти, зледеніння та його наслідки можна знайти у працях І. П. Тутковського [22 та ін.] та А. Б. Богуцького [3 та ін].

У фізико-географічному аспекті Волинська височина вивчена значно слабше. У книзі К. І. Геренчука “Природно-географічний поділ Львівського та Подільського економічних районів” [21] уперше представлене фізико-географічне районування Волинської височини на рівні фізико-географічних районів. Пізніше воно доопрацьоване П. В. Климовичем [16] і увійшло у книги під редакцією К. І. Геренчука “Природа Волинської області” [19] та “Природа Ровенської області” [20]. Ю. М. Карпцем ведеться дослідження геокомплексів Волинської височини на рівні урочищ, місцевостей і ландшафтів [11–15]. В ході дослідження виокремлено нові Нововолинський, Литовезький, Павлівський, Брансько-Берестецький, Здолбунівський і уточнені межі Сокальського, Тартаківського, Луцького, Луцько-Рівненського, Повчанського, Мізоцького та Гощанського ландшафтів, які були виділені раніше П. В. Климовичем [16]. Здійснена класифікація ландшафтів Волинської височини [15]. В ході подальшого вивчення у межах української частини досліджуваної фізико-географічної області виділено Луцько-Рівненську, Буго-Стирську та Галицько-Волинську природні підобласті, а Гощанський фізико-географічний район виокремлюється на рівні з ними (рис. 1).

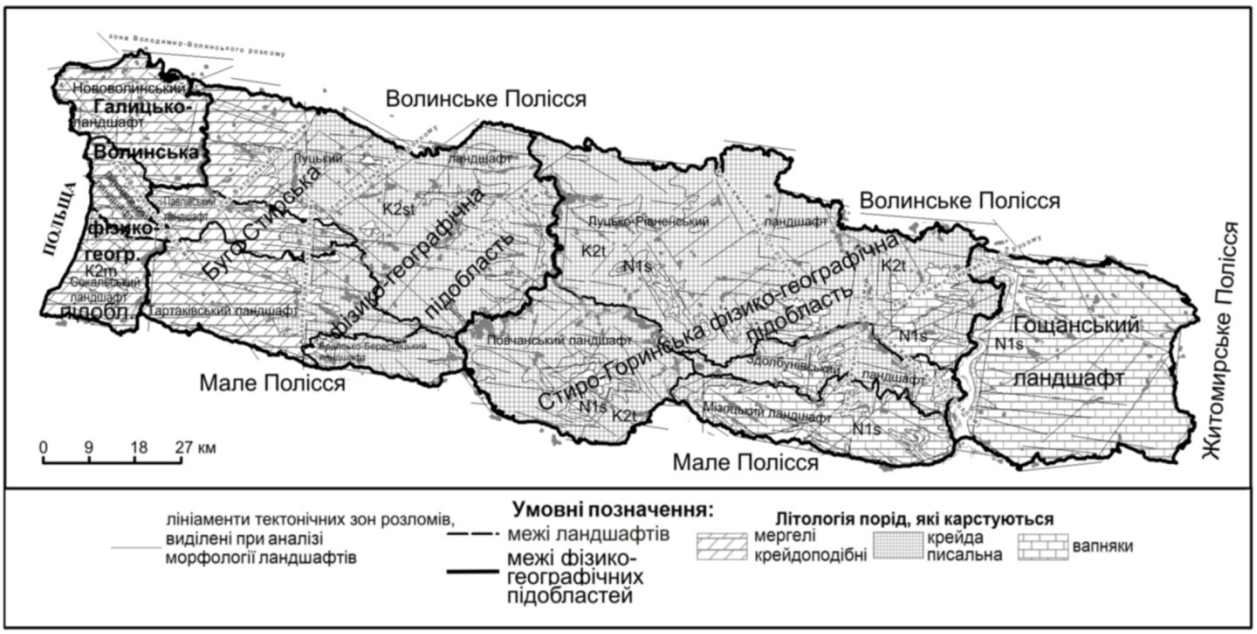


Рис. 1. Фізико-географічний поділ Волинської височини

Наше дослідження базується на головних теоретичних засадах класичного ландшафтознавства, якими визначено критерії виділення одиниць фізико-географічного районування, де ландшафт і вищі за рангом геокомплекси вважаються морфоструктурними [5, 9, 10].

Фізико-географічна область Волинської височини сформована на основі валоподібного субширотного підняття, яке виражене як у поверхні крейди, так і у рельєфі денної поверхні і простягається від меридіональної долини р. Корчик до межі з Розточчям, що на території Польщі. У межах України з півдня, півночі та сходу вона височіє над прилеглими природними областями (відповідно Малим, Волинським та Житомирським Поліссями) на 20–100 м у різних місцях.

Тіло Волинської височини як геокомплексу рангу "фізико-географічна область" складене верхньокрейдовими, палеоген-неогеновими і четвертинними відкладами. У нижній частині в деяких місцях у нього входять палеозойські та, на крайньому сході, архейсько-протерозойські кристалічні (долина р. Корчик) та осадові породи.

Рельєф, глибина залягання та розбитість порушеннями кристалічного фундаменту та потужність осадового чохла визначають прояв глибинних геоструктур і дислокацій морфологічній структурі Волинської височини.

Фізико-географічний поділ ми здійснювали на основі прояву тектонічної будови у рельєфі денної поверхні та морфологічній структурі досліджуваного геокомплексу.

У розвитку Волинської височини найбільшу роль відіграють Західний схил Українського кристалічного щита, Львівський палеозойський прогин та найбільш занурена частина фундаменту Львівського палеозойського прогину – Галицько-Волинська западина.

За аналізом карти підошви плитних комплексів (Крылов, 1988) кристалічний фундамент у місцях глибинних розломів та меж названих геоструктур переломлюється зі зміною показників нахилу його поверхні.

У межах Волинської височини виділяється система субширотних, субмеридіональних і діагональних розломів, якими пронизані кристалічний фундамент та осадовий чохол, у тому числі і тіло однойменної фізико-географічної області.

Всі виділені підобласті та ландшафти є результатом тектоніки і геологічної будови Волинської височини. Простягання цих геокомплексів у більшості узгоджується з субширотним видовженням досліджуваної фізико-географічної області і таким ж домінуючим напрямком розривних лінійних порушень.

Гощанський ландшафт розташований на крайньому сході Волинської височини між рр. Корчик і Горинь. Він великий за площею (1 556,86 км^2 – близько 15 % досліджуваної території), і єдиний, що займає всю ширину Волинської височини (з півночі на південь), яка становить у цьому місці 34–38 км, сформований на основі площинної морфоструктури, що належить до східної прикрайової зони Західного схилу Українського кристалічного щита і піддається прямому впливу прилеглого Українського кристалічного щита та безпосередньо залягає на кристалічному фундаменті. Це надає йому найбільшої геодинамічної стабільності серед інших геокомплексів височини і платоподібного вигляду.

Глибина кристалічного фундаменту збільшується на захід від 10 до понад 100 м, а нахили його поверхні дуже малі і збільшуються зі сходу на захід від 0,75 до понад 10 м/км.

На захід від Гощанського ландшафту вся Волинська височина сильно відрізняється високим розчленуванням морфологічної структури ландшафтів. Це зумовлено, у першу чергу, більшою густотою дислокацій і розривів у відносно крихких породах потужного осадового чохла.

Стиро-Горинська фізико-географічна підобласть розташована між меридіональними відрізками долин Стиру та Горині. Кристалічний фундамент під нею занурюється на захід на глибину від 200 до понад 1 000 м, а нахил його поверхні змінюється від 15 до 35 м/км.

У межі Стиро-Горинської фізико-географічної підобласті входять ландшафти горбогірного (Мізоцький, Повчанський), хвилясто рівнинно-горбогірного (Луцько-Рівненський) та улоговинно-горбогірного (Здолбунівський) видів широколистянолісового типу.

Західніше від Стиру розташована Буго-Стирська фізико-географічної підобласть, яка простягається до меридіональних відрізків долин Західного Бугу (поблизу м. Сокаль) та Луги (поблизу смт Іваничі та с. Сілець). Нахил кристалічного фундаменту під нею збільшується з 35 до понад 40 м/км, а його глибина становить 1 000–3 200 м.

Хоч у центральній частині виділеної нами Буго-Стирської фізико-географічної підобласті проходить Радехівський меридіональний розлом, який відділяє Західний схил Українського кристалічного щита від Львівського палеозойського прогину, це не відображається у її горизонтальній структурі. У центральній частині виділеного між Лугою та Стиром Луцького ландшафту проходить меридіональний Радехівський розлом, проте це зовсім не вплинуло на його цілісність.

Ця фізико-географічна підобласть включає ландшафти хвилясто-рівнинного (Луцький, Тартаківський) та горбогірного (Брансько-Берестецького) видів широколистянолісового і улоговинного (Павлівський) виду поліського типу.

На захід від меридіональних відрізків долин Західного Бугу та Луги, а також тектонічного уступу північно-західного простягання Павлівського ландшафту, приуроченого до Волинського скиду, кристалічний фундамент різко занурюється на глибину від 3 200 до понад 6 000 м з нахилом понад 130 м/км і входить у найбільш занурену в осадовий чохол частину Львівського палеозойського прогину, яка називається Галицько-Волинською западиною. Ця геоструктура яскраво відбивається на фізико-географічній диференціації досліджуваної природної області і дає нам підстави виділити Галицько-Волинську фізико-географічну підобласть, яка продовжується далі на захід на територію Польщі. У її межі входять Нововолинський, Сокальський та Литовезький ландшафти.

Нововолинський та Сокальський належать до хвилясто-рівнинного виду широколистянолісового типу і є частинами відповідно Торчинської та Сокальської гряд. Між ними розташований Литовезький фізико-географічний район улоговинного виду алювіально-рівнинного підвиду поліського типу, що є частиною Замосцько-Грубешівсько-Павлівської улоговини.

Таким чином, домінуючі тектонічні процеси і геологічна будова є прямими причинами цілісності, внутрішнього поділу та розвитку фізико-географічної області Волинської височини. Ці чинники є домінуючими і їх не можна не враховувати при подальших фундаментальних та прикладних дослідженнях обраного геокомплексу.

Список використаних джерел

1. *Бирюлев А. Е., Бирюлева Л. В., Сиван Л. В., Силко-Дорошенко Т. Г.* Геологическая карта листа М-35-VIII (Луцк) // Отчет Луцкой геологосьемочной партии Львовской экспедиции за 1960–61 гг. // А. Е. Бирюлев, Л. В. Бирюлева, Л. В. Сиван, Т. Г. Силко-Дорошенко. – Киев, 1962.
2. *Бистревська С. С.* Реконструкція структурних планів південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи та її обрамлення за аерокосмічними даними / С. С. Бистревська // Доповіді АН УРСР. – 1984.– №3, серія Б, геологічних, хімічних та біологічних наук.
3. *Богуцький А. Б.* К вопросу о палеогеографии севера Волыно-Подольской возвышенности в эпоху рисского оледенения / А. Б. Богуцький // Доклады и сообщения Львов. отд. Географического общества УССР за 1966 г. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1969.
4. *Геренчук К. И.* Тектонические закономерности в орографии и речной сети Русской равнины / К. И. Геренчук. – Львов: Изд-во Львовского университета, 1960. – 242 с.
5. *Геренчук К. І.* Основні проблеми фізичної географії / К. І. Геренчук. – Львів: Вид-во “Вища школа”, 1969. – 132 с.
6. Гидрогеологическа карта СССР масштаба 1 : 200 000. Серия Волыно-Подольская, лист М-35-XIV / Объяснительная записка. Составили Е. В. Шестопалов, В. М. Шестопалов. – К., 1974.
7. Гидрогеологическая карта СССР Масштаб 1 : 200 000. Серия Волыно-Подольская, листы М-34-XVII, М-35-VII / Обьяснительная записка. Составил Е. В. Шестопалов. – К., 1973.
8. *Гофштейн И. Д.* Неотектоника Западной Волыно-Подолии / АН УССР, Ин-т геологии и геохимии горючих ископаемых / И. Д. Гофштейн. – К.: Наукова думка, 1983. – 182 с.
9. *Дьяконов К. Н., Дончева А. В.* Экологическое проектирование и экспертиза: учебник для вузов / К. Н. Дьяконов, А. В. Дончева. – М.: Аспект Пресс, 2002. – 384 с.
10. *Исаченко А. Г.* Ландшафтоведение и физико-географическое районирование / А. Г. Исаченко. – М.: Высш. шк., 1991. – 366 с.
11. *Карпец Ю. Н.* Планирование рационального использования геокомплексов на ключевом участке “Щенятин” Волынской возвышенности / Ю. Н. Карпец // Ландшафтное планирование: общие основания, методология, технология: Труды Международной школы-конференции. – М., Географический факультет МГУ, 2006 – С. 159–163.

12. *Карпець Ю. М.* Ландшафтні місцевості Волинської височини басейну Західного Бугу в межах України / Ю. М. Карпець // Вісник Львів ун-ту. Серія географічна. – 2007. – Вип.34. – С. 105–113.
13. *Карпець Ю. М.* Вивчення геокомплексів Волинської височини для геопросторового планування їх раціонального використання (на прикладі ключової ділянки "Діхтів") / Ю. М. Карпець // Матеріали міжнародної науково-практичної конференції "Регіон – 2007: стратегія оптимального розвитку". – Харків: РВВ Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна, 2007. – С. 205–208.
14. *Карпець Ю. М.* Ландшафтна структура Іваничівського природного району Волинської височини / Ю. М. Карпець // Природничі науки на межі століть (до 70-річчя природничо-географічному факультету НДПУ): Матеріали науково-практичної конференції. – Ніжин, 2004. – С. 145–146.
15. *Карпець Ю. М.* Структурно-генетичні особливості Повчанського ландшафту / Ю. М. Карпець // Фізична географія та геоморфологія. – К.: ВГЛ "Обрії", 2008. – Вип. 54. – С. 142–153.
16. *Климович П. В.* Спроба природного районування Волинської височини / П.В. Климович // Вісник Львівського ордена Леніна державного університету ім. Ів. Франка. Серія географічна. – 1965. – Вип. 3.
17. *Маринич О. М., Шищенко П. Г.* Фізична географія України: Підручник / О. М. Маринич, П. Г. Шищенко– К.: Т-во "Знання", КОО, 2003. – 479 с.
18. Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины / В. П. Палиенко; отв. ред. А. М. Маринич: АН Украины. Институт географии. – К.:Наук.думка, 1992. – 116 с.
19. Природа Волинської області / За ред. проф. К. І. Геренчука. – Львів: Вища шк., Вид-во при Львів. ун-ті, 1975. – 146 с.
20. Природа Ровенської області / За ред. проф. К. І. Геренчука. – Львів: Вища шк., Вид-во при Львів. ун-ті, 1976. – 156 с.
21. *Геренчук К. І.* Природно-географічний поділ Львівського та Подільського економічних районів / К. І. Геренчук, М. М. Койнов, П. М. Цись. – Львів: Львів. ун-т, 1964. – 221 с.
22. *Тутковский И. П.* Очерк послетретичных образований Владимир-Волынского и юго-западной части Ковельского уездов Волынской губернии // Ежегодник по геологии и миниралогии России. – Т. 4. Отд. 1. – Варшава, 1901.
23. *Черванев И. Г.* Структурный анализ рельефа бассейна реки Стырь / Автореф. дисс. … канд. геогр. наук / И. Г. Черванев. – Харьков, 1968.

* * *

УДК 911.52

МЕТОДИКА КАРТОГРАФІЧНОГО ДОСЛІДЖЕННЯ СТРУКТУРИ ЗАКАРСТОВАНИХ ЛАНДШАФТІВ

Мирослав Проскурняк

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича,
Україна, 58002, м. Чернівці, вул. Коцюбинського, 2,
e-mail: proskurniak@ukr.net

Вступ. Під дією карсту формуються своєрідні за будовою, функціонуванням і поширенням карстові ландшафти (КЛ). Від некарстових їх відрізняє особлива структурна організація – наявність підземних комплексів і специфічна латеральна структура наземних. Мета повідомлення полягає в розкритті методичних основ картографічного вивчення просторової структури КЛ для наукового вдосконалення системи їх раціонального використання. Для її досягнення були проаналізовані основні сучасні теоретичні та методичні уявлення про структуру ландшафтів і на підставі великомасштабного картографування, картографо-математичних дослід-

жень, порівняльного аналізу різних типів КЛ, з’ясування їх регіональних особливостей та загальних рис, структурно-морфологічної класифікації КЛ розроблено структурну концепцію та методику ландшафтознавчого дослідження закарстованих територій.

Концептуальні основи дослідження. Стрижневе питання географічного вивчення карсту – це питання про карстові ландшафти, що належать до ряду літогенних ландшафтів, які виникають при поверхневому або близькому до поверхні заляганні легкорозчинних порід. Синонімом “карстовому ландшафту” в науковій літературі виступає поняття “закарстований ландшафт” (ЗЛ). У нашому розумінні – це видова одиниця, яка адекватніше відображає в кількісному (за ступенем закарстованості) і в якісному (за типом латеральної структури) відношеннях ступінь карстогенності ландшафту, на відміну від ширшого – родового поняття – “карстовий ландшафт”.

Методологічною основою вивчення структури закарстованих ландшафтів служить геоструктурна парадигма, головним робочим інструментом якої виступає категорія “структура”. Під структурою ландшафту ми розуміємо сукупність стійких зв’язків між його елементами, які забезпечують йому цілісність. Закономірний характер зв’язків, що лежать в основі цілісності ландшафту, визначається складом, властивостями і взаєморозміщенням його складових.

У цьому повідомленні основна увага зосереджена на вивченні генетико-морфологічної (латеральної) структури закарстованих ландшафтів. В основу її виділення лягли відношення спільності походження та еволюції геосистем. Зміст генетико-морфологічної структури розкривається через традиційні ряди ЛК (індивідуальні та типологічні), які групуються за генетичною близькістю і морфологічною подібністю. Відображення генезису геосистеми, її структури, зовнішньо проявляється в геометричному малюнку ландшафтного комплексу, його формі. Остання виступає пошуковим моментом у дослідницькому процесі.

Методика ландшафтознавчого картографування. Вивчення генетико-морфологічної структури закарстованих ландшафтів, як складних полігеосистем, потребує системного підходу й системної організації ландшафтних досліджень. На сучасному етапі розвитку географічної науки системний підхід залишається провідним методологічним напрямком досліджень, а системний аналіз і синтез – його важливими методичними засобами. Він передбачає дослідження основних ознак системи – множину елементів з певними властивостями, системоутворюючі зв’язки, структуру. Через вплив на останню можна вийти на управління геосистемою.

Організація досліджень генетико-морфологічної структури ЛК розкрита в серії ландшафтознавчих праць і проаналізована нами раніше [4]. Головні завдання ландшафтознавчих досліджень закарстованих територій зводяться до вивчення закономірностей будови і розвитку ЛК, ролі карсту, як провідного чинника ландшафтогенезу, картографування територіальних одиниць різних рангів і видів, виявлення генетико-морфологічної структури ЗЛ, вивчення показників динаміки ЛК, зокрема несприятливих природних і антропогенних процесів, прогнозування їх розвитку в просторі та часі.

Методика всіх видів польового картографування ЗЛ тісно пов’язана з прийомами виявлення границь ЛК на місцевості. Природними контурами між складними морфологічними одиницями ландшафту і самими ландшафтами виступають границі між фаціями. Зустрічаються різні природні межі: геологічних структур, літологічних відмінностей, орографічних об’єктів і форм рельєфу, різновидів ґрунтів, рослинних асоціацій, господарських угідь тощо.

Межі морфологічних одиниць ландшафту об’єктивно існують у природі і практично завжди лінійні, незалежно від ступеня контрастності природних умов на суміжних ділянках. За границю ЗЛ ми приймаємо лінію, яка оконтурює закарстовані ЛК з принципово відмінною їх морфологічною структурою від оточуючих некарстових ландшафтів. Найчіткіші межі літолого-тектонічного та морфологічного походження. Вони яскраво простежуються в ЗЛ, особливо у фацій, ланок та урочищ карстогенного походження. Великою підмогою при їх з’ясуванні виступає аналіз аерофотознімків і карстологічних карт.

Проблематичніше провести границю ЗЛ при відсутності тектонічного порушення. Наприклад, закарстовані породи плавно занурюються під потужну товщу глин. У такому випадку границю ЗЛ В. М. Андрейчук (1985) рекомендує проводити по межі поширення поверхневих

карстопроявів. Знаходження границь ускладнюється й в тих випадках, коли вихідні природні властивості змінені господарською діяльністю людини.

При встановленні меж морфологічних одиниць ЗЛ важливими діагностичними ознаками виступає форма їх контуру (як правило, округла), розміри (незначні), просторова позиція карстогенних елементів ландшафту. Наприклад, лінійне скупчення карстових лійок утворює карстові рови. Останні "відбивають" підніжжя уступу терасових або вододільних комплексів. Компактне скупчення карстових лійок у нижніх частинах вияркiв "відриває" верхів'я яру чи балки, логу-суходолу і трансформує його в улоговину з "сліпими" ярами на схилах та карстовими озерами у закольматованому днищі. Іноді такі утворення досягають значних розмірів і генетико-морфологічної складності (рівень підмісцевостей, місцевостей). Карстові озера заплавних і нижньотерасових комплексів відзначаються в плані концентричністю малюнка. Фалдовані староріччя вказують на їх закарстованість і т. д.

Для ЗЛ характерна незначна потужність четвертинних відкладів або їх відсутність (райони голого і задернованого карсту). Проте регіони розвитку древнього покритого і похованого типів карсту відзначаються накопиченням потужних (до 40–50 м) карстообвальних горизонтів під елювіальними, алювіальними і делювіальними суглинками. Про зв'язок з тріщинно-карстовими водами вод карстових озер свідчить їх висока мінералізація і типи гідрохімічних фацій. Останні виступають переконливим діагностичним показником такого зв'язку. Основними компонентами ґрунтових вод у районах карбонатного і сульфатного карсту є HCO_3^-, SO_4^{2-}, Cl^-, Ca^{++}, Mg^{++}, K^+ і Na^+. Температурний режим вод річок і озер, джерел і потоків (зимові ополонки і низькі літні температури) ЗЛ яскраво свідчать про їхній зв'язок з тріщинно-карстовими водами.

Завдяки закарстованості, пропусканню атмосферних вод через себе і внутрішнього "з'їдання" субстрату зберігається припіднятим зовнішній "каркас" ЗЛ, порівняно з оточуючими некарстовими ЛК. Тому ЗЛ відзначаються чіткими бровками і значною крутизною схилів, часто з виходами корінних порід. В некарстових ландшафтах помірних широт з гумідним кліматом і суглинковою ґрунтотворною основою поверхневий стік сприяє розвитку лінійної ерозії та площинного змиву. Це понижує висотні рівні терас, згладжує їх уступи тощо. Ці особливості необхідно враховувати при ландшафтному картографуванні розташованих по сусідству карстових і некарстових ландшафтів. Якщо ЗЛ розміщений на рівні або нижче оточуючих некарстових ландшафтів, то він буде інтенсивно руйнуватися. Його поверхня понижується за рахунок поступання додаткової вологи з сусідніх ділянок і виносу перекриваючих порід за його межі.

Такі діагностичні показники, як чорноземи карбонатні і дерново-карбонатні ґрунти, різнотравно-злакова кальцефітна рослинність, вказують на карбонатний субстрат материнських порід. Кущі вересу на крутих схилах долин рік, урвищ, специфічні вічнозелені види рослин вказують на зимове й літнє "дихання" підземних порожнин через карстові тріщини і понори. Інтразональне вкраплення ЗЛ – результат карстових процесів, які дренують зайву вологу, покращують водно-тепловий баланс і середовище ЗЛ в цілому.

Виходячи з головних принципів (історичний, генетичний, структурний) класифікації ландшафтів (Ніколаєв, 1979, Пащенко, 1993 та ін.), і власного досвіду ландшафтного картографування, ми виділяємо наступні категорії карстових ландшафтів. *Власне карстові* або *карстогенні* ландшафти, які за комплексом ознак відповідають *типу* ландшафтів. Карстові ландшафти, в яких карстогенні морфологічні одиниці досягають рангу урочища і місцевості, іменуємо як *закарстовані та інтенсивно закарстовані* і відносимо до *роду* КЛ. За літологічним складом і генезисом гірських порід, а також ступенем закарстованості ЛК, серед роду КЛ виділяються *підроди*. Підрід ЗЛ містить, як правило, декілька, рідше один вид ландшафтів. У *види* ландшафтів об'єднуємо близькі за генезисом, структурою і морфологією ЛК, що відрізняються характером ландшафтоутворюючих порід у межах однієї морфоструктури (мезорівня), які зумовлюють зміни грунтово-рослинного покриву. Підставою вирізнення виду ландшафту є схожість домінуючих у ньому видів урочищ.

При крупномасштабному картографуванні пропонуємо брати до уваги наступні діагностичні ознаки місцевостей та урочищ і їх класифікаційних угрупувань у легенді карти: для

типу місцевостей – місцеположення в межах комплексу мезоформ, вік, генезис – за провідним ландшафтоутворюючим процесом, видова структура місцевостей; для *виду місцевостей* – однотипність комплексу мезоформ, однорідна геологічна основа, переважання одного підтипу (типу) ґрунтів і рослинності, видова структура урочищ; для *типу урочищ* – позиційне положення в межах одного типу мезоформ рельєфу, генезис, особливість покривних відкладів, структура видів урочищ; для *виду урочищ* – однорідність мезоформ рельєфу або їх частин, односпрямованість природних процесів, однотипність грунтових відмін і фаціальної структури. Отже, типи місцевостей і урочищ (генетичні інваріанти) визначають “структуризоване поле ландшафтних комплексів” (Пащенко, 1993), а види місцевостей і урочищ (контурна основа карти) утворюють їх факторіальні та серійні ряди.

Щоб не перевантажувати текст легенди, характеристики типів урочищ пропонуємо вводити до неї лише в міру необхідності, наприклад, для чіткої структуризації численних видів урочищ карстового походження та складних долинно-балкових геокомплексів. У повному обсязі просторову структуру легенди (ландшафтів) можна розкривати графами. Види ландшафтів на них ми позначаємо буквенними символами, типи місцевостей і урочищ передаємо геометричним малюнком і штрихуванням, роди – характером ліній, а цифровими індексами – відповідні їм види (за нумерацією легенди) і площу (відсотковий вміст) останніх. Позиційне положення складових, їх субординація і відповідність вказує на зв`язки між ними і складність будови кожного виду ландшафтів.

В такій легенді, побудованій у вигляді субординованої системи, на кожній сходинці територіального поділу слід обмежитись тими ознаками, які загальні для дрібніших одиниць. Для зручності застосування графоаналітичних прийомів пошуку кореляцій, математичного аналізу просторової організації ЗЛ числові показники кожного виділу (виду урочищ, місцевостей та ін.) з текстової форми легенди можуть бути трансформовані у табличну. Будується вона у вигляді таблиці з рядом вертикальних колонок для різних показників, які записуються навпроти позначення (номера) досліджуваної одиниці.

Вертикальна диференціація ЗЛ розкривається на ландшафтних профілях. Під останньою розуміють внутрішньо-зональні зміни морфології, структури і динаміки ЛК, які пов`язані з відмінностями генезису та віку території, висоти (абсолютної та відносної) і розчленованості рельєфу. При цьому фонові типи місцевостей складають “сходинки” ЛК, а їх парадинамічні ряди утворюють ландшафтні “яруси”. Складені в результаті польових досліджень і зйомки ландшафтні карти й профілі відображають об’єктивно існуючу генетико-морфологічну структуру ЗЛ, а кількісна та якісна інформація, яку вони несуть, дає синтетичну уяву про природні умови і ресурси території.

Для розкриття структури ЗЛ, її особливостей і відмінностей від структури некарстових ландшафтів, доцільно використати порівняльний метод. Для відображення якісних відмін як різних видів (закарстованих і некарстових) ландшафтів, так і внутрішньоландшафтних особливостей широко застосовується візуальний метод читання й аналізу ландшафтних карт. Графоаналітичні (картометричні) прийоми доповнюють попередні методи. Завдяки їм текстова інформація набуває графічного виразу у вигляді діаграм, графіків. Останні мають перевагу в наочності та зручності виявлення емпіричних залежностей між компонентними і комплексними характеристиками ландшафту, а також важливі для порівнянь інформації, яку вони несуть.

Висновки. Ландшафтознавче картографування є надійним методом дослідження просторової структури закарстованих територій. Територіальна організація закарстованих ЛК топологічного рівня своєрідна і відмінна від некарстових. Якщо для ерозійних ЛК характерний смужковий, переміжний і дендритовий малюнок їх морфологічної структури, то серед карстових комплексів переважають такі типи, як дифузний, плямистий, концентричний, розірваний дендритовий та інші.

Про специфіку структури й інтенсивність речовинно-енергетичних потоків-зв’язків у закарстованих ландшафтах свідчить також їх видова різноманітність. Структура ЗЛ відзначається роздробленістю, строкатістю і складністю. Таксономічна складність структури ЗЛ полягає в наявності проміжних сходинок в ієрархії морфологічних одиниць – ланок і під-

місцевостей. Індивідуальне різноманіття ЗЛ яскраво проявляється на карті, а їх класифікаційні групи відображає субординаційна легенда та графи.

При складанні ландшафтних карт різних районів карсту виявлено, що ландшафт має тим більше рис карстового, чим вищого рангу досягають у його структурі карстообумовлені морфологічні одиниці. Це твердження дозволило обгрунтувати структурний критерій класифікації карстових ландшафтів, згідно якого ми виділяємо чотири типи КЛ з різною участю карсту в формуванні їх морфологічної структури. Цей критерій забезпечує надійний механізм для порівнянь і оцінок різних типів КЛ, дає можливість узгоджувати карстологічні та ландшафтознавчі класифікації карстових ландшафтів.

Список використаних джерел

1. *Воропай Л. И.* Особенности карстовых ландшафтов как геосистем: Учебное пособие / Л. И. Воропай, В. М. Андрейчук. – Черновцы: Изд-во Чернов. ун-та, 1985. – 80 с.
2. *Николаев В. А.* Проблемы регионального ландшафтоведения / В. А. Николаев. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1979. – 160 с.
3. *Пащенко В. М.* Теоретические проблемы ландшафтоведения / В. М. Пащенко. – Киев: Наук. думка, 1993. – 283 с.
4. *Проскурняк М. М.* Структура закарстованих ландшафтів / М. М. Проскурняк, В. М. Андрейчук. – Чернівці: Рута, 1998. – 120 с.

* * *

УДК 911.52

ПІДХОДИ ДО ВИВЧЕННЯ ПРОЦЕСІВ ФУНКЦІОНУВАННЯ ПТК

Ірина Булавенко

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, Львів, вул. Дорошенка 41,
e-mail: ibulavenko@gmail.com

Мистецтво дослідника ландшафту полягає в обґрунтованому поєднані методів – добору групи методів, застосування яких дозволяє вирішити вагому наукову чи практичну проблему комплексного характеру [5].

Можливі різні підходи до розуміння функціонування ландшафту з позиції таких наук, як геофізика, геохімія ландшафту та біогеоценологія чи біотика ландшафту. Всі вони розглядають функціонування об'єктів дослідження з позицій фундаментальних наук. Проте в географічній реальності елементарні процеси пов'язані із окремими формами руху матерії проявляються окремо чи переплітаються та поєднуються один з одним.

На сьогодні, хоча і зроблено багато спроб, проте ще не вироблено єдиної універсальної методики з вивчення процесів функціонування [3]. Однак, серед багатьох можна виділити два основні підходи до вивчення: *геосистемний* (започаткований В. Б. Сочавою) та *геомасовий* (запропонований Н. Л. Беручашвілі).

Геосистемна концепція – методологічна основа вивчення динаміки та функціонування ПТК згідно з вченням ландшафтної школи В. Б. Сочави. Особливістю його вчення є базування на методах комплексної ординації геосистем, факторіально-динамічних рядів фацій, застосування понять постійних та перемінних станів фацій.

Перші уявлення про системи виникли ще в античній філософії і розглядались як певні впорядкованості та цілісності буття. В 70-ті роки XIX ст. остаточно сформувався системний підхід, як методологічне спрямування, в основі якого лежить ставлення до різних об'єктів дослідження, як до систем. Системний підхід нерозривно пов'язаний з ідеями матеріалістич-

ної діалектики (всезагальний зв’язок із процесами, розвитком, співвідношення цілого і частин детермінізм і т. д.). Системні уявлення в географії і ландшафтознавстві довгий час існували стихійно. Активне застосування системного підходу відбулося завдяки – В. Б. Сочаві (1963) [4].

Одне із перших визначень терміну *система* належить Л. Берталанфі: “Система є комплексом елементів, які знаходяться у взаємодії” (1949 р.). Зараз *систему,* частіше розглядають як “велику кількість елементів, що перебувають у зв’язку один з одним і в результаті утворюють цілісність, єдність” (Садовський, 1976) [4].

Згідно з науковими уявленнями про системи, І. І. Мамай виділяє наступні основні ознаки, які виражають сутність систем та системного підходу у вивчені природних об’єктів.

1. Система є *цілісністю*, єдністю. Прикладами є: атом, молекула, живий організм, заболочена котловина, урочище, ландшафт.
2. Система складається із великої кількості *складових частин* (їх часто називають ознаками, елементами, підсистемами нижчого порядку). Наприклад, заболочена котловина – із рельєфних елементів котловини, на котрих розвинувся свій ґрунт, рослинність, які разом пронизані та об’єднані потоками речовини та енергії.
3. Систему формують внутрішні і зовнішні взаємозв’язки; тобто зв’язки між складовими частинами – внутрішні та зв’язки із сусідніми системами – зовнішні (наше трактування).
4. Будь-яка система має свою *структуру*. Структуру системи представляють як просторово-часове вираження її складових частин і взаємозв’язків. Поняття “структура системи” розуміють не одинаково, а саме:

а) *структура* – це лише складові частини системи (в ландшафтознавстві такого бачення дотримувався Н. Л. Беручашвілі);

б) *структура* – це лише взаємозв’язки системи (так вважають В. Б. Сочава, Ф. Н. Мильков, А. Д. Арманд, В. Н. Солнцев, А. Ю. Ретеюм та ін.);

в) в поняття *структура* входять як складові елементи, так і внутрішні й зовнішні взаємозв’язки (така думка С. В. Колесника, Н. А.Солнцева, А. Г. Ісаченка, В. А. Ніколаєва, К. І. Геренчука). Варто відмітити, що часовий аспект структури почали підкреслювати відносно недавно (Исаченко, 1991; Мамай, 1992).

5. Всі природні системи певним чином організовані. Вони створюють ієрархічний ряд від елементарних часток атома до Всесвіту: елементарні частини – атоми – молекули – речовини – тіла – геосферного формату (літосфера, атмосфера, гідросфера, біосфера) з їх природними компонентами (гірські породи, повітря, вода, рослинний та тваринний світ), чи геокомплесного формату (трактування наше): ПТК різних рівнів – ландшафтна сфера – Земля – Сонячна система – Галактика – Мегагалактика. Цей ієрархічний ряд геосистем можна розділити на кілька відрізків, які складають сукупності об’єктів дослідження різних наук. Для фізичної географії зокрема ландшафтознавства важливим є ряд (відрізок) з геокомплексами [4].

Часто системи характеризують такими специфічними ознаками, як *стійкість,* можливість переходу із одного стану в інший, *емерджентність* – поява нової властивості, якої немає ні в одної складової, що входять у систему.

Вивчення систем показує, що зустрічаються випадки, коли в іншу систему входить лише частина піддослідної системи. Наприклад, повітряна складова частина будь-якого ландшафтного комплексу, який представляє собою систему, входить в склад системи повітряних мас всієї атмосфери; її відклади є частиною системи земної кори, а сам ландшафт в якості підсистеми являється частиною системи «ландшафтної оболонки». Це явище дозволяє нам говорити про те, що багато складних систем є *полі структурними* (Раман, 1972). Тільки виявивши і описавши всі ці структурні особливості ми можемо вважати, що отримали достатньо повне уявлення про суть тої чи іншої системи [4].

Також, варто відмітити, що географічні системи включають в себе неживу (гірські породи, повітря, воду) і живу (рослинний та тваринний світ) природу. Такими є природно територіальні комплекси (ПТК), які В. Б. Сочава назвав *геосистемами* в 1963 р. Під цим терміном В. Б. Сочава та його послідовники мали на увазі ПТК, але як об’єкт, який має всі основні властивості системи і тому має досліджуватися насамперед як система. Сочава під-

креслював, що пропонуючи цей термін, він акцентує на необхідності системної інтерпретації ПТК (Гродзинський, 2005). Проте, з часом геосистеми почали називати майже всі системи, якими займається географія – форми рельєфу, водні і повітряні маси, фітоценози, біоценози і навіть економічні райони (І. І. Мамай). Хоча В. Сочава однозначно висловлювався з приводу того, що геосистема – це практично синонім ПТК, проте мало не одразу цей термін отримав різні інтерпретації.

Серед інтерпретацій на сьогоднішній день найбільше поширення має інтерпретація, яка говорить, що "геосистема" – це родовий термін щодо будь-яких територіальних систем, тобто природних, соціально-економічних (ПТК, місто, територіально виробничий комплекс, схил, територіальна система розселення) тощо. Послідовниками даної інтерпретації є Я. Демек, В. Преображенський, В. Боков, В.Пащенко та ін. Найбільш відповідно сфера вжитку терміна "геосистема" обмежується системними інтерпретаціями ландшафту (Гродзинський, 2005) [1].

Будь-яка геосистема має закономірний набір станів, ритмічно змінюваних в річному циклі. Один рік – це характерний час геосистеми або її виявлення. В. Б. Сочава та А. А. Краукліс використовують поняття динамічних або перемінних станів фацій, які відповідають певним етапам в житті геосистеми і характеризуються інваріантністю (незмінністю) його структури і певними природними режимами (набором процесів).

Розуміння структури і стану ПТК, виклала у своїй праці Мамай І.І. "Стан ПТК" (1982), де в поняття першого нею включаються складові частини ПТК (компоненти, морфологічні одиниці) і взаємозв'язки між ними (сучасні процеси), а під другим – більше чи менше тривалі відрізки існування ПТК, які характеризуються певними властивостями структури комплексу.

Кожен стан вносить в природно-територіальний комплекс якісь зміни, які призводять в кінці кінців до зміни одного ПТК іншим. Аналіз часових змін характеристик ПТК, окремих явищ, процесів, які в ньому відбуваються показав, що існують деякі цілісні об'єкти досліджень – стани ПТК. Вперше стани ПТК були виявлені і вивчені при стаціонарних дослідженнях на Марткопському стаціонарі. Беручашвілі характеризує стани ПТК за тривалістю на: короткочасні, середньотривалі, довготривалі.

Короткочасні стани – це стани тривалістю менше однієї доби. Найчастіше вони пов'язані із зміною погоди. В межах доби також можна виділити певні періоди, що пов'язані із внутрішньодобовою ритмікою цілого комплексу процесів (нічні й ранкові періоди). В них змінюються значно більше параметрів функціонування, ніж при годинних, а саме це трансформація сонячної енергії, деякі елементи волого обміну [1].

Середньотривалі стани тривають від 1 доби до 1 року. У них більш важливі *добові стани*, які пов'язані із сезонною ритмікою, погодними умовами і динамічною тенденцією розвитку фацій. До цих станів був присвоєний спеціальний термін – "стекс" (суточное состояние териториального комплекса) [1].

Оскільки, стани залежать від сезонної ритміки, то сезони розглядають як сезонні стани ПТК і коротші стани пов'язані із фазами річного циклу сезонів. Їх можна розглядати як підсезони (наприклад, ранньовесняні, пізньовесняні, тощо). Стани можна розглядати і по роках, тобто теплі і вологі, сухі і холодні, тощо. Внутрішньо сезонні, сезонно річні стани виникають внаслідок руху Землі навколо Сонця і близькі до строго ритмічних (Мамай,1987).

Довготривалі стани – стани тривалістю більше одного року. Вони пов'язані з багаторічним кліматичним циклом, активністю Сонця або з із сукцесіями рослинного покриву.

І. І. Мамай, дещо по іншому класифікує стани ПТК. Вона виділяє: внутрішньодобові, добові, погодні (циркуляція атмосферних мас), внутрішньо сезонні, сезонні, річні, підфази і фази. Найменшими є внутрішньодобові стани, а станів нижчого рангу, на думку І. І. Мамай, бути не може. Оскільки, для того щоб зміни торкнулись всіх компонентів і морфологічних частин ПТК (тобто відбулася зміна станів) потрібно декілька годин [4].

Внутрішньодобові стани є найбільш однорідні за своїми властивостями. Досить складними є виявлення погодних станів. Вони завжди пов'язані із загальною циркуляцією атмосфери. За тривалістю вони більші від добових, але менші від внутрішньо сезонних.

Геомасовий підхід був розроблений школою Н. Л. Беручашвілі для вивчення функціонування та динаміки ландшафтів, їх станів. Саме заради знаходження можливостей та способу кількісного порівняння таких різних за своєю природою компонентів геосистем як рідинні, газові, мінеральні, органічні та інші був застосований показник “маса”, в її географічному трактуванні. Так були виділені аеромаси, гідромаси, літомаси, педомаси, фітомаси, зоомаси. Вчені-послідовники Беручашвілі розглядали їх, як елементарні структурно-функціональні частини ПТК, принципи їх виявлення, опису та класифікації, функціональні категорії геомас, заради синтезу моделей функціонування ландшафтів. В основному дослідження функціонування ПТК проводились за умов стаціонарних спостережень. В час напівстаціонарних та експедиційних досліджень вивчались лише потоки речовини та енергії в природних територіальних комплексах, які можливо вимірювати, а уявлення про інші процеси проводились на основі аналізу геомас і концепції “геомаса – процес” [2].

Багато елементарних процесів функціонування ПТК тісно пов’язані з переміщенням геомас у просторі чи в зміні їх кількості в часі. Геомаси являються елементарними “цеглинками” із яких можна скласти модель структури (вертикальну і горизонтальну) ПТК. По-іншому геомаси називають згідно вчення Н. Л. Беручашвілі, елементарними структурно-функціональними частинами ПТК. Вони можуть переміщатись в просторі, збільшуватись або зменшуватись в своїй кількості, бути активними і приймати участь в процесах функціонування ПТК або стабільними (пасивними) й інертно впливати на функціонування.

Однією із основних характеристик геомас ПТК є їх маса, якою можна характеризувати усі елементарні складові, що відрізняються агрегатним станом. За цим показником можна також і вимірювати аеромаси, біомаси, мортмаси, літомаси, гідромаси та педомаси. Класифікують геомаси за їх агрегатним станом і генезисом. Виділяють також, типи, роди та види геомас [2].

Вченими є окремо розроблені методики опису геомас, як в стаціонарних так і в польових-експедиційних умовах. Для цього їх індексують, а з індексів складають формули. Важливе значення для геомас має їх вага, проективне покриття і об’єм. Наприклад, при описі геомаси, її вага (в т/га) ставиться перед самою формулою геомаси, а проективне покриття чи об’єм (в %) у вигляді верхнього індексу. Опис геомас здійснюють “зверху вниз”, в порядку їх розташування у вертикальному профілі [2].

Можна описувати геомаси по горизонталі, по вертикалі у просторі і часі. Найбільш вживаний і перспективний комплексний опис геомас по вертикалі, коли в межах конкретної території, роблять аналіз поширених геомас і пов’язаних з ними процесами функціонування. За умов такого підходу у вертикальному профілі ПТК, зазвичай, краще вдається виявити однорідні шари, які характеризуються рядом ландшафтно-геофізичних ознак, з яких найбільш важливий набір і співвідношення геомас. Ці шари можна розглядати як результат природного синтезу геомас по вертикалі. Їх називають геогоризонтами. При виділені геогоризонтів важливим є опис елементів (геомас) за орієнтацією, формою, проективним покриттям, об’ємом, забарвленням окремих геомас і їх елементів, кольоровий фон, фенологічний стан рослинності тощо. Назви і характеристики геогоризонтів досить багатогранні, тому була запропонована індексація. Вона проводиться за показниками ваги геомас та їх щільності. На перше місце ставиться сумарна вага всього геогоризонту, потім індекс найбільш важкого компонента і тоді вже – індекси окремих геомас. Після цього ставиться другий компонент по масі і так далі. Для кожного компонента вказується його доля (у %) в сумарній вазі геогоризонту. В кінці індексу геогоризонту, вказують його розподіл по вертикалі (в м). Такий індекс, допомагає швидко визначити сумарну вагу геогоризонту в цілому, вагу кожного компоненту і окремих геомас, щільність цих компонентів і геомас, вертикальні межі розподілу тих чи інших геомас та всього геогоризонту. Наприклад, APt, fm $\Big|^{25}_{15}$ - геогоризонт, в якому по вазі переважають аеромаси (А), фітомаса (Р) транспортно-скелетних органів (Pt) і мезофільних листів (Pfm), верхня межа 25 м, а нижня 15 м [2].

При написані індексів досить важливо, дотримуватись певної послідовності: великими буквами позначають основні компоненти (літо-, атмо-, гідро-, фіто-, зоо-, педомаси) і не

виділяти їх комою; індекси більш дрібних підрозділів геомас – позначають одною або декількома строковими буквами і розділяють їх комою. Найбільш часто спостерігають одно-, дво- і трикомпонентні геогоризонти, рідко чотирикомпонентні. Варто завжди пам'ятати, що такий поділ є умовним, оскільки в кожному об'ємі ПТК, хоча би у дуже малій кількості містяться частинки всіх компонентів [2].

Назву геогоризонтів дають з умови переважання певних геомас. Наприклад, АР – аерофітогоризонт, А – аерогоризонт, L – листогоризонт, РА – фітоаерогоризонт ,Н – гідро горизонт, тощо. При більшій деталізації, коли вказуються окремі геомаси назва уточнюється. Наприклад, APt – аерофітогоризонт з транспортно-скелетними органами, APt, fm – аерофітогоризонт з мезофільними листям, Az – аерогоризонт мезотермальний [2].

Як і будь яке природне тіло, геогоризонт має не лише вертикальні, але й горизонтальні межі, які переважно збігаються з межами фацій.

Кожна із розроблених методик була спрямована на краще ознайомлення та вивчення даних процесів функціонування природних територіальних комплексів. Із енергетичних потоків багато уваги приділяли сонячній енергії і речовинним потокам.

Зміна кількості геогоризонтів – ускладнення, спрощення, вертикальної структури. При зміні функцій геогоризонтів відбувається зміна реакцій поведінки ПТК в цілому.

Список використаних джерел

1. *Беручашвили Н. Л., Жучкова В. К.* Методы комплексных физико-географических исследований: Учебник. – М.: Изд-во. МГУ, 1997. – 320 с.
2. *Беручашвили Н. Л.* Четыре измерения ландшафта. – М.: Мысль, 1986. – 182 с.
3. *Булавенко І. Г.* Вивченість проблематики функціонування природно-територіальних комплексів // Географія, геоекологія, геологія: досвід наукових досліджень: Матеріали VIII Міжнародної наукової конференції студентів,аспірантів і молодих вчених/ За ред. проф. Л. І. Зеленської. – К.: ДНВП "Картографія", 2011. – Вип. 8. – 410 с.
4. *Мамай И. И.* Динамика и функционирование ландшафтов: Учебное пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2004. – 86 с.
5. Методи геоекологічних досліджень: Навч. посібник / За ред. М. Д. Гродзинського і П. Г Шищенка. – К.: ВЦ "Київський університет", 1999. – 243 с.

* * *

УДК 911.3

ДЕКОРАТИВНИЙ ПЛОДОВИЙ САД ЯК РІЗНОВИД САДОВОГО ЛАНДШАФТУ

Сніжана Когайчук

Вінницький державний педагогічний університет імені М. Коцюбинського,
Україна, 21100, м. Вінниця, вул. Острозького, 32,
e-mail: skogaychuk@mail.ru

З глибокої давнини нашому народу відомі сади. В Україні садові культури на присадибних городах вирощували трипільці. У V ст. до н. е. Геродот вказав на наявність садових насаджень у пониззі Дніпра. На початку XI ст. своїми садами славилися Києво-Печерський та Кирилівський монастирі, Софіївський собор та заміські княжі двори. Згодом садові ландшафти поширюються на територіях, що належали монастирям, церквам, князям, дворянам.

Помітного розвитку набули садові ландшафти в добу Середньовіччя. Сади створювали різного характеру. Наприклад, до основних структурних елементів монастирського саду відносили: вірідарій (вертоград), гербаріум, сад ігумена, шпитальний сад і цвинтар. Плодовий (утилітарний) сад постачав фрукти, ягоди та овочі, слугував місцем для прогулянок. Вірі-

дарій та сад ігумена мали декоративний, репрезентативний вигляд, які слугували місцем для роздумів, прогулянок та відпочинку. Шпитальні сади – сади-вірідарії біля будинку для прогулянок хворих. Вертоград, сад ігумена, шпитальні сади включали поодинокі плодові дерева, які виконували утилітарно-декоративну функцію. Цвинтарі мали регулярний план із симетрично розміщеними могилами, між якими висаджували плодові дерева [2].

Уже в X–XI ст. плодові насадження виконували не лише утилітарну функцію, але й релігійно-символічну. Наприклад, сади-вертогради при монастирях, або плодові дерева поміж могил на цвинтарях символізували земний рай. Плодові рослини підкорювались елементам релігійної символіки. На думку А. П. Вергунова [3], з періодом створення перших монастирських садів пов’язаний розвиток декоративного садівництва в Україні. Саме у монастирських садах спостерігається переплітання понять функціонального призначення рослин, оскільки плодові культури одночасно виконували утилітарну та декоративну функції. Монахи сприяли зародженню, розвитку та популяризації плодового мистецтва. Вийшовши за межі монастирських стін, плодові сади стають самостійним декоративним садовим ландшафтом.

У XIV–XVI ст. при замках створювали утилітарні (ягідники, виноградники, яблуневі сади), декоративно-утилітарні (гербарії) та декоративні сади (“сади утіх”, “сади розваг”). “Сади утіх” (“потішні сади”) створювали, враховуючи побажання дружин феодалів. Тут висаджували переважно плодові дерева (яблуні, груші, сливи, абрикос), декоративні чагарники та квіти. Не зважаючи на значну кількість плодових дерев, вони слугували місцем для відпочинку. “Сади розваг” були місцем зустрічей та гулянь. Вони влаштовувались за оборонними стінами замків. Являли собою відкритий простір покритий лучною рослинністю та оточений деревами (плодовими та декоративними), квітучими чагарниками [2].

Переважно плодовими залишались руські сади до XVIII ст. Квіти та лікарські рослини вирощували поміж плодових та овочевих культур. Ф. Бекон зазначав, що плоди та квіти є однаково красивими, тому фруктові дерева висаджували поряд з декоративними, а також на спеціально відведених ділянках, уздовж алей, створюючи досконалі композиції. Джон Рі у своїй праці “Флора” констатує, що “собранная коллекция живых красот, редких растений, цветов и фруктовых деревьев составляет несомненное богатство, славу и отраду саду” [3]. У цей період плодові сади були своєрідною цінністю та гордістю своїх господарів. Різноманітність сортів характеизувала їх багатство, а унікальні композиції та форми – неповторний смак. Асортимент плодових дерев вражав строкатістю, вирізнялися особливою естетикою цвіт та плоди. Декоративні плодові сади створювали у багатьох парках царської Росії. У XVIII ст. плодовими деревами була засаджена частина Літнього саду у Петербурзі. Декоративний плодовий сад існував і у нижньому парку Петродворца.

Поєднання високохудожніх декоративних композицій з присутністю плодових рослин прослідковується у дендрологічному парку “Олександрія” (Біла Церква, кінець XVIII ст.). На території парку було створено три плодові сади: Російський сад (10 га), Південний сад (11 га), сад “Мур” (поч. XIX ст., 3,5 га). За програмою з відновлення плодового саду “Мур” (2008) було створено колекції старовинних сортів плодових культур (селекції XVII–XIX ст.), колекції популярних плодових та ягідних культур (селекції XX–XXI ст.) та ділянки формового декоративного плодового саду [1].

У другій половині XVIII – на початку XIX ст. сформувався своєрідний руський тип декоративного парку, окремі зразки якого й досі вважаються кращими витворами садово-паркового мистецтва. Тогочасне бачення можновладців було зорієнтоване уже на красу природного пейзажу. Саме у цей період були створені паркові ансамблі у Тульчині, Яготині, Білій Церкві, Умані, Тростянці, Сокиринцях, Качанівці [1]. Однією з характерних ознак такого типу парку все ж таки залишалась наявність плодових культур, які, зазвичай, по периметру обрамляли густо насаджені ряди дерев із стриженими формами.

Проте спроби “вписати” культурні плодові дерева у парковий, луговий або лісовий ландшафт зазвичай не давали позитивних утилітарних чи естетичних результатів. Садовий ландшафт суттєво відрізняється від лісового, лучного та паркового, адже чітко виражає роль людини та її регулярний вплив на формування садової культури та саду загалом. Окрім того,

сад несе у собі іншу мету, завдання та функції. Виникнення лісопарків і парків, як більш пізньої форми садово-паркового мистецтва, зумовлене стремлінням людини до лісового ландшафту, тоді як формування ранньої форми саду зумовлене спершу потребою людини у плодових культурах (їх плодах та насінні), а згодом – її захопленням неповторною красою квітучого, або плодоносного дерева. Спеціальні монокультурні сади виникли у зв'язку із бажанням показати багатство сортового складу і декоративні якості окремих найбільш відомих у садівництві видів рослин. Виникненню монокультурних садів сприяли виставки квітів, де на певній ділянці демонстрували кращі сорти того чи іншого виду. У садах культивували окремі рослини. Їх досконале поєднання з іншими сортами, або ж видами сприяло формуванню неповторних зелених експозицій, які максимально виділяють та підкреслюють найкращі та характерні декоративні якості рослин, що їх утворюють. Тоді як парк відображав загальну масу насаджень, у якій зрівнювались, губились образи окремих рослин. Проростання плодових дерев у невідповідному для них ландшафті створювало дисгармонію між чітко вираженими "домашнім" та "диким" образами рослин у цьому ландшафті. З іншого боку затруднялось проведення необхідних заходів по догляду за деревами та їх урожаєм [4].

Сьогодні широко поширеними є не лише промислові садові ландшафти, але й декоративні садові ландшафти, до яких відносяться: декоративні сади із плодових дерев, формовий (шпалерний) плодовий сад, монокультурні сади (розарії, сади ірисів), сади, що створені для показу флори певного сезону вегетації (літнього, осіннього, весняного), дослідні сади, вузькоспеціалізовані сади [4].

Плодові дерева та сади як тепер, так і раніше, цінують за їх смачні та корисні плоди, а також за неймовірну їх красу у період цвітіння та плодоношення, за красу їх різноманітних крон. Сьогодні науковці в галузі плодового декоративного садівництва вивели чимало спеціальних декоративних форм плодових дерев, які вражають різноманіттям та яскравістю забарвлення квітів, великими та численними суцвіттями, значною кількістю та декоративністю плодів, забарвленням листя та своєрідною бутовою крон. Декоративні сорти яблунь, груш, вишень, черешень, персиків, абрикос та інших плодових дерев в останні роки значно збільшили свою численність. Значна їх кількість може успішно сприяти закладанню декоративних плодових садів, що представляє собою велику цінність. Прикладами таких садів є сад декоративних черешень у Адлері, та сад декоративних форм яблунь у Києві.

Яскравим прикладом сучасного декоративного садового ландшафту є формово-декоративний плодовий сад Національного ботанічного саду імені М. М. Гришка НАН України. Сад був створений у 1957 р. під керівництвом І. М. Шайтана. Унікальна ділянка має площу 1 га на якій проростає 800 рослин. Тут представлено 50 сортів переважно яблуні та груші. Широко поширеними є культури винограду, актинідії, лимонника китайського, аґрусу, порічок. Плодові культури розміщені на ділянці разом із квітниковими рослинами. Садівники надають рослинам різноманітних штучних форм: арка, вінок, ваза, змійка, спіраль, піраміда, кошик, пальмета, ліра. Цей плодовий сад демонструє не лише можливості інтенсифікації садівництва, управління ростом і розвитком плодового дерева, але й можливості використання плодових культур у зеленому будівництві, що в результаті визначається як шедевр садово-паркового мистецтва.

При формуванні декоративних садових ландшафтів виникає низка труднощів, пов'язаних з особливостями їх росту та розвитку. Плодові дерева та кущі потребують відповідної системи розподілу дерев на площі, застосування певного комплексу агротехнічних заходів. Промислові садові ландшафти передбачають квадратне, або ж шахматне розміщення дерев, що дає можливість кожній рослині вільно розвивати крону, а також забезпечує механізацію процесу обробітку ґрунту, догляд за кроною, боротьбу із шкідниками. Що до створення декоративного плодового саду, то фахівці радять дотримуватись цієї ж системи планування саду. Тому характерною рисою садових ландшафтів являється геометричне планування території та чіткий розподіл окремих сортів та різновидів, що дозволить оцінити якості кожного сорту рослин.

Широко поширеною формою промислового саду, декоративного зокрема, є шпалерний сад. Сад зі шпалерними формами плодових дерев являє собою архітектурний витвір, який відрізняється своєрідною красою у різні пори року. Закладали їх переважно на відгороджених високими стінами найбільш теплих територіях. Часто дерева висаджували уздовж стін, каркасів, а їх гілля направляли уздовж стін шляхом обрізки, для зручності захисту у холодну пору, покращення плодоношення. Такий варіант плодового декоративного саду можна закладати при санаторіях, будинках відпочинку, у парках закритого типу, поблизу будинків та інших забудов.

Важливу роль у плодовому декоративному саду відіграють кущі. Їх висаджують у проміжках між деревами, ними обрамовують алеї, дороги, місця відпочинку. Особливо цінними є штамбові форми ягідних кущів та напівкущів, які досконало поєднують дві властивості: декоративну якість (у період плодоношення наявна велика кількість крупних ягід яскравого забарвлення) та високу урожайність.

Як бачимо, історичний досвід застосування плодових дерев як декоративних рослин сягає глибини віків. Плодовий сад протягом століть зазнав чимало змін у сортовому асортименті, розміщенні рослин на території. Проте незмінною залишається потреба у наявності такого саду у структурі садових ландшафтів.

На превеликий жаль, садові ландшафти, які спроможні бездоганно виконувати не лише утилітарну, декоративну функції, але і рекреаційну, рідко використовуються на практиці зеленого будування. Сьогодні плодові дерева і сади повинні складати значну частку зелених насаджень населених пунктів, особливо великих міст нашої країни.

Список використаних джерел

1. *Галкін С. І.* Плодовий сад – невід’ємний елемент декоративного садівництва на Україні (на прикладі дендрологічного парку “Олександрія” НАНУ) / С. І. Галкін [Електрон. дані]. – Режим доступу: http://www.nbg.kiev.ua/callections expositions/index.php.
2. *Кучерявий В. П.* Озеленення населених місць / В. П. Кучерявий. – Львів: Світ, 2005. – С. 32–36.
3. *Лихачов Д. С.* Поэзия садов / Д. С. Лихачов. – С-Пб.: Наука, 1991. – 363 с.
4. *Рубцов Л. И.* Садово-парковый ландшафт / Л. И. Рубцов. – Киев: Изд-во АН УССР, 1956. – С. 117–120.

* * *

УДК 911.2+796.926

ЛАВИННІ ТЕРИТОРІЇ СВИДОВЕЦЬКОГО МАСИВУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Володимир Біланюк, Ірина Койнова,
Ігор Рожко, Євген Тиханович

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка 41,
e-mail: geodekanat@gmail.com

Свидовецький масив належить до високогірно-полонинської області Українських Карпат (Міллер, Федірко, 1990) і виділяється як самостійний ландшафт [3]. Як відомо, ця територія, в межах Українських Карпат, є однією з найнебезпечніших з точки зору лавинної активності. На нашу думку, значний розвиток туристичної інфраструктури в межах Свидовецького масиву, а особливо наявність умов для гірськолижного спорту, потребують наявності інформації про лавинну небезпеку [1]. Тому нами було проведено дослідження, мета якого – вивчити особливості природних умов даного гірського масиву в контексті лавинної активності території.

Це дослідження є надзвичайно актуальним, що зумовлено такими факторами:

- ✓ досліджувана територія дуже добре освоєна з точки зору пішохідного туризму, оскільки для неї характерний легкий доступ, наявні промарковані маршрути (основні маршрути починаються з с. Кваси та смт. Ясіня);
- ✓ наявність туристичного комплексу "Драгобрат", основна діяльність якого спрямована на розвиток гірськолижного спорту, який прив'язаний в часі до зимового періоду.

Саме ці фактори є визначальними для проведення досліджень, особливо в контексті забезпечення безпеки для туристів та відпочиваючих.

Гірська група Свидовця сформована на Дулянському та Поркулецькому покривах, представлених переважно верхньокрейдовими та палеогеновими відкладами [2, 5]. Частково на сході простежується включення Чорногірського та Рахівського покривів з відкладами крейди. Досліджувана частина Свидовця має типове карпатське простягання з чітко вираженою асиметричною будовою. Південно-західні схили пологі, розчленовані глибокими долинами рік. На крутіших північно-східних схилах збереглися сліди плейстоценових зледенінь, представлені карами зі скелястими схилами, а в пригребеневих ділянках – найдавнішої поверхні вирівнювання, що зумовило утворення типового рельєфу. Хребти мають плоскі вершини. Характер рельєфу досліджуваної території обумовлений, також, структурно-літологічними особливостями, зокрема наявністю дрібноритмічного флішу [2, 5, 6].

Для території дослідження характерна особлива структура вертикальної морфологічної зональності, яку ще називають вертикальна зональність схилів гір. Її розглядають як сукупність морфологічної поясності (зумовленої зміною клімату з висотою) та ярусності рельєфу (зумовленої історією геологічного розвитку, що викликало зміни в характеристиках схилів) [4]. Відносно вище згаданих аспектів професор П. М. Цись виділив окремий Свидовецько-Чорногірський (триярусний) тип морфологічної зональності [10]. Для нас найбільш важливими є відомості про верхній ярус, оскільки саме в його межах проходять лавинні процеси. Цей ярус охоплює висоти 1 500–2 061 м н. р. м. Включає в себе релікти полонинського пенеплену, реліктові кари, схили площинного змиву (добре розвинені у підполонинській частині Свидовця). Крутосхилі форми даного ярусу виникли внаслідок гляціальних процесів, тому тут переважають схили льодовиково-денудаційної обробки.

Клімат Свидовця вологий, помірно холодний, у високогір'ї – холодний. Середня температура січня дорівнює -3,4 °С, липня – близько 19 °С, середньорічна – 8 °С. Річна кількість опадів складає 950 мм.

У ґрунтовому покриві переважають гірсько-лучно-буроземні з незначними включеннями бурих гірсько-лісових ґрунтів. Гірсько-лучно-буроземні ґрунти поширені на висотах понад 1 500 м, сформовані під лучною, чагарничковою та чагарниковою рослинністю, на територіях з низькими сумами активних температур і високим гідротермічним коефіцієнтом. У таких умовах процес вивітрювання гірських порід дуже повільний і відповідно сповільнюється процес ґрунтотворення, характерне оторфування [5].

В субальпійсько-альпійській смузі на вище згаданих ґрунтах сформувалися гірсько-лучні рослинні формації, а також формації ялівцю сибірського *(Juniperus sibirica)*. Переважаючими є пустищні злаково-чорницеві луки. Спорадично поширені щучникові та різнотравно-щучникові луки. Вони відрізняються багатим флористичним складом. Формації ялівцю сибірського поширені в основному в нижніх частинах карів, частково на їх верхніх стінках. Такий тип рослинності створює характерні умови лавиноутворення [5, 6].

Дослідженнями сніголавинних процесів сьогодні приділяється мало уваги. Загальні дані збирають та опрацьовують співробітники сніголавинних станцій Пожижевська та Плай. Проте ці дослідження обмежуються територією дослідження. Тому польові дослідження на Свидовецькому масиві мають не лише теоретичне, але й практичне застосування, оскілки на Свидовці розташований самий високогірний туристичний комплекс в Українських Карпатах – "Дрогобрат". Упродовж останнього десятиріччя на обмеженій території гори Драгобрат побудовано 24 готелі, які можуть одночасно прийняти близько 1000 туристів. Їх будівництво

на крутих гірських схилах з недотриманням екологічних вимог в місці, де можливе сходження лавин створює небезпеку для туристів.

Основним напрямом його діяльності є гірськолижний спорт, який напряму залежить від природного стану ландшафту, а особливо від природних динамічних процесів в зимовий період, одним з яких є сходження снігових мас. Відсутність даних про сходження лавин для такого комплексу може привести до економічних і соціальних втрат через неправильне планування гірськолижних спусків та підйомників, недостатній контроль за безпечністю інфраструктури, що може в майбутньому вплинути на здоров’я та життя людей.

Для дослідження лавинної активності Свидовецького масиву, в якості ключової ділянки, нами обрана територія північно-східного макросхилу даного ландшафту між горами Стрімчиска та Жандарми. Дана ділянка є репрезентативною в контексті лавинної небезпеки: круті схили, особливості кліматичних умов та ін. [7, 9]. Значну роль відіграло також те, що це частина біосферного резервату “Свидовецький масив”. Відповідно можна вважати, що дана територія зазнає значно меншого антропогенного навантаження, а також зменшується вплив людини на динаміку природних процесів та стани природних територіальних комплексів. Формування снігового покриву залишається для даної території суто природним процесом, на відміну від північнішої частини Свидовця, де структура снігового покриву зазнає антропогенного перетворення, через формування трас для лижних спусків.

Однією з основних проблем є те, що певна частина лижників і сновбордистів, які займаються так-званим “фрі-райдом”, не обмежуються спусками в межах лижних трас і намагаються спускатися з будь яких схилів. Це притаманне і для досліджуваної території. Відповідно не маючи інформації про можливість сходження лавин вони можуть потрапити в небезпечну ситуацію, яку переважно самі і провокують. Наприклад, на схилах Великої Близниці лавину спровокували вісім гірськолижників, підрізавши лижами лише 20 см снігового покриву. П’ятеро з них загинули [1]. Тому результати дослідження можуть забезпечити як інформативну складову про лавинну небезпеку дослідженої ділянки, так і допомогти створити безпечні умови для перебування туристів на цій території в зимовий період.

Вибрана ключова ділянка, як і майже весь (крім північно-західної частини) Свидовецький масив, є досить важкою для досліджень відносно лавинної активності. Це зумовлено тим, що на цій території практично відсутні лавинні лотки, які обмежують у просторі небезпечні лавиноактивні ділянки, а переважаючими є вільні лавини, які не мають чітко виражених меж лавинного комплексу.

Для схематичного відображення місць розташування лавинонебезпечних територій нами створена тривимірна модель рельєфу (див. рис.) досліджуваної ділянки Свидовецького масиву, на яку було нанесено визначені під час досліджень лавинні комплекси. Важливим також є те, що саме тут прокладені лижні траси для «фрі-райду» та навіть масового катання. Це може провокувати сходження лавин та становить небезпеку для туристів.

Практично всі території з лавинною активністю займають лавинні ПТК з міграційним місцем сходження лавин [8]. Вони локалізовані на північно-східних та північних стінках льодовикових форм рельєфу, переважно на схилах гір Велика Близниця та Жандарми.

Єдиний лотковий лавинний комплекс [8, 9] представлений на північному схилі гори Стрімчиска. В межах цього лавинного ПТК можна виділити дві лавинні лотки. В залежності від кількості опадів та розподілу снігового покриву дані лотки можуть функціонувати по різному. Через наявність спільного снігозбору, при відносно незначній потужності снігового покриву, чи нерівномірному розподілі снігу в межах цієї ділянки комплексу, в межах кожного з лавинних лотків може формуватися окреме лавиновище. Натомість, при великій кількості снігу лавина може проходити по двох лотках одночасно, захоплюючи територію, яка їх розділяє. В такому випадку уся територія буде функціонувати як одне лавиновище.

В межах території дослідження основну площу лавинних територій займають лавинні ПТК з міграційним місцем сходження лавин [8]. Ці комплекси територіально прив’язані до схилів північно-східних експозицій, які розміщуються в межах природних комплексів генетично сформованих давньольодовиковими процесами. Ці лавинні ПТК характеризуються

значною лавинною активністю. До основних територій, які зазнають впливу лавин, відносяться: сідловина між г. Стрімчиска та г. Велика Близниця; привершинні ділянки г. Велика Близниця; дуже круті схили в межах г. Жандарми.

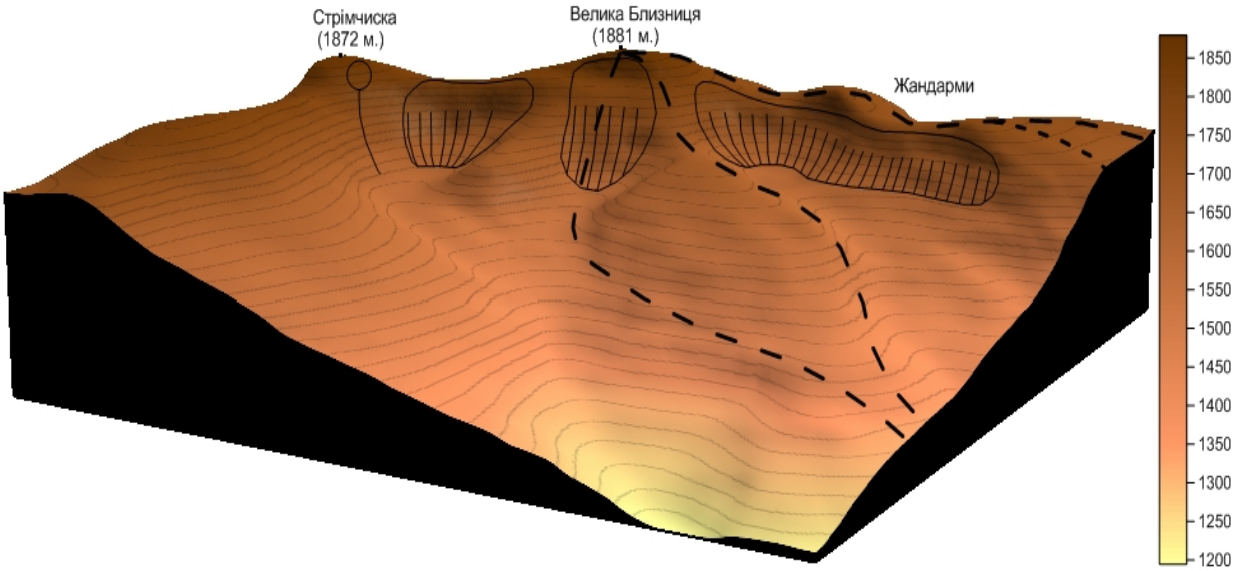


Рис. 1. Лавинні комплекси північно-східного макросхилу дослідженої території (вид з північного сходу)

- Лавинні ПТК з локалізованим місцем сходження лавин [8];

- Лавинні ПТК з міграційним місцем сходження лавин [8];

– – – - Лижні траси для "фрі-райду" [11];

- - - - - - Лижні траси для массового катання [11].

Враховуючи подані вище факти та опираючись на польові дослідження можна виділити певні особливості, характерні для Свидовецького масиву в контексті формування лавинонебезпечної ситуації, які надають цій території певної відмінності від Горган, Чорногори, Мармарошу.

Відповідно до результатів досліджень ними є:

- ✓ на території дослідження спостерігається значне кількісне перевищення площинних лавинних комплексів, які в Українських Карпатах переважно приурочені до льодовикових форм рельєфу, а в ландшафтному відношенні – до місцевостей давньольдовиково-ерозійного високогір'я, над лотковими;
- ✓ наявність в літологічній основі середньо- та дрібноритмічного флішу спричинила значне вирівнювання високогірних поверхонь та меншу розчленованість рельєфу, через що в межах досліджуваної ділянки сформувалися хороші умови для сходження вільних лавин;
- ✓ скельні утворення та криволісся в пригребеневих ділянках створюють можливість формування снігових карнизів, які часто є однією з причин сходження лавини;
- ✓ значну роль в формуванні вільних лавин відіграє наявний на більшості території трав'яний покрив, який слугує хорошою поверхнею сковзання. Особливо це характерно тоді, коли на трав'яному покриві утворюється льодяна кірка, яка зменшує силу зчеплення снігової маси з землею. Саме при таких процесах на крутих схилах збільшується ймовірність сходження лавин з свіжовипавшого снігу.

За результатами проведених досліджень можна зробити висновок, що вибрана нами територія є однією з найбільш репрезентативних ділянок в Українських Карпатах в контексті лавинної активності. Тут простежуються усі основні чинники формування лавин. Ця

територія характеризується своєрідними особливостями природних умов для проходження даних морфодинамічних процесів, які потребують подальшого вивчення. Основною метою для цього є створення безпечних умов перебування туристів на даних територіях та зменшення негативного впливу даних природних процесів на розвиток туристичної інфраструктури.

Список використаних джерел

1. Безпека туристів в Карпатах. Поради рятувальників. – Ужгород, 2008.
2. *Кравчук Я. С.* Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат: Монографія. / Я. С. Кравчук. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 2008. – 188 с.
3. *Мельник А. В.* Українські Карпати: еколого-ландшафтознавче дослідження / А. В. Мельник. – Львів, 1999. –286 с.
4. *Перехрест С. М.* Шкідливі стихійні явища в Українських Карпатах / С. М. Перехрест , С. Г. Кочубей. – Київ: Наукова думка, 1971.
5. Природа Закарпатської області / [під ред. проф. К. І. Геренчука]. – Львів: Вища школа, 1972. – 265 с.
6. Природа Українських Карпат / [під ред. К. І. Геренчука]. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1968.
7. *Стойко С. М.* Природа – стихия – человек / С. М. Стойко, П. Р. Третяк. – Львов: Вища школа, 1982. – 120 с.
8. *Тиханович Є.* Проблеми термінології про дослідженні лавинонебезпечних територій / Є. Тиханович, В. Біланюк // Науковий вісник Чернівецького університету: зб. наук. праць. – Чернівці: Чернівецький нац. ун-т, 2012. – Вип. 612–613: Географія. – С. 173–176.
9. *Третяк П. Р.* Лавинные очаги в лесистых среднегорных ландшафтах и пути их локализации: Автореферат дис. ... канд. геогр. наук / П. Р. Третяк. – Киев, 1980.
10. *Цись П. М.* Геоморфологія УРСР / П. М. Цись. – Львів: Вид-во Львівського ун-ту, 1962. – 224 с.
11. www.dragobrat-go.com. Схема трас і спусків гірськолижного комплексу “Драгобрат”. Електронний ресурс. – Режим доступу: http://dragobrat-go.com/shema.html.

* * *

УДК 911.375

ПРОБЛЕМИ ОПТИМІЗАЦІЇ ВОДНО-БОЛОТНИХ АНТРОПОГЕННИХ ЛАНДШАФТІВ ВІННИЦЬКОЇ ОБЛАСТІ

Григорій Хаєцький

Вінницький державний педагогічний університет імені М. Коцюбинського,
Україна, 21100, м. Вінниця, вул. Острозького, 32,
e-mail: gs_khaetsky@ukr.net

Постановка проблеми. Минуле століття характеризувалось активним господарським освоєння річок Вінницької області, що стало причиною створення густої мережі ставків, водосховищ, каналів, водойм антропогенного карсту і кар’єрних виробок, відстійників та копанок. Друга половина XX і початок XXI ст. відзначались інтенсивним антропогенним навантаженням на згадані вище водойми, що призвело до їх замулювання та заростання. Як наслідок, утворилися специфічні ландшафтні комплекси – водно-болотні антропогенні ландшафти і їх подальша еволюція потребує вирішення проблем оптимізації.

Аналіз наявних досліджень. Природні водно-болотні ландшафтні комплекси, які утворилися в умовах натурального режиму річок, вже давно і детально вивчені [1, 3, 5, 7, 10, 11], досліджені й водно-болотні ландшафти Поділля, їх структура, особливості формування

та розвитку і деякі питання оптимізації із суміжними ландшафтними комплексами [2]. Але замулювання, заростання ставків, водосховищ, каналів призводить до збільшення площ водно-болотних антропогенних ландшафтних комплексів, зокрема у Вінницької області, що дає підставу для подальших досліджень.

Виклад основного матеріалу дослідження. Водно-болотним антропогенним ландшафтам різного ієрархічного рівня належить важливе місце в процесі формування ландшафтів річкових долин Вінницької області. Перезволоження в заплавах річкових долин і поступове витіснення лучної рослинності водно-болотною сприяє формуванню водно-болотних антропогенних ландшафтів. Вони, як правило, існують на межі води та суходолу й залежать від нестабільного рівня води.

Водно-болотні антропогенні ландшафти – це система, яка включає в себе природні комплекси антропогенних водних об'єктів і їх берегові зони, які об'єднані спільністю процесів формування, територіальною близькістю, спорідненістю гідрологічного режиму й біоценозтичними зв'язками, потоками речовин та енергій.

Особливістю водно-болотних антропогенних ландшафтів є нестійкість і рухливість їх складових компонентів, як в бік водойми, так і в бік суходолу, що визначає досить помітну динамічну здатність ландшафтного комплексу. По-перше, це підтверджується іноді досить швидким заростанням ставків (окремі ставки можуть повністю заростати протягом 10 років). По-друге, помітне поширення водно-болотної рослинності в бік водойми настає навіть за один літній сезон, якщо з тих чи інших причин ставок не заповнювався водою після того, як був спущений; або коли рівень води у ставку або водосховищі підвищується, і тоді водно-болотна рослинність поширюється в бік суходолу. По-третє, поширення водної, водно-болотної рослинності в бік акваторії призводить до витіснення і зміни рослинних угруповань. Так, водно-болотна рослинність (очерет звичайний (Phragmites australis), рогіз вузьколистий (Typha angustifolia L.), комиш озерний (Schoenoplectus lacustris) витісняється поступово болотною рослинністю (осоки), яка в свою чергу відступає під тиском різнотравно-злакової рослинності.

Основною причиною такої активної поведінки рослинних угруповань є зниження рівня ґрунтових вод, що настає через зниження рівня води в самій водоймі в результаті спуску води або обміління, як результат інтенсивного замулювання. І лише для антропогенних водних об'єктів можливий зворотний процес розвитку всіх фіто- та зооценотичних комплексів у разі втручання людини (заповнення водойми водою або її очищення і поглиблення).

Протягом століть людина знищила або докорінно змінила натуральні водні об'єкти. Вона створила нові, оригінальні, поки що слабо вивчені антропогенні ландшафтні комплекси, які сьогодні потребують охорони не меншої, ніж натуральні. Тому потрібна єдина система природоохоронних заходів, яка поєднає комплекси різного походження. Така система повинна включити в себе натуральні та антропогенні об'єкти. Всі вони природні, але різні за генезисом, і повинні охоронятися державою. Очевидна недосконалість існуючої системи класифікації природно-заповідного фонду не дозволяє у повному обсязі здійснити природоохоронні заходи [2].

Недостатньо враховано значення рослинного світу водойм, адже вони вилучають різні токсичні речовини, важкі метали, радіонукліди [4]. На поверхні рослин формуються селективні мікробіоценози, які сприяють активній деструкції ряду небезпечних забруднюючих речовин – нафтопродуктів, фенолів [9]. Лише в кореневій системі 1 га повітряно-водної рослинності, можуть за вегетативний період виводитися з кругообігу, накопичуватися і захоронятися в донних відкладах десятки та сотні кілограмів азоту, фосфору, магнію, калію, марганцю, заліза, свинцю, хлорорганічних пестицидів та інших хімічних речовин [2].

Встановлено, що за рік із води та ґрунту 1га заростей очерету поглинає близько 850 кг калію, 122 кг фосфору, 450 кг натрію, 277 кг сірки, 95 кг магнію, стільки ж кальцію, більше 160 кг мінерального азоту тощо [9].

Ще одним підтвердженням позитивної ролі вищої водної рослинності є те, що на 1 га заростей очерету росте 350 тисяч одиниць цих рослин і поглинаюча площа їх коренів дорівнює

112 420 км^2. Така потужна коренева система служить природним фільтром для різних домішок, що знаходяться у воді. Очерет також може осушити болото та закріпити своїми коренями навіть найнестійкіший берег. В коренях і стеблах очерету є повітряні пустоти, які при довжині коренів 2 м пронизують болотний ґрунт та утворюють “вентиляційний” канал, яким повітря поступає в ґрунт, прискорюючи окислювальні процеси. Також очерет запобігає розмножуванню синьо-зелених водоростей, які викликають шкідливе “цвітіння” води. Тому штучні насадження очерету на ставках і водосховищах можуть служити натуральним фільтром очищення води. Потрібно лише час від часу скошувати очерет, щоб його відмерлі стебла не забруднювали водойму [6].

Враховуючи ситуацію, яка склалася у Вінницької області на сучасному етапі взаємодії природи і людини та подальшу перспективу в галузі використання і охорони водних ресурсів, виникла необхідність пошуку нових науково-методичних підходів підвищення ефективності використання водно-болотних ландшафтних комплексів.

Деякі водно-болотні ландшафти регіону можуть стати цінними природоохоронними об’єктами. Ці високопродуктивні ділянки мають особливе значення як нерестилища і місця нагулу личинок та малька промислових риб. Водно-болотні ландшафтні комплекси є багатою кормовою базою не лише для водних, напівводних та сільськогосподарських тварин, а також як місця розмноження багатьох видів птахів. Важливу роль водно-болотні комплекси відіграють в процесах самоочищення антропогенних водойм.

У Вінницькій області виділяються за своєю площею (1 550 га), фіто- та зооценотичним різноманіттям водно-болотні ландшафти, які носять назву “Микулинецькі ставки” і мають значну цінність для заповідання, де рослинність представлена угрупованнями формації очерету звичайного (Phragmites australis), яка займає найбільші площі заплави річки Згар (права притока Південного Бугу), широко представлені й інші види болотного різнотрав’я: вовконіг європейський (Lycopus europaeus), білозір болотний (Parnassia palustris), гравілат річковий (Geum rivale L.), м’ята болотна (Mentha pulegium), різні види осок (Carex acuta, C. Supina, C. appropinquata). По периферії таких урочищ, при дещо нижчому заляганні ґрунтових вод, формуються угруповання очеретянки звичайної (Digraphis arundinacea L.), чистецю болотного (Stachys palustris L.), тонконога болотного (Poa palustris L.), а на більш сухих місцях – кропиви дводомної (Urtica dioica L.). Формація рогозу вузьколистого (Typha angustifolia L.) утворена одним з найбільш поширених ценозоутворювачів серед трав’янистих болотних рослин регіону. Монодомінантними видами є формації латаття білого (Nymphaea alba). В плаваючому ярусі переважають вільно плаваючі види: жабурник звичайний (Hydrocharis morsussanae), багатокорінник звичайний (Spirodela polyrrhiza), ряска мала (Lémna mínor). Ці види є найкращою кормовою базою для багатьох видів птахів, які тут мешкають. Мозаїчність рослинного покриву сприяє значному багатству тваринного світу заплави річки Згар. Болотні комплекси будучи малодоступними ділянками для людини і наземних хижаків, служать чудовим місцем мешкання для багатьох видів птахів. Найбільш багаточисельними за видовою різноманітністю є птахи: гуска сіра (Anser anser), чапля біла велика (Ardea alba), чапля біла мала (Egretta garzetta), чапля руда (Ardea purpurea), крячок (білощокий (Chlidonias hybrida Pall.), чорний (Chlidonias nigra L.), річковий (Sterna hirundo), чирок свистунок (Anas crecca), чирок тріскунок (Anas querquedula), великий норець (Podiceps cristatus L.), баклан великий (Phalacrocorax carbo), бугайчик (Ixobrychus minutus), бугай (Botaurus stellaris), сіра чапля (Ardea cinerea), лебідь шипун (Cygnus olor), крижень (Anas platyrhynchos), чернь білоока (Aythya nyroca) та багато інших. Існування в межах Вінницької області такого водно-болотного біоценозу є найкращою кормовою базою для птахів, підтримує їх чисельність, особливо рідкісних. Саме ці обставини відіграли важливу роль в появі, а пізніше і в підтриманні чисельності унікального поселення гуски сірої (в межах Вінницької області і на Поділлі одна з найбільших популяцій), чаплі білої великої, чаплі рудої та ін.

Висновки. Оптимальний розвиток водно-болотних антропогенних ландшафтів може бути забезпечений при врахуванні умов їх функціонування і особливостей розвитку, а також при формуванні єдиної системи природоохоронних об’єктів Вінницької області і заходів, які

б поєднали між собою напрями оптимізації досліджуваних ландшафтів натурального й антропогенного походження.

Список використаних джерел

1. Вопросы гидробиологии болот / под ред. С. М. Новикова. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 152 с.
2. *Денисик Г. І.* Водні антропогенні ландшафти Поділля / Г. С. Хаєцький, Л. І. Стефанков. – Вінниця: Теза, 2007. – С. 174–178.
3. *Денисенков В. П.* Основы болотоведения: Учебное пособие / В. П. Денисенков. – С-Пб: Санкт-Петербургский гос. ун-т, 2000. – 224 с.
4. *Дубняк С. С.* Гідродинаміка мілководь дніпровських водосховищ, її екологічна роль. Дис. канд. геогр. наук: 11.00.07 / Дубняк Сергій Сергійович. – К., 1997. – 187 с.
5. *Елина Г. А.* Многоликие болота / Г. А. Елина. – Л.: Наука, 1987. – 191 с.
6. *Зеров М. М.* Вища водна рослинність заплавних водойм верхнього і середнього Дніпра. – Праці Інституту гідробіології АН УССР / М. М. Зеров. – 1941. – № 20. – С. 88–114.
7. Иванов К.Е. Гидрология болот / К. Е. Иванов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1953. – 300 с. (Учебное пособие для геогр. фак. гос. ун-тов и гидрометеорологических ин-тов)
8. *Короткевич П. Г.* К вопросу использования водоочистных свойств тростника обыкновенного. Водные ресурсы / П. Г. Короткевич. – 1976. – № 5. – С. 191–197.
9. *Морозов Н. В.* Роль высшей водной растительности в самоочищении рек от нефтяного загрязнения. Гидробиологический журнал / Н. В. Морозов , Г. С. Петрова, Г. Н. Петров. – 1969. – № 4. – С.73–80.
10. *Пьявченко Н. И.* Торфяные болота, их природное и хозяйственное значение / Н. И. Пьявченко. – М.: Наука, 1985. – 152 с.
11. Торфово-болотный фонд УРСР: Його районування та використання / ред. Г. І. Білик. – К.: Наукова думка, 1973. – 263 с.

* * *

УДК 911.9(377)

ЛАНДШАФТНО-СОЗОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ – АКТУАЛЬНИЙ НАПРЯМ СУЧАСНОГО ЛАНДШАФТОЗНАВСТВА

Галина Савка

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, Львів, вул. Дорошенка 41,
e-mail: savka@franko.lviv.ua

Збереження та охорона ландшафтів належать до найбільш важливих складових сталого розвитку. Проблеми охорони ландшафтного різноманіття в останні десятиліття набувають значної актуальності. Про це свідчить прийняття низки міжнародних нормативних документів. Зокрема, у 1995 р. на Міжнародній конференції Європейських країн у Софії було прийнято "Загальноєвропейську стратегію в галузі біологічного і ландшафтного різноманіття". На її основі було розроблено "Європейську ландшафтну конвенцію" (підписана у 2000 р., ратифікована в Україні у 2005 р.). Вагомим кроком у вирішенні проблем охорони та збереження ландшафтів в Україні є розробка Закону "Про ландшафти".

Концепція охорони навколишнього середовища сформувалася у другій половині XX ст. У сучасній російській та польській літературі термін созологічний вважається синонімом до природоохоронний.

В українській науці вперше спробу виокремити охорону природи як окрему наукову дисципліну зробив С. Стойко (1973). Він додав до терміну В. Гоетеля "Sozologia" (1966) при-

ставку “гео”, таким чином назвавши її “геосозологія”. Геосозологію він вважає міждисциплінарною наукою, що має складну структуру. Залежно від об’єкта дослідження у її складі виділяє низку спеціалізованих природоохоронних дисциплін, серед яких виокремлює ландшафтну созологію (Landscapesozology), метою якої є охорона ландшафтних систем.

Можливості та переваги застосування ландшафтного підходу для цілей охорони природи проаналізовані в працях В. Петліна, В. Гриневецького, Ю. Фаріон та ін. В. Гриневецький (2004) вчення про комплексну охорону ландшафтів пропонує називати природоохоронним ландшафтознавством.

Таким чином, ландшафтна созологія – науковий напрям у ландшафтознавстві, предметом дослідження якого є охорона, збереження та відтворення ландшафтних комплексів.

Проведення ландшафтно-созологічного дослідження передбачає застосування основ ландшафтознавчого аналізу, під яким розуміють “сукупність теоретичних і методологічних принципів, методів і методики, спрямованих на пізнання генезису, розвитку, структури, динаміки, функціонування, тобто усієї сукупності властивостей геокомплексів різних рангів, а також їх сучасного стану, пов’язаного з господарською діяльністю людини” (Міллер, Петлін, Мельник, 2002).

Основу класичного ландшафтознавства становить вчення про природні територіальні комплекси (ПТК) та їхні антропогенні модифікації. Застосування підходу до вивчення антропогенного впливу як модифікацій ПТК дозволяє визначити ступінь їх зміненості та відхилення від природного стану. Оскільки вплив господарської діяльності на ПТК може бути як негативним, так і позитивним, антропогенні модифікації варто поділяти на конструктивні й деструктивні. На природоохоронних територіях прикладом конструктивної антропогенної модифікації є реконструкція рослинних угрупувань з метою наближення лісових комплексів до природного стану, деструктивної – створення рекреаційних осередків на ділянках поширення оселищ раритетних видів флори та фауни.

Ландшафтно-созологічне дослідження потребує застосування теоретичних і методологічних основ вчення про культурний ландшафт. У созологічному оцінюванні ПТК найбільш важливою є інтерпретація культурного ландшафту як зразка, спадщини тощо (Гродзинський, 2005). Однак варто розділяти ландшафт як спадщину й ландшафт як зразок. У Законі України “Про охорону культурної спадщини” (2000) серед таких видів об’єктів культурної спадщини як археологічні, історичні, монументального мистецтва, архітектури та містобудування, садово-паркового мистецтва, визначені також і ландшафтні – природні території, які мають історичну цінність. Як приклад ПТК, що є зразком, можна розглядати поселення з традиційною забудовою. Таким чином, історико-культурна цінність ПТК зумовлена характером їх освоєння людиною, тобто ступенем антропогенної модифікованості.

У ракурсі охорони й збереження ПТК доцільно визначити їх созологічну цінність, під якою слід розуміти їх значення для збереження природної та історико-культурної спадщини. У класифікації значень місць ландшафту, розробленій М.Гродзинським (2005), созологічному значенню відведено досить вузький діапазон, де його включено не до біоекологічних, а до соціальних значень місця, тим самим мимоволі наголосивши на користувацькому ставленні людини до охорони природи.

Таким чином, созологічна цінність ландшафтного комплексу – значення ПТК (наукове, рекреаційне, естетичне, природоохоронне та ін.), що вирізняє його як об’єкт охорони.

За характером созологічної цінності ПТК можна поділити на такі групи:

1) оселищні (середовища існування раритетних видів флори і фауни);
2) об’єкти історико-культурної спадщини (етнічні, сакральні, політичні, історичні, меморіальні та ін.);
3) ресурсні (з цінним науковим, рекреаційним, естетичним та ін. потенціалом).

Можна виділити такі созологічно-функціональні типи ПТК:

1) репрезентативні (типові для певної території), що мають високу консерваційну цінність (збереженість у стані, близькому до природного);
2) унікальні.

У природоохоронній справі репрезентативність ПТК є основним критерієм виділення великоплощинних і високорангових заповідних територій (біосферні заповідники, національні природні парки, заказники), у той час як унікальність – дрібних за площею (заповідні урочища, пам'ятки природи). Слід відзначити, що унікальні ПТК можуть утворюватися лише під впливом особливих чинників ландшафтотворення з локальним проявом. Традиційні прийоми ландшафтного картографування, скеровані на пошук репрезентативних ландшафтних комплексів, тому унікальні, нетипові ПТК при цьому часто губляться. Тому виділення созологічно цінних ПТК має відбуватися за спеціальним алгоритмом із дотриманням певних принципів картографування.

Таким чином, ландшафтно-созологічне дослідження включає два напрямки.

Перший – оцінка стану ландшафтних комплексів для проведення ландшафтного планування з метою впровадження заходів раціонального використання ПТК для їх максимального наближення до природного (корінного) стану. Основні способи охорони втілюються в процесі господарської діяльності.

Другий – скерований на пошук як репрезентативних для регіону ландшафтних комплексів, що мають наукову, естетичну, рекреаційну та ін. цінність, так і на виявлення унікальних природних комплексів. Як одні, так інші можуть охоплювати як значні за площею території, так і мати локальне розташування. Основні способи охорони: заповідання, вручення охоронних зобов'язань, залучення до охорони певних соціальних груп населення (школярів, студентів тощо).

Список використаних джерел

1. *Гриневецький В. Т.* Ландшафтознавчий підхід в охороні природи та природоохоронне ландшафтознавство // Україна: географічні проблеми сталого розвитку. – К., 2004. – Т. 2.
2. *Гродзинський М. Д.* Пізнання ландшафту: місце і простір. – К., 2005. – Т. 2. – 503 с.
3. *Міллер Г. П., Петлін В. М., Мельник А. В.* Ландшафтознавство: теорія і практика. Навч. посібн. – Львів, 2002. – 172 с.
4. *Стойко С. М.* Нова галузь науки – охорона біосфери та її завдання на Україні // Вісник АН УРСР. – 1973. – № 7. – С. 83–91.
5. *Goetel W.* Sozologia – nauka o ochronie przyrody i jej zasobow // Kosmos. – 1966. – Z. 5. – S. 473–482.

* * *

УДК 504.54:551.4.032:57.045(477.75)

ПОСТРОЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ НИШ НЕКОТОРЫХ ЛАНДШАФТОВ РАВНИНОГО КРЫМА

Владимир Табунщик

Таврический национальный университет имени В. И. Вернадского,
Украина, АР Крым, 95033, г. Симферополь, просп. В. И. Вернадского, 4,
e-mail: 80506926625@mail.ru

В XX веке произошла интеграция ландшафтного и экологического подходов в ландшафтно-экологический, который соединил базовые концепции экологии и ландшафтоведения. Одной из таких концепций явилась концепция экологической ниши. Как показано в работах [2, 3, 4, 7] все положения, разработанные для экологической ниши справедливы и для ландшафта. С ее помощью можно оценить конкуренцию ландшафтов за пространство, выявить наиболее уязвимые, ценные и нуждающиеся в охране ландшафты, составить прогнозы динамики и реакции ландшафтов на изменение полей факторов.

Изучение ниш ландшафтов на региональном и локальном уровнях представляет собой важную задачу и имеет научный и прикладной аспект. В работе [4] были охарактеризованы ниши ландшафтов Равнинного Крыма как составная часть ниш ландшафтов равнинной Украины (восемь ландшафтов). Учитывая, что Крымский полуостров находится на стыке ряда контрастных сред и отличается большим разнообразием природных условий – на современном этапе необходимо более детальное исследование ниш ландшафтов Крымского полуострова (включающее и территорию Горного Крыма) – на ландшафтной карте Крыма [9] выделено 116 ландшафтных комплексов (для Равнинного Крыма – 36), а на ландшафтной карте Крыма [1] – представлено 46 ландшафтных комплексов (для Равнинного Крыма – 14).

Для построения ниш ландшафтов Крымского полуострова использована ландшафтная карта Крыма [1], на которой выбраны два ландшафта: лессовидно-суглинистые равнины, ложбинно-балочные, денудационно-аккумулятивные с черноземами южными и смытыми солонцеватыми под ковыльно-типчаково-разнотравной степной растительностью (в дальнейшем – ландшафт №7 – исходя из легенды карты) и пластово полого-волнистые равнины, слаборасчлененные с черноземами южными щебневато-галечниковыми под разнотравно-асфоделиновой степной растительностью (в дальнейшем – ландшафт № 12). На ландшафтную карту Крыма была наложена квадратная сетка (грид). Для ландшафта № 7 количество точек составило – 52, а для ландшафта № 12 – 32.

Как показано в работах [4, 7] существуют различные ниши ландшафтов, в зависимости от комбинации различных факторов. В данной работе построена климатическая ниша выбранных ландшафтов в полях факторов: “Осадки (мм). Теплый период (IV – X)” – ось *x* и “Суммарная солнечная радиация. Лето (МДж/м^2)” – ось *y*. Эта комбинация факторов выбрана неслучайно: ряд физико-химических и биологических процессов происходит в ландшафте именно в теплый период года [4]. Для построения полей факторов был использован следующий материал: карта распределения поля осадков за теплый период [6] и поля суммарной солнечной радиации [5]. В дальнейшем ландшафтная карта и карта распределения полей осадков и радиации были импортированы в среду программного обеспечения *Surfer 11*. Здесь согласно методике [8] была произведена их оцифровка (*Digitizing*), интерполяция и получение данных (рис. 1, 2). В качестве метода интерполяции использовался метод Криге (*Kriging*).

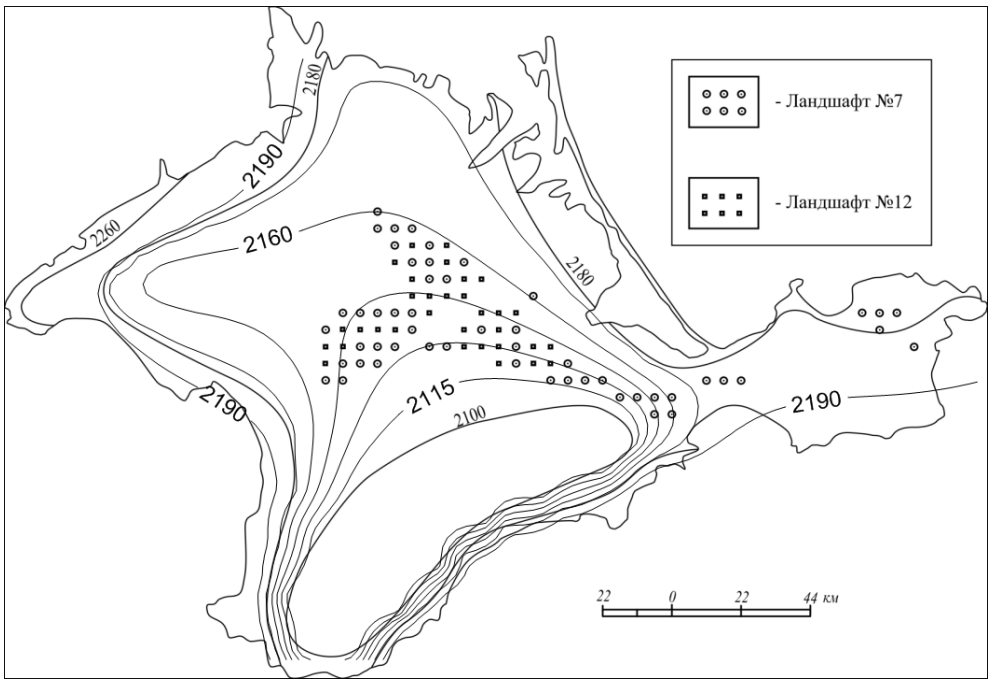


Рис. 1. Суммарная солнечная радиация. Лето (МДж/м^2), по [5] с изменениями и дополнениями автора

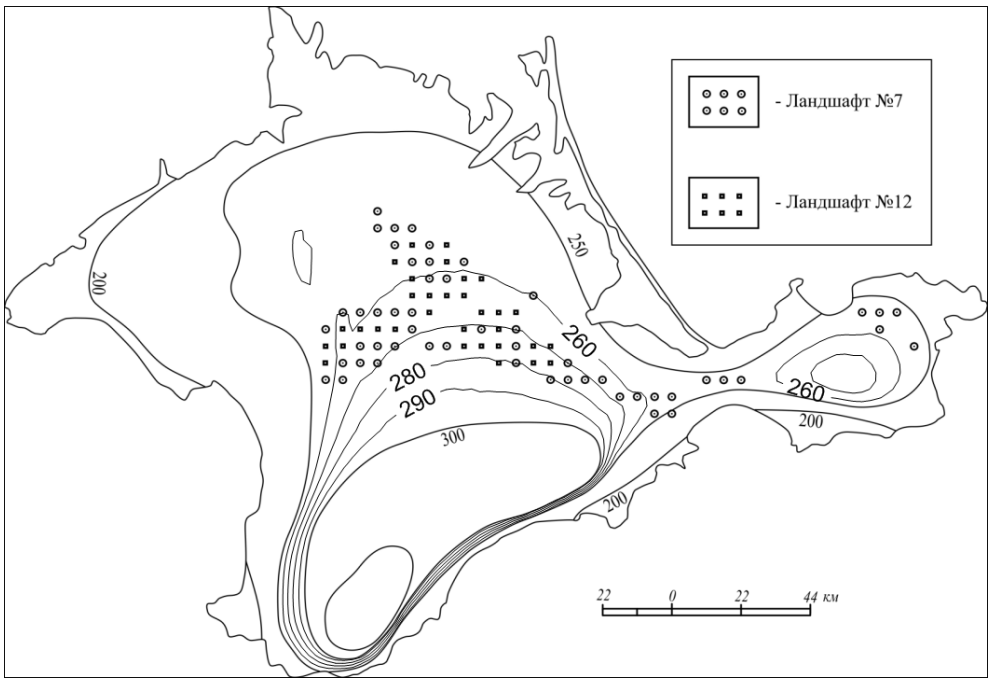


Рис. 2. Осадки (мм). Теплый период (IV – X), по [6]
с изменениями и дополнениями автора

Для построения ниш ландшафта полученные данные были импортированы в программу *Microsoft Office Excel 2007*. В результате был получен набор точек, характеризующий определенный ландшафт, с координатами факторного пространства. С помощью пакета векторной графики *CorelDraw X6* контуры ниш ландшафтов сглаживались (рис. 3).

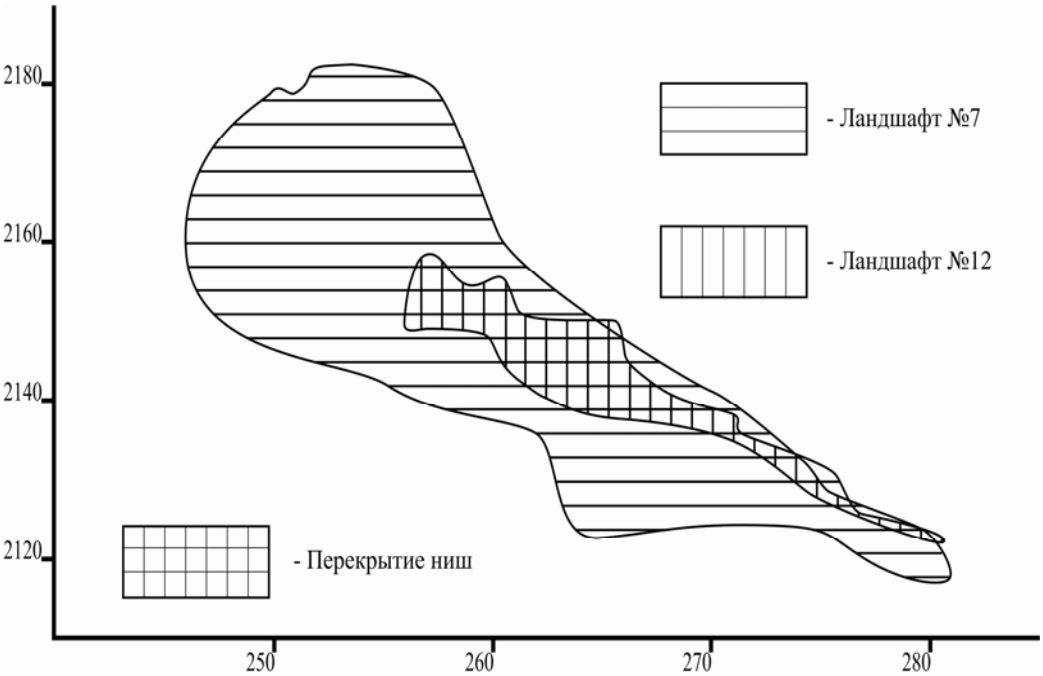


Рис. 3. Пересечение ниш ландшафтов двух видов (№№ 7 и 12) в пространстве факторов "Осадки (мм). Теплый период (IV – X) (ось абсцисс) – Суммарная солнечная радиация. Лето (МДж/м^2) (ось ординат)"

Любая геосистема может сформироваться и существовать только в определенном диапазоне влияния фактора. Диапазон действия фактора можно определить по формуле $\Delta x = x_{max} - x_{min}$, где Δx – амплитуда фактора, x_{max} и x_{min} – максимальное и минимальное значение фактора. Факторные амплитуды рассматриваемых ландшафтов представлены в таблице 1.

Таблица 1

Факторные амплитуды рассматриваемых ландшафтов

Факторы / Ландшафты	Осадки (мм). Теплый период (IV – X)	Суммарная солнечная радиация. Лето (МДж/м²)
Ландшафт № 7	Δx = 280,87–246,02 = 34,85	Δx = 2182,66–2117,44 = 65,22
Ландшафт № 12	Δx = 280,58–256,05 = 24,53	Δx = 2158,59–2122,37 = 36,22

Однако, как отмечено в работах [2, 4] такой подход не позволяет детально оценить приспособленность ландшафта к действию фактора с выделением его типологического ядра и оптимума.

Различные ландшафты различаются не только по положению их ниш в факторном пространстве, но и по их величине – объему. Показатель объема ниши позволяет количественно оценить ту часть факторного пространства, в котором условия для существования ландшафта являются благоприятными. Количественно объем ниши можно оценить по следующему показателю [2, 4]:

$$V = \prod_{i=1}^{n} (\Delta x_i / x_m),$$

где V – объем ниши ландшафта; П – знак произведения; Δx_i – величина факторной амплитуды по *i*-му фактору; x_m – центральное значение амплитуды; *n* – число факторов, по которым построена ниша.

Таблица 2

Объем ниш рассматриваемых ландшафтов

Показатели / Ландшафты	Δx_i		x_m		V
	Осадки, мм	Суммарная радиация, МДж/м²	Осадки, мм	Суммарная радиация, МДж/м²	
Ландшафт № 7	34,85	65,22	261,730	2148,438	0,0040
Ландшафт № 12	24,53	36,22	265,500	2142,418	0,0016

В многомерном факторном пространстве ниши ландшафтов относительно друг друга могут располагаться: независимо друг от друга, одна ниша может быть включена в другую и ниши могут перекрываться. Ниши рассматриваемых ландшафтов перекрываются в пределах значений: 2121–2158 МДж/м² и 257–280 мм. Количественно степень перекрытия двухмерных ниш можно оценить графически, через отношение площади, на которой ниши пересекаются, к их общей площади на графике [2,4]. Математически это можно представить:

$$\mu_{ij} = \frac{S_x}{S_i + S_j - S_x},$$

где μ_{ij} – мера перекрытия ниш ландшафтов *i*-го и *j*-го типов; S_x – площадь пересечения ниш ландшафтов *i*-го и *j*-го типов; S_i и S_j – площадь ниш ландшафтов *i*-го и *j*-го типов соответственно.

Мера перекрытия ниш ландшафтов № 7 и № 12 составила 17,1 %. Для более детального описания предлагается ввести показатель характеризующий отношение площади перекрытия к площади ниши ландшафта. Тогда для ландшафта №7 такой показатель составит 17,2 %, а для ландшафта № 12 – 95,9 %. Вместе эти два показателя дают более четкое и наглядное представление о степени перекрытия ниш ландшафтов.

Выводы: 1. Ниши рассматриваемых ландшафтов перекрываются в пределах значений: 2 121–2 158 МДж/м^2 и 257–280 мм. В пределах этого пространства ландшафты конкурируют за территорию.

2. Факторная амплитуда для ландшафта № 7 составляет 34,85 мм и 65,22 МДж/м^2, для ландшафта № 12 – 24,53 мм и 36,22 МДж/м^2. Ландшафт № 7 можно отнести к эфрифакторным, а № 12 – к стенофакторным.

3. Объем ниши ландшафта № 7 – 0,0040, а ландшафта № 12 – 0,0016 (что в 2,59 раза меньше). Ландшафты № 12 прихотлив к условиям внешней среды и в целом неустойчив при вариации этих условий. Он требует более особого внимания и природоохранного статуса, чем ландшафт № 7.

4. Ландшафт № 12 более уязвимый, чем ландшафт № 7, так как имеет более узкую факторную амплитуду и объем ниши.

Список литературы

1. *Атлас:* Автономная Республика Крым / [Ред. Н. В. Багров, Л. Г. Руденко]. – К.– Симферополь: ТНУ им. В. И. Вернадского, Крымский науч. центр НАН и МОН Украины, Ин-т географии НАН Украины, Ин-т передовых технологий, 2003. – 78 с.
2. *Гродзинський М. Д.* Основи ландшафтної екології / М. Д. Гродзинський. – Київ: Либідь, 1993.
3. *Гродзинський М. Д.* Пізнання ландшафта: місце і простір / М. Д. Гродзинський. – К.: ВПЦ КНУ ім. Т.Г. Шевченка, 2005. Т. 1. – 2005. – 416 с.; Т. 2. – 2004 – 503 с.
4. *Гродзинський М. Д.* Ніші ландшафтів України у просторі кліматичних факторів / М. Д. Гродзинський, Д. В. Свідзінська. – К., 2008.
5. Климат и опасные гидрометеорологические явления Крыма / [под ред К. Т. Логвинова, М. Б. Барабаш]. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 317 с.
6. Климатический атлас Крыма: [приложение к научно-практическому дискуссионно-аналитическому сборнику "Вопросы развития Крыма"]. – Симферополь: Таврия-Плюс, 2000. – 120 с.
7. *Свідзінська Д. В.* Концепція екологічної ніші в дослідженні ландшафтів / Д. В. Свідзінська // Вісник Львівського університету. Серія геогр. – 2004. – Вип. 31. – С. 198–202.
8. *Силкин К. Ю.* Геоинформационная система *Golden Software Surfer 8*: [учебно-методическое пособие для вузов] / К. Ю. Силкин. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 2008. – 66 с.
9. Современные ландшафты Крыма и сопредельных акваторий / [Под ред. Е. А. Позаченюк]. – Симферополь, Бизнес-Информ, 2009. – 672 с.

* * *

УДК: 911.2+551.3+511.584.2

ЛАВИНОПРОЯВИ В ЛАНДШАФТІ БОРЖАВА

Володимир Біланюк, Євген Тиханович

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, Львів, вул. Дорошенка 41,
e-mail: geodekanat@gmail.com

На сьогодні освоєння гірських територій набуло значного розвитку. Окультурені ділянки використовуються в різних галузях господарства. Проте для будь якої діяльності в

гірських регіонах потрібно володіти інформацією про безпечність території, яка використовується. В цьому контексті значна увага повинна бути приділена територіальному розподілу фізико-географічних процесів в горах. Саме тому дослідження лавинної активності карпатських регіонів є актуальною проблемою для вивчення.

Територія дослідження в межах масиву Боржава, за фізико-географічним районуванням Українських Карпат належить до Боржавського підрайону Полонинського хребта Середньогірно-полонинської області [1, 5, 11]. Ландшафт Боржава є досить унікальним з точки зору розміщення гірських хребтів та їх відрогів. Через “хрестоподібну” форму, на відміну від усіх інших ландшафтів Полонинсько-Чорногірських Карпат, на Боржаві в межах південно-західного сектору чітко виражені лавинні ПТК на схилах північних експозиції (район г. Стій, 1682 м).

В межах ландшафту Боржава проводяться систематичні дослідження лавинної активності території [6, 7, 8, 9]. Вони виконуються на базі сніголавинної станції (далі СЛС) Плай, опираючись на поствлені завдання відповідно до плану роботи сніголавинної станції [9]:

- ✓ спостереження за основними параметрами снігової товщі;
- ✓ спостереження за снігонакопиченням в межах лавинних осередків, на основному та додаткових майданчиках станції;
- ✓ спостереження за лавинною активністю в межах лавинних осередків;
- ✓ реєстрація та опис лавин, що зійшли;
- ✓ прогнозування лавинної активності відповідно до погодних умов (хуртовин, снігопадів та лавин з мокрого снігу).

Для виконання поставлених завдань проводяться стаціонарні та напівстаціонарні дослідження. Стаціонарні – полягають у вивченні кліматичних умов території (на основі даних, отриманих на метеомайданчику), спостереження за станом снігового покриву, напівстаціонарні дослідження включають спостереженні за лавинною активністю на 3 маршрутах: г. Темнатик – г. Плай – г. Великий Верх; пол. Ряпецька – г. Великий Верх – г. Гемба; г. Великий Верх – г. Стій. В межах досліджуваної території виокремлено 34 лавинних осередки (рис. 1.).

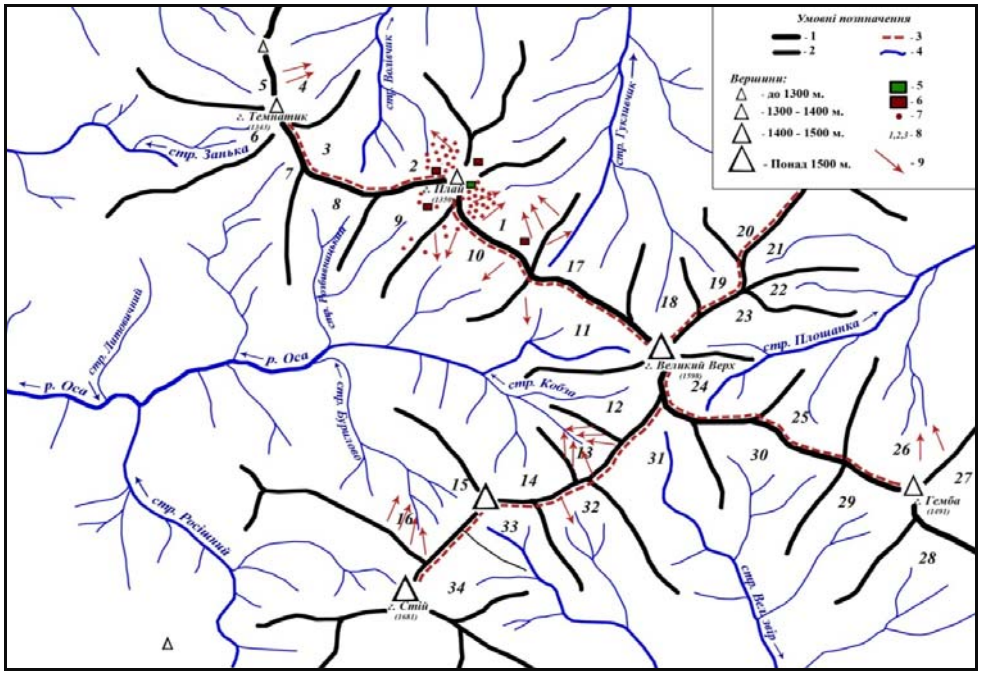


Рис. 1. Орогідрографічна схема модельної ділянки Боржава

Умовні позначення: 1 – головний хребет; 2 – відроги головного хребта; 3 – маршрути сніголавинних спостережень; 4 – річки; 5 - метеомайданчик ; 6 – місця закладання снігових шурфів; 7 – місця розташування снігомірних рейок; 8 – номери лавинних осередків; 9 – місця сходження лавин.

Важливу роль у формуванні лавиноактивної ситуації відіграв нерівномірний розподіл снігової маси. В межах лавинних осередків південної та південно-західної експозицій потужність снігового покриву коливалась в межах 2–111 см, а північної та північно-східної 34–203 см [9].

За результатами метеорологічних спостережень СЛС Плай, середня температура лавинного періоду становила -4 °С. Мінімальна температура (-24,7 °С) зафіксована 3 лютого 2012 р. (табл. 1), а максимальна 6 квітня 2012 р. – 12,8 °С.

Впродовж лавинного періоду 2011–2012 рр. випало 641,3 мм опадів. Найбільша кількість була зафіксована в грудні 2011 р., а найменша – в березні 2012 р.. Показники становили – 254,8 мм та 44,6 мм відповідно. В грудні також зафіксований найбільший показник кількості опадів за добу (42,4 мм).

За даними СЛС Плай протягом лавинного періоду зафіксовано 31 снігопад (табл. 2).

Таблиця 1

Показники температури повітря

Місяць	Середня температура повітря		Максимальна температура повітря			Мінімальна температура повітря		
	за поточний рік	за період 2005 – 2011 рр.	за поточний рік	за період 2005–2011 рр.	рік абсолютного максимуму	за поточний рік	за період 2005–2011 рр.	рік абсолютного мінімуму
грудень	-3,5	-4,1	3,3	9,7	2008	-10,3	-18,7	2009
січень	-7,3	-6,2	-0,2	6,6	2010	-15,6	-27,6	2006
лютий	-10,3	-6,5	-1,2	5,8	2009	-24,7	-24,7	2011
березень	-2,9	-3,5	7,5	10,0	2010	-15,6	-19,6	2005
квітень	4,0	3,6	12,8	21,0	2011	-9,5	-9,5	2011

Таблиця 2

Кількість атмосферних опадів

Місяць	Кількість опадів, мм		Кількість снігопадів	
	за поточний місяць	максимальна кількість за добу	за поточний місяць	максимальна сума приросту снігу, см
грудень	254,8	42,4	4	36
січень	131,0	16,3	9	24
лютий	107,1	16,1	10	27
березень	44,6	10,0	6	5
квітень	103,8	21,9	2	7

Вітровий режим характеризувався переважанням вітрів південно-західного напряму. В лютому та березні відбулося зростання кількості зафіксованих показників північно-західних і східних напрямів вітру. Максимальна швидкість вітру зафіксована 16 грудня – 40 м/с.

Територія дослідження характеризується значною лавинною активністю. В середньому за лавинний період працівниками СЛС Плай попереджається про 10–15 лавинних підперіо-

дів. Відповідно до технічних звітів по лавинній активності території зафіксовано наступну кількість лавин по періодах [6, 7, 8, 9]:

- ✓ 2008–2009 рр. – 32 лавини (17 сухих, 15 мокрих);
- ✓ 2009–2010 рр. – 17 лавин (5 сухих, 12 мокрих);
- ✓ 2010–2011 рр. – 16 лавин (12 сухих, 4 мокрих);
- ✓ 2011–2012 рр. – 26 лавин (15 сухих, 11 мокрих).

Враховуючи умови формування лавин, сухі лавини поділяють на хуртовинні та лавини свіжовипавшого снігу, а мокрі на інсоляційні та адвективні [4, 9, 10]. Відносно цього поділу переважаючими типами в ландшафті Боржава серед сухих лавин є лавини хуртовинного снігу, а серед мокрих – сформовані при проходженні процесу адвекції.

За даними СЛС Плай, лавинний період в межах ландшафту Боржава розпочався 17 грудня 2011 р. і тривав 132 дні, закінчившись 26 квітня 2012 р. На протязі нього попереджено про 15 лавинонебезпечних підперіодів (грудень – 1; січень – 2; лютий – 4; березень – 5; квітень – 3). На протязі лавинного періоду було зафіксовано 26 лавин, в тому числі 15 сухих (умови формування – хуртовини) і 11 мокрих (з них 4 інсоляційні та 7 адвективних) [9].

Таблиця 3

Генетичні типи лавин (2011–2012 рр.)

Тип	***Місяці***					***Всього за період***
	XII	***I***	***II***	***III***	***IV***	
Сухі						
свіжовипавшого снігу						
хуртовинного снігу	1	7	6		1	15
Мокрі						
інсоляційні (радіаційні)			4			4
адвективні				6	1	7
Всього	***1***	***7***	***10***	***6***	***2***	***26***

Таблиця 4

Кількість лавин відносно експозицій схилів (2011–2012 рр.)

Експозиція	***Місяці***					***Всього за період***
	XII	***I***	***II***	***III***	***IV***	
Північна	1	3	2			6
Північно-східна		2	3	1	1	7
Східна				1		1
Південно-східна			2	1		3
Південна						
Південно-західна		1		1		2
Західна				2	1	3
Північно-західна		1	3			4
Всього	***1***	***7***	***10***	***6***	***2***	***26***

Відповідно до проходження лавинних процесів і їх впливу на трансформацію природних територіальних комплексів постає закономірне питання про місце лавинних ПТК [10] в структурі ландшафту Боржава. Виходячи з генетико-морфологічного підходу виділення ПТК

(Гродзинський, 1996) лавинні комплекси можна вважати окремими морфоструктурними елементами території. Вони характеризуються унікальним генезисом. В залежності від проходження цього морфодинамічного процесу, формується своєрідний рельєф, рослинні угрупування, простежується вплив на ґрунтовий покрив. Тому, ми вважаємо, що лавинні ПТК займають особливе місце в ландшафтній структурі території.

Лавинні комплекси Боржави сформувалися в процесі трансформації існуючих ПТК. Більшість лавинних ПТК території дослідження, в порівнянні з іншими територіями Українських Карпат характеризуються досить високою стійкістю. Цей феномен пов'язаний з тим, що в межах Боржавського ландшафту [1, 5] більшість лавин класифікуються, як площинні лавини [10]. Цей тип лавин переважно характеризується захопленням верхніх пластів снігової товщі. Такі лавини, як правило, лише неопосередковано впливають на функціонування лавинного ПТК.

Проте періодично спостерігається сходження великих лавин, які здатні впливати на природні комплекси, впливаючи на рельєф, ґрунтовий та рослинний покриви. В таких випадках в межах природних комплексів можуть відбуватися зміни, які ведуть до формування нових ПТК, особливо на фаціальному рівні.

Відповідно до проведених нами досліджень межах модельної ділянки ландшафту Боржава можна зробити наступні висновки:

- ✓ ландшафт Боржава є однією з найнебезпечніших територій в контексті лавинної активності;
- ✓ своєрідний територіальний устрій орографічної мережі створює унікальні умови для формування лавинної ситуації: кліматичні особливості південно-західного сектору поєднуються з крутими схилами північних експозицій;
- ✓ в межах території добре простежується вплив кліматичних факторів на трансформаційні процеси снігової маси, що відображається на генезисі лавин, виражений вплив процесів адвекції та інсоляції на проходження лавинних процесів;
- ✓ в середньому за лавинний період сходить близько 20 лавин;
- ✓ найбільш лавиноактивною територією, відповідно до проведених досліджень, є північні та північно-західні схили на проміжку г. Великий Верх – г. Стій (ці території характеризуються найбільшими абсолютними висотами);
- ✓ систематичні дослідження дають змогу простежувати динамічні особливості сходження лавин, їх прогнозування, а відповідно і функціонування лавинних ПТК.

Список використаних джерел

1. *Байцар А. Л.* Верхня межа лісу в ландшафтних комплексах Українських Карпат: Автореф. дис. … канд. геогр. наук./ А. Л. Байцар. – К., 1994.
2. *Біланюк В.* Вплив кліматичних факторів на активізацію сходження лавин у гірських масивах Горган / В. Біланюк, Є. Тиханович // Матеріали круглого столу присвяченого 60-річчю завідувача кафедри конструктивної географії, професора В. М. Петліна. "Стан, проблеми і перспективи природничої географії". – Львів, 2011.
3. *Бучинский И. Е.* Климат Украинских Карпат / И. Е. Бучинский, Н. М. Волеваха, В. А. Коржов. – К.: Наук. думка, 1971.
4. *Зверев А. С.* Синоптическая метеорология / А. С. Зверев. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1997. – 711 с.
5. *Мельник А. В.* Українські Карпати: еколого-ландшафтознавче дослідження / А. В. Мельник. – Львів, 1999. – 286 с.
6. Технічний звіт сніголавинної станції Плай за зимовий період 2008–2009рр. – Воловець, 2009.
7. Технічний звіт сніголавинної станції Плай за зимовий період 2009–2010 рр. – Воловець, 2010.
8. Технічний звіт сніголавинної станції Плай за зимовий період 2010–2011 рр. – Воловець, 2011.

9. Технічний звіт сніголавинної станції Плай за зимовий період 2011–2012 рр. – Воловець, 2012.
10. *Третяк П. Р.* Лавинные природно-территориальные комплексы Украинских Карпат / П. Р. Третяк // Доклады и сообщения Львовского отдела Географического общества УССР. – Львов: Вища школа, 1977. – Вып. 6. – С. 78–84.
11. Чорногірський географічний стаціонар: Навч. посібник. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2003. – 132 с.

* * *

УДК 911.2/3

ОЦІНКА ПРИВАБЛИВОСТІ ЛАНДШАФТІВ ДЛЯ РЕКРЕАЦІЇ ТА ТУРИЗМУ У ЛАНДШАФТНІЙ ПРОГРАМІ ЧЕРКАСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Олександр Голубцов

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
Україна, 03680, м. Київ, проспект Академіка Глушкова 2а,
e-mail: golubtsovoleksandr@gmail.com

В Україні, починаючи від 2010 р., реалізується проект щодо вивчення можливостей і шляхів впровадження у практику ландшафтного планування на прикладі Черкаської області [2, 4, 5]. Для адміністративно-територіальних утворень рівня області передбачається створення ландшафтної програми, головне завдання якої – виділення основних функціональних зон використання території із представленням галузевих та інтегральних цілей щодо охорони, розвитку або поліпшення ландшафтів [3, 9, 11]. Виділення таких зон здійснюється з урахуванням основних цілей планування на основі аналізу природних умов і господарського освоєння території. Висновки щодо цілей природокористування ґрунтуються на результатах оцінювання ландшафтів з точки зору здійснення ними певних функцій [9, 11].

Згідно із рамковими цілями планування [4], розробка ландшафтної програми Черкаської області включала аналіз та оцінювання таких компонентів як клімат і повітря, поверхневі і підземні води, види рослинного і тваринного світу, біотопи, ґрунти та ландшафти у категоріях їх значимості для виконання певних функції (напр., значимість підземних вод для водопостачання, біотопів для збереження рідкісних видів, родючість ґрунтів тощо) та чутливості до деструктивних впливів (підземних вод і ґрунтів до хімічного забруднення, ґрунтів до вітрової і водної ерозії та інші) [1, 2]. У даній публікації детальніше представлені методичні підходи та результати аналізу і оцінки ландшафтів для туристичної і рекреаційної діяльності, яка визнана одним із ключових напрямів розвитку Черкаської області. Йдеться не лише про відвідування об’єктів історико-культурної спадщини, а й перспектив розвитку відпочинку “на природі”, зеленого туризму, планування прогулянкових маршрутів тощо.

У цій роботі застосовані методичні підходи, які розроблені для оцінювання ландшафтів саме у проектах з ландшафтного планування [14]. Об’єктом дослідження є культурний ландшафт – сформований, змінений або який перебуває під впливом людини і який включає різні аспекти – природні компоненти та їхні комплекси, матеріальні об’єкти і складові антропогенного походження, а також нематеріальні явища, що існують у сприйнятті, традиціях, пам’яті людини [за 14]. Частково, термін “культурний ландшафт” дублює термін власне “ландшафт” в найбільш загальному його трактуванні. Однак, щоб підкреслити різноаспектність і цільову спрямованість оцінювання, використовується термін “культурний ландшафт”.

З досвіду реалізації проектів ландшафтного планування в Німеччині [напр., 9, 10, 12, 13] найчастіше у фокусі аналізу та оцінювання культурного ландшафту знаходяться такі його функції як документальна (нім. *Dokumentationsfunktion*) та ідентифікації (*Identifikationsfunk-*

tion) [14, 15]. ***Документальна*** описує функцію культурного ландшафту, яка свідчить про історичний розвиток ландшафту, підтвердженням чого є матеріальні історичні елементи або комплекси культурного ландшафту (пам'ятки архітектури та археології та ін.) або нематеріальні (асоціативні) події і явища (етнографічні, мовні особливості). Функція ***ідентифікації*** визначається за допомогою особливої природної або культурної своєрідності, яка характеризується природними й антропогенними елементами. Також проявляється в нематеріальних подіях і наслідках, які служать визначенню ідентичності.

Для аналізу та оцінювання цих культуро-утворюючих функцій ландшафту саме в контексті виконання проектів ландшафтного планування запропоновані такі методичні підходи, що враховують всю палітру характеристик ландшафту в найбільш загальному його розумінні [14]:

- ✓ ***підходи, що ґрунтуються на аналізі елементів*** (нім. *elementenbasierte Ansätze*) – розгляд окремих елементів, які в певний спосіб відображають своєрідність відповідного культурного ландшафту і визначають його функції виходячи з розподілу, виду і конкретного відображення елементів у просторі. Елементи культурного ландшафту – природної своєрідності: рельєф, ґрунти, клімат, водні об'єкти, флора і фауна; антропогенні елементи – структура поселень, інфраструктура; асоціативні елементи – історичні події, вплив видатних персон, традиції;
- ✓ ***підходи, що ґрунтуються на аналізі просторів*** (нім. *raumbasierte Ansätze*) – аналіз просторової структури культурного ландшафту, характеристика його своєрідності та історичного розвитку. Аналіз складається з почергового розгляду просторів, що відображають особливості природних умов; просторів, що виділяються на підставі сприйняття, історичних та асоціативних культурних ландшафтів, сучасних антропогенних ландшафтів, сформованих під впливом діяльності людини;
- ✓ ***підходи, що ґрунтуються на аналізі сприйнять*** (нім. *wahrnehmungsbasierte Ansätze*) – властивості ландшафту, які сприймаються особливо яскраво на загальному тлі від справленого враження. Наприклад, візуально – лісовий або агроландшафт, акустично – дорожній ландшафт, за запахом – індустріальний ландшафт.

У цьому дослідженні застосовані методичні підходи ***аналізу просторів***, формування яких обумовлено своєрідністю природних умов, особливостями землекористування та сучасного вигляду ландшафтів, історичними подіями. Також використані методичні підходи ***аналізу елементів*** культурного ландшафту, з метою виявлення та оцінки ареалів концентрації об'єктів культурної спадщини. Критеріями оцінки є *своєрідність і різноманіття, унікальність, атрактивність, краса, різноплановість, історичне значення* ландшафтів [11, 16]. Комплексна оцінка привабливості ландшафтів виконана на основі компонентних оцінок з коригуванням оціночних балів залежно від конкретних місцевих умов. Оцінка представлена 3-бальною шкалою: значення привабливості низьке-середнє–високе. Результати оцінювання є основою для розробки галузевих цілей збереження та розвитку території у зв'язку із туристично-рекреаційною діяльністю, визначення територій, які потребують поліпшення художніх якостей ландшафту.

Оцінювання природних характеристик Черкаської області ґрунтується на аналізі природних територіальних комплексів рівня ландшафтів, які розглядаються як однотипні простори. Їх виділення виконане на основі детальних описів морфологічної структури та меж ландшафтів [7, 8], візуалізованих з використанням топографічних, геологічних, ґрунтових і геоботанічних карт, цифрових TIN-моделей рельєфу і даних ДЗЗ.

Сучасні ландшафти у поєднанні із природними характеристиками, перш за все геоморфологічними, відображаються через поєднання різних типів землекористування і формують вигляд ландшафтів (нім. *Landschaftsbild*, рос. *облик ландшафта*) або ***краєвиди***. Важливо відзначити, картографування краєвидів ґрунтується не стільки на виявленні структури землекористування (поля, ліси, міста, села тощо) та ступеня антропогенного перетворення природних ландшафтів, скільки на представленні типових просторів, однорідних за поєднанням різноманітних природних і створених людиною елементів. Типові краєвиди Черкаської області характеризуються:

✓ *просторами, зайнятими населеними пунктами* – містами і селами з різними типами забудови і рослинності. Серед звичайних населених пунктів виділяються поселення, пов’язані з історичними подіями, із збереженими пам’ятками архітектури – Черкаси, Чигирин, Умань та ін.;

✓ *широкими відкритими просторами*, які зайняті полями (фото 1). Зазвичай домінує одна-дві культури, що визначає колірну одноманітність ландшафту в теплий період року. Більш привабливі поля у межах горбистих розчленованих ландшафтів, структурованих лісосмугами та окремими дрібними лісами (фото 2);

✓ *просторами полів у поєднанні з окремими незначними лісовими масивами* або їх групами. Зазвичай розташовані в межах ландшафтів, розчленованих численними і розгалуженими балками та ярами (фото 3);

Фото 1. Широкі поля на Лівобережжі Дніпра. Золотоніський район.

Фото 2. Поля на горбистій височині, структуровані лісосмугами. Смілянський район.

Фото 3. Поля на розчленованій височині, структуровані окремими незначними лісами. Чигиринський район

✓ *просторами, зайнятими великими лісовими масивами*, переважають широколистяні ліси – дубово-грабові в межах ландшафтів, сформованих на лесових відкладах, характерна густа мережа балок, ярів і долин, часто заболочених, невеликих річок; або соснові та дубово-соснові ліси піщаних терас річок з численними дюнами і западинами;

✓ *просторами, вигляд яких визначається водоймами*. Це – острови на річці Дніпро, долини річок під лісовою чи лучною рослинністю, водне дзеркало водосховищ, ставків, річок.

Простори з найбільшою концентрацією елементів культурного ландшафту (пам’ятки археології та історії, архітектури, природно-заповідний фонд) отримані шляхом аналізу їх розташування (відстань між сусідніми об'єктами – не більше 4–5 км), транспортної доступності. Ареали окреслені згідно з планувальними (напр., дороги) або природними (напр., береги річок) межами [6]. Асоціативні простори виділені за такими ознаками: життя і діяльність великого українського поета Тараса Шевченка; Черкаська область як центр формування української державності та національно-визвольного руху українського народу; природно-заповідні об’єкти як основа природної складової формування регіональної ідентичності (Канівський біосферний заповідник та ін.).

Простори, які характеризують культурні ландшафти Черкаської області, агреговані та візуалізовані з використанням *ArcGIS 10*. При оцінюванні привабливості ландшафтів для туристично-рекреаційної діяльності враховано те, наскільки вони вирізняються різноплановістю і атрактивністю, красою, своєрідністю. Так, високе значення присвоєне ландшафтам, які поєднують у собі кілька різноманітних елементів, привабливих для рекреантів – чергування полів з лісами, великі лісові масиви і водні об'єкти. Ландшафти із значним антропогенним перетворенням – міста, села, великі простори під ріллею – оцінені найнижче. Ареали концентрації об’єктів історико-культурної спадщини, у тому числі ландшафти, які пов’язані із важливими історичними подіями отримали найвищі оцінки. Такі ландшафти особливо цінні з точки зору туристичної діяльності і можуть розглядатися як основа туристичного каркасу області. Важливим критерієм оцінювання також є кліматичні умови, які, згідно про-

ведених досліджень, за комфортністю проживання людини і умовам рекреаційної діяльності характеризуються як сприятливі для всієї області [2]. Результатом є карта, що ілюструє диференціацію території області за привабливістю ландшафтів Черкаської області для туризму і рекреації (рис. 1).

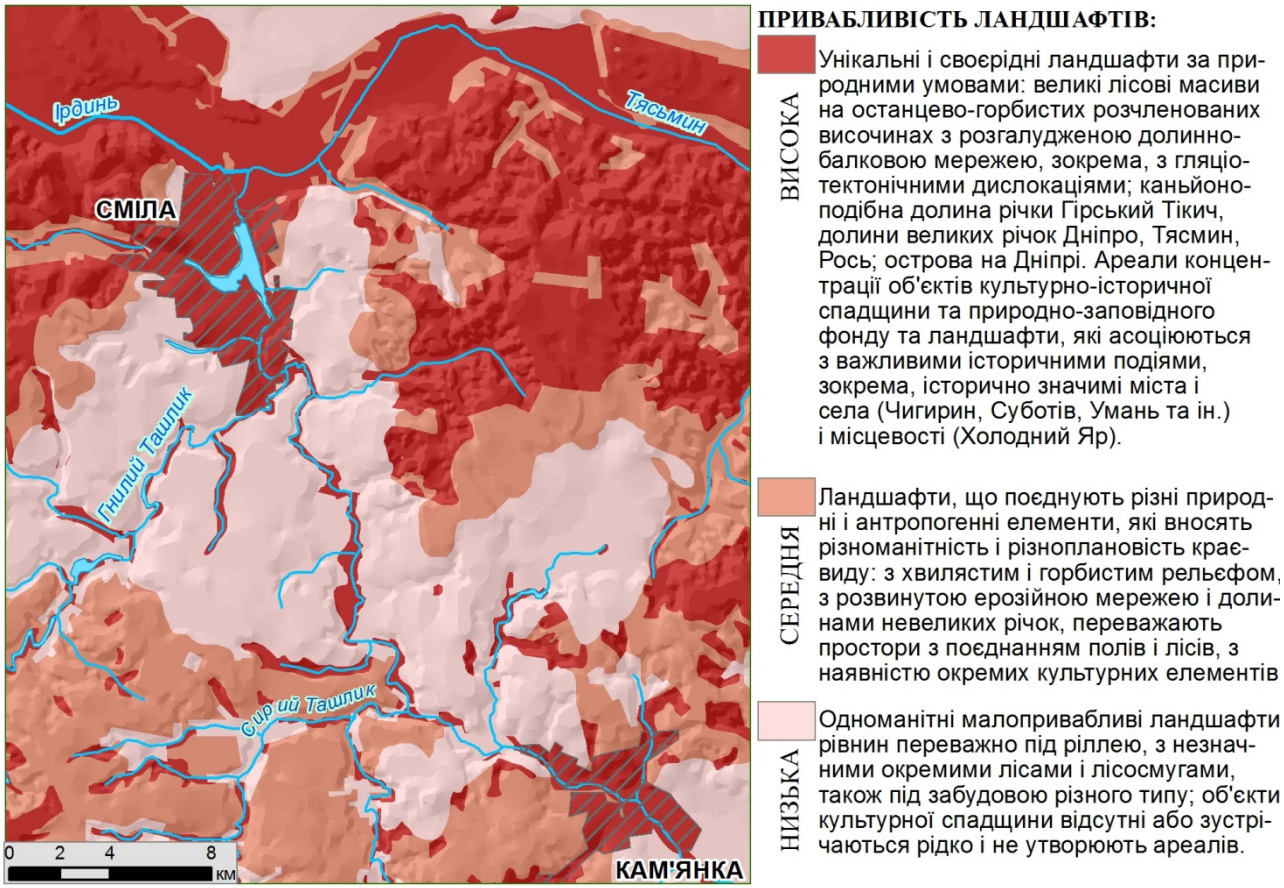


Рис. 1. Оцінка привабливості ландшафтів для рекреації та туризму у ландшафтній програмі (фрагмент)

Таким чином, основою розвитку рекреаційно-туристичної діяльності у Черкаській області є її значна ландшафтна різноманітність та мальовничі краєвиди, наявність численних об'єктів культурно-історичної спадщини, комфортні кліматичні умови. Найбільш перспективною є придніпровська частина області на Правобережжі. Першочерговим комплексом заходів для розвитку рекреаційного потенціалу є оновлення існуючої та створення нової туристичної інфраструктури; активна реклама. При цьому збереження і підтримки потребують історичні ландшафти міст і містечок, які ще не втратили своєрідний вигляд. Цілі оздоровлення і поліпшення рекомендовані для ландшафтів, що перебувають під підвищеним рекреаційним тиском, переважно це – приміські лісопаркові зони, які є традиційними місцями відпочинку населення. Деталізація цілей та обґрунтування подальших заходів здійснюється на таких рівнях ландшафтного планування – при розробці ландшафтних рамкових планів (для районів) та ландшафтних планів (територія сільських і міських рад).

Список використаних джерел

1. *Голубцов О. Г.* Оценивание компонентов природы при разработке ландшафтной программы Черкасской области (Украина) / О. Г. Голубцов, Ю. М. Фарион, В. М. Чехний // Актуальные проблемы ландшафтного планирования: Материалы Всерос. научн.-практ. конф. – М.: Россия, Изд-во Московского университета, 2011. – С. 238–242.

2. Ландшафтне планування: досвід впровадження в Україні (на прикладі “Ландшафтної програми Черкаської області”) / Л. Г. Руденко, Є. О. Маруняк, С. А. Лісовський [та ін.] // Україна : географія цілей та можливостей: Зб. наук. праць. – К. : ВГЛ “Обрії”, 2012. – Т. І. С. 291–295.
3. Ландшафтное планирование: принципы, методы, европейский и российский опыт. – Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2002. – 141 с.
4. *Руденко Л. Г.* Рамочные условия и организация работ по внедрению ландшафтного планирования в Украине / Л. Г Руденко, Е. А. Маруняк, А. Май // Актуальные проблемы ландшафтного планирования: Матер. Всеросс. научн.-практ. конф. – М.: Изд-во МГУ, 2011. – С. 81–86.
5. *Руденко Л. Г.* Ландшафтне планування та його роль у вирішенні завдань сталого просторового розвитку України / Л. Г. Руденко, Є. О. Маруняк // Укр. геогр. журн. – 2012. – № 1. – С. 2–8.
6. *Панченко Т. Ф.* Туристичне середовище: архітектура, природа, інфраструктура / Т. Ф. Панченко. – К. : Логос, 2009. – 175 с.
7. Физико-географическое районирование Украинской ССР / Под ред. В. П. Попова, А. М. Маринича и А. И. Ланько. – К.: Изд. Киевского университета, 1968. – 684 с.
8. *Шищенко П. Г.* Ландшафтна структура Черкаської області / П. Г. Шищенко, С. П. Романчук, Ю.В. Щур // Вісник Київ. ун-ту. Географія. – 1988. – Вип. 30. – С. 3–9.
9. *Auhagen, Axel.* Landschaftsplanung in der Praxis. – Stuttgart: Ulmer, 2002. – 416 s.
10. Fachbeitrag zum Landschaftsrahmenplan Region Westsachsen // Regionaler Planungsverband Westsachsen. 2007. [Електроний ресурс] / http://www.rpv-westsachsen.de.
11. Landschaftsplanung / [mit Beitr. von: Claus Bittner]. Christina von Haaren (Hrsg.). – Stuttgart: UTB, Ulmer, 2004. – 527 s.
12. Landschaftsprogramm Brandenburg / [Електроний ресурс] / http://www.mugv.brandenburg.de.
13. Landschaftsrahmenplan Region Hannover / [Електроний ресурс] https://www.entera-online3.de.
14. *Schmidt C., Hage, G; Galandi, R. u.a.* Kulturlandschaf gestalten – Arbeitsmaterial Kulturlandschaft. Naturschutz und Biologische Vielfalt, Heft 103. Bundesamt für Naturschutz. – Bonn: Bad Godesberg, 2010.
15. *Schmidt, C. & Meyer, H.-H.; Schottke, M.; Zeigerer, A.* Kulturlandschaft Thüringen. Arbeitshilfe für die Planungspraxis. – Bd. 1: Quellen und Methoden zur Erfassung der Kulturlandschaft. – Erfurt. – 146 s.
16. Wöbse, H. H. Landschaftsästhetik – Über das Wesen, die Bewertung und dem Umgang mit landschaftlicher Schönheit. – Stuttgart: Verlag Eugen Ulmer. – 304 s.

* * *

УДК 550.4: 502.15.+ 502.171

ПРОСТОРОВА ДИФЕРЕНЦІАЦІЯ ЛАНДШАФТНИХ КОМПЛЕКСІВ РІЗНОГО РАНГУ ТА ЇХ РАЙОНУВАННЯ (КАРПАТСЬКИЙ РЕГІОН І ЗАХІДНЕ ПОДІЛЛЯ)

Лариса Міщенко

Івано-Франківський національний технічний університет нафти і газу,
Україна, 76019, м. Івано-Франківськ, вул. Карпатська, 15,
e-mail: admin@nung.edu.ua, public@nung.edu.ua

Карпатський регіон і Західне Поділля – це не тільки унікальні природні ландшафти, а й антропогенно змінені геосистеми (Мільков, 1986; Денисик, 1999 та ін.): доля антропогенно

модифікованих ландшафтів досягла 70–80 %, в тому числі розораність території більше 60 %, порушеність природно-територіальних комплексів гірничими виробками, особливо від видобутку нафти і газу, калійних солей, лінійними техногенними об'єктами магістральних газонафтопроводів, несанкціонованими відборами гравійно-галечникових покладів, безсистемними вирубками лісів, осушенням перезволожених і болотних угідь, підтопленням територій та ін. Тобто в регіоні майже не лишилось природних ландшафтів, за виключенням національних парків і природних заповідників, де їх збереглось менше 10 %.

Для України в цілому та окремих її регіонів розроблені системи організації територій на основі районування природних умов та природних ресурсів. Давно існують карти тектонічного районування України, районування четвертинних відкладів, районування території України за поширенням небезпечних екзогенних процесів, гідрогеологічне районування та прогнозування ресурсів підземних вод, районування з деградації ґрунтового покриву та техногенного навантаження на геосистеми, еколого-геологічне, мінерально-ресурсне та геоботанічне районування [2].

Карта фізико-географічного районування України [5] відображає поділ території на об'єктивно існуючі регіональні одиниці: зональні – пояс, зона, підзона та азональні – країна, край, область, район, що виділяються за ландшафтно-генетичним принципом. Україна розташована в межах трьох фізико-географічних країн: Східно-Європейської рівнини, Карпат і Криму. Виділяються чотири фізико-географічні зони: мішаних лісів, широколистяних лісів, лісостепова і степова. Зони відрізняються між собою відповідними типами ландшафтів і поділяються на краї, які виділяються за геолого-геоморфологічною будовою і кліматичними особливостями (зростанням континентальності у східному напрямку). Краї поділяються на області, кожна з яких відрізняється структурою видів ландшафтів. Нижчою регіональною одиницею є фізико-географічний район, який має однорідні ландшафтні місцевості та різну інтенсивність сучасних екзогеодинамічних процесів. Всього на території України О. М. Маринич, Г. О. Пащенко, О. М. Петренко і П. Г. Шищенко [5] виділили три країни, чотири зони, 14 країв, 57 областей і 278 районів.

Карта геоморфологічного районування України розроблена В. П. Палієнко, М. Є. Барщевським, С. Ю. Бортником, Е. Т. Палієнком, Б. О. Вахрушевим, Я. С. Кравчуком, Р. М. Гнатюком і Ю.В. Зіньком [8] з врахуванням попередніх досліджень. Автори вказують, що "...зміст пропонованої карти геоморфологічного районування відображає поділ території на таксономічні одиниці різного рангу за особливостями рельєфу, зумовленими наявністю морфологічних, генетичних, морфоструктурних, морфоскульптурних та вікових відмінностей; здійснюється він з урахуванням просторових відмінностей рельєфоутворювальних ендогенних і екзогенних процесів та рельєфу" [8, с. 4]. На карті виділені: три геоморфологічні країни – Східно-Європейська полігенна рівнина, Карпатська та Кримсько-Кавказька геоморфологічні країни; дві геоморфологічні провінції – Східні (Українські) Карпати (як частина Карпатської геоморфологічної країни), Гірський Крим (як частина Кримсько-Кавказької геоморфологічної країни); тринадцять геоморфологічних областей (всім у рівнинній і п'ять у гірській частинах України); 36 геоморфологічних підобластей і 158 геоморфологічних районів.

Уточнене ландшафтне районування території України опубліковане в підручнику О. М. Маринича і П. Г. Шищенка "Фізична географія України". Виділяється 132 ландшафти: рівнинні – мішанолісові, широколистянолісові, лісостепові і степові, а також гірські.

Для усіх перерахованих вище карт районування *природних особливостей* Карпатського регіону і Західного Поділля характерне комплексне використання геолого-геоморфологічних, фізико-географічних, структурних, кліматичних, грунтово-рослинних ознак, які дозволили видокремлювати ті чи інші таксони в індивідуальному прояві без порушення структурно-генетичних і морфологічних зв'язків в цілому по регіонах і всій території України.

Такий же принцип пропонуємо і для *просторової диференціації* територій на *регіональному, локальному та об'єктовому ієрархічних рівнях.*

Ієрархія – це співіснування різнопорядкових, підпорядкованих один одному різномасштабних таксономічних одиниць, властивості яких поступово "зростають". При переході

від *об’єктового* рівня (масштаб 1 : 10 000 і крупніше, який характеризує *антропогенізіровані ландшафти, антропогенні територіальні геосистеми та антропогенно – модифіковані об’єкти* – промислові підприємства, населені пункти) до *локального* (1 : 50 000 – території адміністративних районів), *регіонального* (1 : 200 000 – території адміністративних областей) і *національного* (масштаб 1 : 1 000 000 і дрібніше – території регіонів та України в цілому) відбувається збільшення кола компетенції кожного наступного *ієрархічного рівня*, поглинання змісту і властивостей підпорядкованих рівней їх наступникам (Адаменко, 2003, 2004, 2005, 2007).

Ландшафтно-геохімічне районування на вказаних ієрархічних рівнях можливе лише методами *ландшафтно-геохімічної оцінки територій*, що ми і пропонуємо на прикладі Карпатського регіону і Західного Поділля.

Досліджувана територія складається із мережі *ландшафтно-геохімічних полігонів*, де відбираються проби із різних середовищ для аналізу на вміст забруднювачів. Нами виконані дослідження, де враховані дані з 1 441 ландшафтно-геохімічного полігону з результатами аналізів на шість основних хімічних забруднювачів – важких металів у різних природних середовищах – ґрунтах, поверхневих і ґрунтових водах, донних відкладах, атмосферному повітрі та рослинності. Результати аналізів у вигляді баз даних були оброблені з використанням ГІС-технологій, а отримані таким способом *поелементні і покомпонентні ландшафтно-геохімічні карти* проінтегровані методами інтерполяції на ландшафтну основу для отримання Карти сучасної ландшафтно-геохімічної ситуації. Ми вважаємо, що тільки така карта може характеризувати весь комплекс особливостей сучасної ситуації, сучасних станів та ландшафтно-геохімічного районування тої чи іншої території для розробки систем безпеки територій.

Для розробки ландшафтно-геохімічного районування Карпатського регіону і Західного Поділля використано: фізико-географічне [5], геоморфологічне [8] і ландшафтне [6] районування території України, а також регіонів Українських Карпат, Львівської області та Західного Поділля, а також теоретичні розробки різних авторів. А також: карта фізико-географічного районування Західного регіону України, виконаного О. Б. Загульською з врахуванням даних К. І. Геренчука, М. М. Койнова, П. М. Цися [3, 4], ландшафтна карта Карпатського регіону А.В.Мельника [6], ландшафтна карта Львівської області Б. П. Мухи [7] та ін. матеріали.

Районування – це особливий різновид географічної систематизації, сутність якого полягає у поділі (розчленуванні) території дослідження на рівнозначні або ієрархічно підпорядковані частини (таксони). Виділені в процесі районування таксони, з одного боку, повинні відповідати критерію їхньої специфіки, з іншого, – критерію єдності, цілісності [1].

З використанням ГІС-технологій побудовані комп’ютерні (електронні) *техногеохімічні карти* розповсюдження важких металів Hg, Cd, Pb, Cu, Zn, Ni в ґрунтах, а також сумарного показника забруднення. Виявлені зони забруднення (вище ГДК), а також установлена досить строката картина розподілу хімічних елементів як вище, так і нижче ГДК, що дає уяву про досить складне геохімічне поле досліджуваного регіону. Порівняння виявлених *геохімічних зон* з фізико-географічним, геоморфологічним та ландшафтним районуванням дозволило виділити цілий ряд *ландшафтно-геохімічних структур регіонального, локального і об’єктового рівнів*, які за типологічними ознаками складають “багатоповерхову” *ієрархічну систему.*

Розроблена класифікація ландшафтно-геохімічних структур регіонального, локального та об’єктового ієрархічних рівнів ґрунтується на врахуванні 14 суттєвих ознак теорії розпізнавання образів. Порівняння техногеохімічних карт з ландшафтними дозволило виділити “багатоповерхову” ієрархічну систему ландшафтно-геохімічних структур (геоекотипів), суттєві ознаки яких відповідають закону розпізнавання образів. Це наступні структури: ландшафтно-геохімічні надзони, зони і підзони, ландшафтно-геохімічні смуги концентрації та розсіювання, ландшафтно-геохімічні ореоли концентрації різної морфології (вузли, еліпси, вогнища-джерела, ядра, плями), ландшафтно-геохімічні овали розсіювання, ландшафтно-геохімічні бар’єри різних класів (механічні – орографічні і радіаційні, фізико-хімічні, біогеохімічні), атмоміграційні та гідроміграційні потоки, техногенні структури – урбосистеми та

геопатогенні зони поки що не зовсім з'ясованої природи. Для кожної ландшафтно-геохімічної структури будь-якого порядку є свій набір проблем, тому для кожної з них необхідно розробити індивідуальні заходи з охорони довкілля та збалансованого природокористування.

Список використаних джерел

1. *Алаев Э. Б.* Социально-экономическая география: Понятийно-терминологический словарь / Э. Б. Алаев. – М.: Мысль, 1984. – С. 116–117.
2. Атлас. Геологія і корисні копалини України. – Київ: ГУГКК, 2001. – 168 с.
3. *Геренчук К. И.* Геомофология Подолии / К. И. Геренчук // Ученые записки Черновицкого ун-та. – 1950. – Вып. 2. – № 8. – С. 89–111.
4. *Загульська О. Б.* Ландшафти Західного Поділля і Українських Карпат / О. Б. Загульська // Путівник екскурсії Міжнародної наукової конференції "Ландшафтознавство: традиції і тенденції". – Київ: Обрії, 2004. – 46 с.
5. *Маринич О. М.* Удосконалена схема фізико-географічного районування України / О. М. Маринич, Г. О. Пархоменко, О. М. Петренко, П. Г. Шищенко // Український географічний журнал. – 2003. – № 1. – С. 16–20.
6. *Мельник А. В.* Українські Карпати: еколого-ландшафтне дослідження. – Львів: Вид-во ЛНУ ім. І. Франка, 1999. – 286 с.
7. *Муха Б. П.* Ландшафтна карта Львівської області масштабу 1 : 200 000 /Б. П. Муха // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 2003. – Вип.29. Ч. 1. – С. 58–65.
8. *Палієнко В. П.* Загальне геоморфологічне районування території України / В. П. Палієнко, М. Є. Барщевський, С. Ю. Бортник, Е. Т. Палієнко, Б. О. Вахрушев, Я. С. Кравчук, Р. М. Гнатюк, Ю. М. Зінько // Український географічний журнал. – 2004. – №1. – С. 3–11.

* * *

УДК 911.3+502.6

РЕГІОНАЛЬНІ ВІДМІНИ ТА ЗОНУВАННЯ ПРОМИСЛОВИХ ЛАНДШАФТІВ РЕГІОНУ ВИДОБУТКУ УРАНОВИХ РУД

Ірина Козинська

Вінницький державний педагогічний університет імені М. Коцюбинського,
Україна, 21100, м. Вінниця, вул. Острозького, 32,
e-mail: kambanka@ukr.net

Вступ. Особливості просторового розташування й формування, якісне різноманіття промислових ландшафтів регіону видобутку уранових руд України дають можливість провести їх комплексне районування.

Питанням комплексного районування промислових ландшафтів ще не приділено достатньо уваги [9]. Ф. М. Мільков мав сумніви щодо доцільності й можливості загального антропогенного районування, проте припускав можливість районування окремих класів антропогенних ландшафтів [9]. Ним була запропонована система таксономічних структур для класу промислових ландшафтів – район, округ, провінція [9]. Близькою до цієї системи є схема комплексного районування техногенних ландшафтів для цілей рекультивації Ф. І. Федотова і Л. В. Моторіної – масив, район, округ, зона [10]. В Україні систему таксономічних структур Ф. М. Мількова при районуванні техногенних [2] і промислових ландшафтів використовували Г. І. Денисик [3], А. В. Гудзевич [1], В. Л. Казаков [6], Є. А. Іванов [5]. Польові дослідження підтверджують, що цю систему можна використовувати й у процесі районування промислових ландшафтів регіону видобутку уранових руд.

Промислові ландшафти, здебільшого, складові регіональних структур природничого (фізико-географічного і антропогенного) районування і завжди мають ознаки належності до них. Разом з цим, за низкою чинників – літолого-петрографічні особливості ґрунтосумішей, форм рельєфу, гідрологічним режимом, наявністю радіоактивних і токсичних речовин тощо, властивості яких визначаються технологією видобутку, промислові ландшафти відрізняються від натуральних та інших антропогенних ландшафтів. Це дозволяє розглядати їх як нову складову природних ландшафтів, а при районуванні необхідно враховувати як природні (натуральні і антропогенні), так і техногенні чинники.

Викладення основного матеріалу. У процесі районування промислових ландшафтів регіону видобутку й переробки уранових руд в Україні виділено один промисловий округ і три промислових райони.

Бузько-Дніпровський урановидобувний округ – об’єднує промислові ландшафти родовищ урановидобувного регіону України, що знаходяться в подібних природних умовах. За площею промисловий округ часто більший за фізико-географічну область і, відповідно, їх межі не співпадають. Це ж стосується й адміністративного поділу, за яким урановидобувний промисловий округ України розташований в межах трьох областей – Кіровоградській, Дніпропетровській і Миколаївській. За схемою фізико-географічного районування України [7, 8], цей округ знаходиться у межах Дністровсько-Дніпровського північно-степового краю Південно-Придніпровської схилово-височинної області.

За схемою районування антропогенних ландшафтів Правобережної України [3], урановидобувний промисловий округ повністю лежить у межах Запорізького краю й охоплює Кіровоградсько-Дніпропетровський та, частково, Криворізько-Нікопольський райони. За схемою детальнішого районування промислових (гірничопромислових) ландшафтів Правобережної України [3] урановидобувний промисловий округ розташований у краю Промислове Придніпров’я, двох горнорудних округах – Олександрійському буровугільному і Криворізько-Нікопольському залізорудно-марганцевому та шести горнорудних районах.

У структурі Бузько-Дніпровського урановидобувного промислового округу переважають промислові та супутні їм ландшафтні комплекси, формування яких зумовлене видобутком і переробкою залізних та уранових руд. Наявність радіоактивних і токсичних речовин, що виділяються у процесі виробництва та радіаційний фон, який вони формують в регіоні видобутку, а також їх вплив на здоров’я та життєдіяльність населення, дають підстави виокремити Бузько-Дніпровський урановидобувний промисловий округ.

Бузько-Дніпровський урановидобувний промисловий округ у ландшафтному відношенні неоднорідний, що зумовлено різними способами видобутку та переробки уранових руд, просторового розташування шахт, заводів, хвостосховищ тощо. Враховуючи це в структурі округу виділено три промислових райони, ландшафти яких формуються в результаті видобутку й переробки уранових руд. Промислові райони відрізняються один від одного способом видобутку сировини та її переробки, щільністю промислових ландшафтних комплексів, співвідношенням їх площ та морфометрією, структурою, водним режимом, категорією ґрунтосумішей, направленістю та швидкістю натуральної регенерації біоценозів. Від природних – ґенезою, тривалістю формування, частою зміною меж, складнішою, контрастнішою та динамічнішою ландшафтною структурою. Межі промислових і природних районів не співпадають. Здебільшого, промислові райони частіше формуються у межах кількох природних районів. Межі промислових районів інколи можуть співпадати з межами геологічних районів.

Кіровоградський шахтно-відвальний промисловий район об’єднує промислові ландшафти уранових родовищ розташованих у Кіровоградській області – Мічурінського (Інгульська шахта), Ватутінського (Смолінська шахта) та Новокостянтинівського (Новокостянтинівська шахта). В структурі промислових ландшафтів діючих уранових родовищ переважають ландшафтні ділянки промислових майданчиків (шахти) і відвалів кам’янистих гранітних порід з підвищеною радіоактивністю. В цьому районі проводиться видобуток уранових руд та часткове їх збагачення. Тут відкрито низку родовищ, що в майбутньому може призвести до розширення площ промислових ландшафтів та загострення проблеми їх рекультивації, особливо відпрацьованих підземних порожнин.

Дніпропетровський промислово-хвостосховищний район охоплює ландшафти, що формуються в результаті діяльності підприємств із збагачення уранових руд та вилучення урану (власне промислові ландшафти), ландшафтні ділянки хвостосховищ, а також численні окремі урочища, що сформувалися у процесі їх функціонування.

У цьому районі видобуток уранових руд не ведеться (родовища відпрацьовані), однак тут сконцентровані всі переробні підприємства, хвостосховища, склади готової продукції, занедбані відвали й сміттєзвалища радіоактивних речовин та радіоактивні пустища. У майбутньому, в Дніпропетровському, промислово-хвостосховищному районі переважатиме переробка уранових руд, а, відповідно, проблема хвостосховищ, особливо їх рекультивації або ліквідації, буде актуальною.

Братсько-Девладівський промисловий район підземного вилуговування урану займає північні (Братське) й південні (Девладівське) території відповідно Миколаївської та Дніпропетровської областей. В цьому районі відкрито ще кілька (Сафонівське, Миколо-Козельське та ін.) родовищ придатних для підземного вилуговування урану. Ці родовища підготовлені до розробки, а відпрацьовані – частково рекультивовані. Екологічні проблеми, що зумовлені тут видобутком урану, пов'язані не лише з оптимізацією наземних ландшафтів, але й з проявом радіоактивних речовин в горизонтах підземних вод та їх виходом на поверхню, радіоактивним забрудненням ґрунтів, рослин, повітря.

Запропонована схема комплексного районування промислових ландшафтів урановидобувного регіону України надасть можливість більш цілеспрямовано провести оцінку й прогнозування несприятливого впливу урановидобувної промисловості на природне середовище, а також є науковою основою проведення рекультивації промислових ландшафтів.

Неоднорідність та різноманіття промислових ландшафтів у районах видобутку і переробки уранових руд дає можливість у їх межах виокремити функціональні зони:

- ✓ *шахтно-відвальна, іноді шахтно-кар'єрно-відвальна* (смт. Смоліно), приурочена безпосередньо до ділянки видобутку уранових руд. Для неї характерна майже повна деградація або знищення ґрунтово-рослинного покриву, висока концентрація радіоактивних речовин в антропогенних відкладах, воді, рослинах, повітрі зокрема. Ця зона – найактивніше джерело забруднення навколишнього середовища та формування з ним парадинамічних взаємозв'язків. Зараз шахтно-відвальні зони активно функціонують лише на трьох родовищах з видобутку урану – Мічурінському, Ватутінському, Новокостянтинівському;
- ✓ *території гірничо-збагачувальних і хімічних комбінатів та гідрометалургійних заводів*. Характеризується повною або майже повною перебудовою ландшафтів у межах відводу площ під виробництва, радіоактивні й токсичні хвостосховища, склади і смітники, викиди і стоки, а також різноманітні трубопроводи і станції транспортування пульпи. Найактивніше джерело забруднення навколишнього середовища – хвостосховища відходів уранових виробництв. Більшість таких зон сконцентровано у Дніпропетровській області (м. Дніпродзержинськ, м. Жовті Води та ін.);
- ✓ *прилеглі до розробок уранових руд, комбінатів або хвостосховищ, ландшафти*, значно забруднені радіоактивними речовинами, але ці ландшафти не є джерелами викидів. Яскравим прикладом другої і третьої зон є м. Жовті Води у Дніпропетровській області. Тут безпосередньо (1,5–2,0 км) на околицях міста розташований гідрометалургійний завод та хвостосховище "Балка "Щербаківська" (Петрівський район, Кіровоградська область), простір між ними пронизаний різноманітними трубопроводами для транспортування рідких (пульпа) радіоактивних відходів. В околицях Мічурінського родовища (Інгульська шахта) з видобутку урану (0,5–1,0 км) розташовані населенні пункти (м. Кіровоград, с. Первозванівка, с. Неопалимівка);
- ✓ *території з помірним площадним забрудненням радіоактивними речовинами* має нестабільні зовнішні межі та конфігурацію і формується в радіусі до 650–1500 і більше метрів від джерела забруднення. Цю зону формують повітряна і водна, рідше техногенна міграції радіоактивних і токсичних речовин. В зону помірного площадного забруднення радіоактивними речовинами часто попадають і фонові, зокрема сільськогосподарські та лісові ландшафти регіону видобутку і переробки уранових руд в Україні. Особливо чітко це

виражено в Кіровоградській області – Ватутінське (Смолінська шахта) й Новокостянтинівське (Новокостянтинівська шахта) родовища уранових руд.

Виділення функціональних зон промислових ландшафтів регіону видобутку уранових руд України дає змогу детальніше планувати рекультиваційні роботи, розподіляти кошти на різноманітні соціально-оздоровчі заходи серед населення у відповідності до реальних потреб.

Висновки. Неоднорідність та різноманіття промислових ландшафтів регіону видобутку уранових руд, їх індивідуальність, дають можливість провести зонування промислових ландшафтів з виділенням зон: шахтно-відвальної території гірничо-збагачувальних, хімічних та гідрометалургійних заводів, прилеглих до розробок уранових руд, комбінатів або хвостосховищ ландшафтів і територій з помірним площадним забрудненням радіоактивними речовинами.

Список використаних джерел

1. *Гудзевич А. В.* Динаміка техногенних ландшафтів Поділля : автореф. дис. на здобуття канд. геогр. наук / А. В. Гудзевич. – Львів, 1996. – 22 с.
2. *Денисик Г. И.* Основные принципы и методы районирования техногенных ландшафтов / Г. И. Денисик // Методы исследования антропогенных ландшафтов. – Л., 1982. – С. 40–41.
3. *Денисик Г. І.* Антропогенні ландшафти Правобережної України : монографія / Г. І. Денисик. – Вінниця : Арбат, 1998. – 292 с.
4. *Денисик Г. І.* Лісополе України / Г. І. Денисик. – Вінниця : Тезис, 2001. – 284 с.
5. *Іванов Є.* Ландшафти гірничопромислових територій: монографія / Є. Іванов. – Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2007. – 334 с.
6. *Казаков В. Л.* Антропогенні ландшафти Кривбасу / В. Л. Казаков // Проблеми ландшафтного різноманіття України : зб. наук. праць. – К. : Карбон Лтд, 2000. – С. 108–112.
7. *Маринич О. М.* Удосконалена схема фізико-географічного районування України / О. М. Маринич, Г. О. Пархоменко, В. М. Пащенко // Український географічний журнал. – 2003. – № 1. – С. 16–20.
8. *Маринич О. М.* Фізична географія України : Підручник / О. М. Маринич, П. Г. Шищенко. – К. : Знання, 2005. – 511 с.
9. *Мильков Ф. Н.* Человек и ландшафты. Очерки антропогенного ландшафтоведения / Ф. Н. Мильков. – М.: Мысль, 1973. – 224 с.
10. *Федотов В. И.* Горнопромышленные ландшафты и проблемы рекльтивационного районирования / В. И. Федотов, Л. В. Моторина // Изменение природной среды в связи с деятельностью человека. – М., 1978. – С. 5–23.

* * *

УДК 911.52 : 504.73

ВИДІЛЕННЯ ТИПОЛОГІЧНИХ КАТЕГОРІЙ ЛУЧНО-ПАСОВИЩНИХ ЛАНДШАФТІВ НА ОСНОВІ ЇХ РОСЛИННОСТІ

Олександр Дєдов

Вінницький державний педагогічний університет імені М. Коцюбинського,
Україна, 21100, м. Вінниця, вул. Острозького, 32,
e-mail: info@vspu.net

Поглиблення досліджень лучно-пасовищних ландшафтів, як цілісних комплексів, що відіграють велику роль у природі (перетворення сонячної енергії у енергію хімічних зв’язків та акумуляція її у вигляді органічної речовини, ґрунтоутворення, регулювання хімічного складу атмосфери і гідросфери та ін.) зумовлене не тільки науковими потребами, а і для ви-

рішення багатьох нагальних практичних завдань сьогодення – призупинення деградації і відновлення втрачених корисних властивостей ґрунтів, створення екологічно збалансованих ландшафтів, підвищення їх природно-ресурсного потенціалу тощо.

Виконання цих завдань неможливе без вивчення типологічного різноманіття названих ландшафтів, як на зональному, так і зонально-регіональному й локальному рівнях. Саме знання їх типологічних особливостей є основою для класифікації, визначення найефективніших стратегічних напрямів оптимізації та розробки для кожного з них конкретних заходів з поліпшення, раціонального використання та охорони.

Проте, вивчення і встановлення типологічних категорій рослинності пов'язане з певними труднощами. Вони зумовлені великою строкатістю рослинних угруповань, що пов'язана з умовами їх місцезростань на різних типах місцевостей (заплавні, надзаплавно-терасові, схилові (прирічкові), плакорні та ін.), які характеризуються неоднорідними ґрунтоутворювальними породами, ґрунтами, характером і режимом зволоження, а також взаємовідносинами між рослинами у ценозах, впливом на них людини тощо та різними підходами до виокремлення і класифікації їх типологічних категорій.

На даний час при вивченні рослинності в Україні використовують два підходи: еколого-фітоценотичний та флористичний. Останній з них потребує складної методики та наявності фітоценотичних матеріалів (описів), яких часто не вистачає. Крім того, специфічність трав'янистих ценозів зумовила виділення при цьому підході дуже великої кількості синтаксонів різного рангу. Ці синтаксони включають повний список видів рослин в ландшафтах без відзначення їх співвідношень та ролі у структурі характерних для них рослинних угруповань і не мають екологічного змісту (фактично вони є парціальними флорами). Тому їх не завжди можна використовувати при типологічних розробках.

У дослідженнях рослинності лучно-пасовищних ландшафтів Поділля ми надали перевагу еколого-фітоценотичному (Браун-Бланке) підходу. Адже він дозволяє при вивченні рослинного покриву цих комплексів враховувати не тільки ознаки домінування, а й екологічні особливості видів угруповань рослин, що зростають на різних за умовами середовища їх структурних частинах. Він також найбільш придатний для характеристики фітоценозів, що почали формуватися порівняно недавно на рекультивованих, підтоплених та землях виведених із ріллі (площі яких розширюються тепер і збільшення яких заплановане на майбутнє), луках та пасовищах з порушеною рослинності в результаті дії антропогенних та природних чинників. Більше того, хоча цей підхід поступається флористичному щодо інформативності, він виграє у можливості наочного порівняння рослинних угруповань та їх типізації, відносити синтаксони з одним і тим же едифікатором до різних типів рослинності, що є важливим для типології та класифікації лучно-пасовищних ландшафтів.

Використання для цієї мети фітотопологічних (топологічних) класифікацій лук (Дмитрієв,1948; Куксін, 1958) виявилося малопридатним, оскільки у них міститься мало інформації про видовий склад рослинності. Вони не допомагають встановити сучасні та потенційних ресурси лук, відміни яких визначені переважно лише на рівні ботаніко-господарських груп рослин ("злакові" чи "різнотравно-злакові"), екологію рослин, передбачити подальший розвитку угруповань трав та розробити заходи з їх оптимізації.

У певній мірі для цього придатні фітоценологічні класифікації лук О. П. Шеннікова (1941) та Д. Я. Афанасьєва (1986). Трав'янистий тип рослинності у цих класифікаціях за екологічним його складом поділений послідовно на класи формацій, групи формацій, формації, групи асоціацій, асоціації. Серед лучної рослинності в ній виділені п'ять класів формацій: 1) справжні луки; 2) остепнені; 3) пустищні (психрофіти); 4) болотисті; 5) торф'янисті.

В одну групу формацій у них включені асоціації, домінанти яких належать до одного еколого-морфологічного типу. Наприклад, крупно- і дрібнозлакові, крупнорізнотравні, дрібноосокові тощо. Формації виділені за домінантами: лучнотонконогові, велелетенськомітлицеві, собачомітлицеві, гостроосокові тощо.

Групи асоціацій у цих класифікаціях об'єднані за морфологічно-фітоценотичними особливостями будови травостою (прості китники, крупнозлакові китники, дрібнозлакові китники, різнотравні китники).

Асоціації виокремлені за особливостями їх флористичного складу (домінуючих видів) і будови. Наприклад, низькоосоково-типчакова, безостостоколосово-повзучопирійна тощо.

Порівняння таксонів схеми класифікації сільськогосподарських ландшафтів (Денисик, 1998), які він розмістив у такий ряд ряд: клас ландшафту – підклас ландшафту – тип ландшафту (зональний) – тип місцевості – тип урочища), синтаксонів еколого-фітоценотичної класифікації рослинності природних кормових угідь Лісостепу України (Якубенко, 2005) та типологічних категорій лучно-пасовищних ландшафтів дає підставу зробити висновок про те, що вони органічно поєднуються між собою. Виділені за еколого-фітоценотичними принципами різні угруповання трав’янистих рослин і названі з урахуванням їх ценотичної структури таксони лучно-пасовищних ландшафтів можуть бути основою класифікації цих комплексів (табл. 1).

Таблиця 1

Співвідношення між назвами типологічних категорій сільськогосподарських та лучно-пасовищних ландшафтів і синтаксонами рослинності

Типологічні категорії класифікації сільськогосподарських ландшафтів (Денисик, 1998)	Типологічні категорії класифікації лучно-пасовищних ландшафтів	Синтаксони класифікації рослинності природних кормових угідь (Якубенко, 2005)
Назва, приклад		
Підклас ландшафту: лучно-пасовищний	Підклас ландшафту: лучно-пасовищний	Тип рослинності: луки, степи, болота
Тип місцевості	Тип місцевості	Клас формації
Заплавний, схиловий (прирічковий), вододільний та ін.	Справжня заплавна лука ..., остепнена лука прирічкового схилу ...	Справжні луки, остепнені луки, лучні степи, ...
Тип урочища	Тип урочища	Група формацій
Урочище ... підвищеної прируслової частини заплави, недренованої улоговини на плакорі ...	Урочище крупнозлакової справжньої луки центральної заплави великої річки ...	Крупнозлакові справжні луки, крупноосокові болотисті луки ...
Вид урочища	Вид урочища	Формація
Урочище центральної заплави річки ...	Урочище крупнозлакової справжньої лучнокострицевої луки центральної заплави великої річки ...	Костриці лучної, грястиці збірної, осоки гострої ...
–	Тип фації	–
–	Фація безостостоколосової луки прируслової частини заплави на діяльних алювіальних відкладах ...	–
–	Вид фації	Асоціація
–	Фація безостостоколосово-виноградниковомітлицевої луки прируслової частини заплави на діяльних алювіальних відкладах	Безостостоколосова виноградниковомітлицева

Таким чином, вивчення рослинності лучно-пасовищних ландшафтів з використанням еколого-фітоценотичного підходу, встановлення назв рослинних угруповань, що зростають на певних його структурних елементах і наступне відображення їх особливостей у найменуваннях виділених на цій основі типологічних структур названих комплексів, сприятиме формуванню погляду на них як на складні геосистеми, всі компоненти яких, не зважаючи на виконання ними своїх специфічних функцій, є рівнозначними, але провідна роль у яких належить все-таки рослинності. Адже саме трав’яниста рослинність (а не, як вважають навіть окремі географи, рельєф чи ґрунтоутворювальні породи, або ґрунти) завдяки своїм біоло-

гічним особливостям виконує у них найважливіші функції – фотосинтезу, накопичення певних хімічних елементів, регулювання стоку вод, ґрунтоутворення і левову частку геохімічної "роботи".

Список використаних джерел

1. *Афанасьєв Д. Я.* Господарська типологія природних лучних угідь рівнинної частини УРСР / Д. Я. Афанасьєв // Укр. ботан. журн. 1986. – 43. – № 3.– С. 62–69.
2. *Денисик Г. І.* Антропогенні ландшафти Правобережної України / Г. І. Денисик.– Вінниця: Арбат, 1998. – 292 с.
3. *Дмитриев А. М.* Луговодство с основами луговедения / А. М. Дмитриев. – М.: ОГИЗ-СЕЛЬХОЗГИЗ, 1948. – 408 с.
4. *Шенников А. П.* Луговедение / А. П. Шенников. – Л. : Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1941. – 511 с.
5. *Якубенко Б. Є.* Природні кормові угіддя Лісостепу України: флора, рослинність, динаміка, оптимізація : дис. ... доктора біологічних наук : 03.00.05 / Якубенко Борис Євдокимович. – К., 2007. – 475 с.

* * *

СЕКЦІЯ

ГЕОМОРФОЛОГІЯ І ПАЛЕОГЕОГРАФІЯ

УДК 551.48.3

ДО ПРОБЛЕМИ СТІЙКОСТІ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННИХ ГЕОМОРФОСИСТЕМ

Валентина Палієнко

Інститут географії Національної академії наук України,
Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44,
e-mail: geo-ins@kiev.ldc.net

Останні десятиріччя XX ст. і початок XXI ст. ознаменувалися підвищенням уваги до проблем розширення сфери практичної реалізації результатів наукових географічних досліджень та обґрунтування концептуальних засад оцінки природного середовища з метою визначення оптимальних умов формування складних природно-техногенних геосистем та їх безпечного функціонування.

Відомо, що просторову організованість, структуру природно-техногенних геоморфосистем визначають історичні, динамічні, функціональні зв'язки, які притаманні для геоморфосистем різних типів і рангів. Розшифрування механізмів формування та взаємодії компонентів геоморфосистем, в тому числі складних природно-техногенних, є найбільш важливим на сучасному етапі розвитку геоморфології [2, 3, 5, 10, 11 та ін.].

Інженерна геоморфологія займає одне з чільних місць у системі прикладних географічних досліджень. Її розвиток пов'язаний з іменами відомих геоморфологів і геологів – Т. В. Звонкової, Ю. Г. Симонова, В. І. Кружаліна, Д. А. Тимофеєва, Е. О. Ліхачової, Е. Т. Палієнка, А. Т. Леваднюка, Г. А. Саф'янова, Г. І. Рудька, В. В. Стецюка, Я. С. Кравчука, В. П. Палієнко, а також представників дальнього зарубіжжя [9, 11 та ін.]. Останнім часом багато уваги надається проблемі цілеспрямованого вивчення рельєфу та виявлення його інженерних властивостей, які визначають просторове розташування потенційного об'єкта, формування нових внутрішніх і зовнішніх зв'язків між складовими природно-техногенної геоморфосистеми, а також нових морфолітологічних, морфологічних, морфометричних, морфодинамічних особливостей, які мають забезпечити стійкість геосистеми та її безпечне функціонування у нових умовах [1, 2, 5, 6, 10, 11, 12].

У цьому контексті особлива увага надається оцінці чинників (умов), які відіграють обмежувальну або дестабілізуючу роль при створенні нової природно-техногенної системи, обґрунтуванню формування її адаптаційних властивостей, а також визначенню потенційних

загроз і ризиків у процесі її функціонування. На різних етапах вивчення території, яка планується для господарського освоєння, спрямованість досліджень та їх детальність дещо відрізняються.

Оцінка території на етапі обґрунтування вибору місць для потенційного будівництва передбачає необхідність визначення ступеню стійкості території для створення нової природно-техногенної геоморфосистеми із заданими параметрами функціонування. Для цього проводиться аналіз морфолого-морфометричних, морфолітогенетичних, морфодинамічних характеристик рельєфу на дещо більшій території, ніж територія безпосереднього спорудження об'єкту, з метою виявлення, перш за все, обмежувальних умов для будівництва, а також врахування не тільки місцевих, але й віддалених потенційних дестабілізуючих чинників (процесів).

На етапі інженерного освоєння території першочергова увага надається обґрунтуванню критеріїв і ознак порушення внутрішніх і зовнішніх зв'язків у природній підсистемі складної природно-техногенної геоморфосистеми, а також обґрунтуванню формування нових рис будови рельєфу та нових зв'язків між природною та техногенною складовими, які мають забезпечити її стійкість та адаптованість до новостворених умов.

На етапі функціонування складної природно-техногенної геоморфосистеми у нових умовах важливого значення набуває необхідність контролю внутрішніх і зовнішніх зв'язків у такій геоморфосистемі, виявлення просторово-часових особливостей прояву дестабілізуючих процесів різного походження, з якими можуть бути пов'язані небезпеки порушення стійкого функціонування складної геоморфосистеми або ризики її руйнації.

На всіх етапах комплексної оцінки території потенційного інженерного використання, спорудження інженерних об'єктів і моніторингу їх функціонування широко застосовується системний підхід до виявлення особливостей і тісноти внутрішніх і зовнішніх зв'язків між складовими природно-техногенних геоморфосистем різних типів, які є відмінними за охопленням територій, за поєднанням обмежуючих для будівництва умов і потенційно небезпечних дестабілізуючих процесів. При цьому важливого значення набуває категорія "стійкість геоморфосистеми", яка інтерпретується нами як здатність рельєфу вступити у взаємодію з інженерним об'єктом і зберігати при цьому певну стійкість режиму функціонування природно-техногенної геоморфосистеми протягом проектованого часу; здатність адаптації природно-техногенної геоморфосистеми до будь-яких змін динаміки компонентів середовища, в якому вона функціонувала, здатність зберігати певний режим взаємодії рельєфоутворювальних процесів без порушення зв'язків між інженерним об'єктом і рельєфом.

У процесі еволюції природного рельєфу стійкість геоморфосистем визначається антагонізмом взаємодіючих ендогенних та екзогенних процесів, порушеннями геоморфологічної рівноваги внаслідок нелінійності рельєфоутворювальних процесів, поєднанням у просторі рельєфів з рисами успадкованості від попереднього етапу розвитку зі збереженими тенденціями формування з рельєфами, які характеризуються новими генетичними, структурними та динамічними рисами [5, 10, 11, 12]. Іншими словами, стійкість геоморфосистем залежить від збереження динамічної рівноваги, нелінійності рельєфоутворювальних процесів, тісноти прямих і зворотних зв'язків з навколишнім середовищем, співвідношення біфуркаційних і адаптаційних процесів у їх розвитку. Важливим при цьому є врахування головних принципів синергетики – кумулятивності, самозбереження, стабільності-нестабільності, змін шляхів еволюції тощо.

Геоморфологічна стійкість розглядається головним чином як стійкість спокою, стійкість розвитку та стійкість рівноваги, що у загальному визначається як "здатність геоморфосистем або не реагувати на збурюючі впливи, або швидко відродити свою просторову морфологічну структуру та динамічну рівновагу буз переходу системи в суттєво інший стан" [12].

Особлива увага проблемі геоморфологічної стійкості надається при обґрунтуванні природно-техногенних геоморфосистем, оскільки в якості головного збурювача та порушувача динамічної рівноваги виступає часто неконтрольована та нераціональна діяльність

людини. Антропогенний ризик серед інших типів ризиків (природний, додатковий або каскадний прийнятний) відіграє велику роль у визначенні ймовірності виникнення небезпечних подій, катастрофічних явищ в районах розташування різних споруд з потенційною можливістю виникнення ризиків об’єктного, локального, субрегіонального рівнів, дискретним або безперервним ходом дестабілізуючих процесів, з одинарним або сумарним впливом небезпечних джерел тощо.

При дослідженні стійкості природно-антропогенних геоморфосистем оцінка геодинамічної складової є надзвичайно важливою. Зокрема, від виявлення просторових особливостей і періодичності прояву швидких (сейсмічних) і повільних тектонічних рухів земної кори залежить оцінка ступеню сучасної геодинамічної небезпеки на урбанізованих територіях, в районах розташування таких важливих і екологічно небезпечних об’єктів як АЕС, ГАЕС, магістральні продуктопроводи та ін. Не менш актуальною є оцінка ймовірності прояву активізацій ендодинамічних процесів у зонах неотектонічно активних розломів, прояву катастрофічних явищ і процесів екзогенної групи, а також активізації похідних природно-антропогенних процесів у районах інтенсивного господарського освоєння територій [4, 6, 7, 8, 11]. Отже, комплексна оцінка стійкості природно-техногенних геоморфосистем, геодинамічної небезпеки та ризику, що включає ендодинамічну, екзодинамічну та технодинамічну складові, набуває особливої ваги на сучасному етапі формування і розвитку навколишнього середовища з метою оптимізації умов життєдіяльності людини.

Список використаних джерел

1. *Лихачева Э. А., Кичигин А. Н., Палиенко В. П., Тимофеев Д. А.* Свойства рельефа: экологические, инженерные, эстетические (приглашение к дискуссии) // Геоморфология. – 2003. – №4. – С. 33–39.
2. *Лихачева Э. А., Тимофеев Д. А.* Анализ геоморфологических систем: Основные понятия // Геоморфология. – 2008. – №2. – С. 14–21.
3. *Палиенко В. П.* Геоморфологические процессы как отражение современного состояния геоморфосистем и фактор экологического риска // Стихийные природные процессы: географические, экологические и социально-экономические аспекты. – М.: Изд-во НЦ ЭНАС, 2002. – с.74–80.
4. *Палиенко В. П.* Эндодинамический фактор организованности геоморфосистем // Геоморфологические системы: свойства, иерархия, организованность. – М.: Медиа-ПРЕСС, 2010. – С. 61–66.
5. *Палієнко В. П.* Системний підхід в географічних дослідженнях // УГЖ. – 2010. – №2. – С. 50–53.
6. *Палієнко В. П., Матошко А. В., Барщевський М. Є. та ін.* Сучасна динаміка рельєфу України. – Київ: Наук. думка, 2005. – 267 с.
7. *Палієнко В. П., Спиця Р. О.* Концептуальні засади та принципи діагностики, паспортизації та ранжування неотектонічно активних розломів // УГЖ. – 2009. – №2. – С. 9–13.
8. *Палієнко В. П., Спиця Р. О.* Використання показника активності розломних порушень для оцінки неогеодинамічного ризику // Просторовий аналіз природних і техногенних ризиків в Україні. Зб. наук. праць. – Київ, 2009. – С. 32–36.
9. *Палиенко Э. Т.* Поисковая и инженерная геоморфология. – К.: “Вища школа”, 1978. – 200 с.
10. *Селиверстов Ю. П.* Пространственно-временная организация геоморфологических систем. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1990. – 292 с.
11. *Симонов Ю. А., Кружалин В. И.* Инженерная геоморфология. – М.: Изд-во МГУ, 1989–1990. Ч. I. – 99 с., Ч. II. – 122 с.
12. *Тимофеев Д. А.* Развитие рельефа и его устойчивость. – М.: Наука, 1993. – 187 с.

* * *

УДК 551.4

ФОРМУВАННЯ ЯРУСНОСТІ РЕЛЬЄФУ В СКЛАДЧАСТИХ ОБЛАСТЯХ

Ярослав Кравчук

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: geodekanat@gmail.com

Формування поверхонь денудаційного вирівнювання і ярусності рельєфу пов'язане з теорією рівноваги рельєфоутворювальних сил. Досягнення такої рівноваги залежить від багатьох чинників, зокрема: стійкості гірських порід, інтенсивності ерозійної роботи рік і денудаційних процесів на схилах, характеру тектонічних рухів, балансу пухкого матеріалу в схилових процесах.

На основі вивчення денудаційної стійкості гірських порід багатьма авторами в різних ландшафтних зонах, Г. С. Ананьєв (1975) виділив чотири ряди літолого-петрографічних різновидів порід за ступенем зростання їхньої стійкості до процесів денудації: 1) *стійкість поверхонь рельєфу*, які складені гранітоїдами, зростає від умов вологих тропіків до умов арктичних пустель; 2) складених осадочними некарбонатними породами – від умов помірного гумідного поясу до умов вологих тропіків; 3) складених вулканогенними породами – досить висока як у субполярних умовах, так і у вологих тропіках; 4) складених карбонатними породами – від умов зони тайги і змішаних лісів до зони вологих тропічних лісів [1]. Доволі часто для оцінки денудаційної стійкості порід виділяють значно більше комплексів, особливо при аналізі поверхонь вирівнювання або ярусів рельєфу за певний геологічний час, протягом якого природно-кліматичні умови докорінно змінювалися.

Елементи концепції динамічної рівноваги в розвитку рельєфу знаходимо у працях В. Пенка, Л. Кінга та ін. У 1960 і 1965 рр. американський вчений Дж. Т. Гек (за Поздняковим, 1973) відстоював положення, що рівномірне підняття поверхні може повністю компенсуватися денудаційними процесами.

А. В. Поздняков (1973) запропонував закон рівноваги рельєфоутворювальних сил з врахуванням впливу стійкості порід на швидкість зниження поверхонь, формування схилів під впливом тектонічних піднять, швидкості врізання рік і денудаційних процесів, а також явищ "запізнення в розвитку форм" [12]. Суть цього закону полягає в тому, що "взаємодія ендогенних і екзогенних процесів, а також окремих факторів екзогенного рельєфоутворення приводить до виникнення такої поверхні, при якій дія одних сил повністю компенсується дією протилежно направлених". Прояв цього закону, на думку автора, приводить до створення "поверхні рівноваги", морфологія якої не змінюється при рівномірному впливі на неї факторів рельєфоутворення [12].

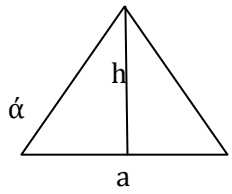
Концепцію динамічної рівноваги рельєфу Дж. Т. Гека і А. В. Позднякова критично оцінив І. П. Карташов (1975), який у розвитку схилів і річкових долин виділяв три динамічних фази: деструкції (пониження земної поверхні денудаційними процесами), акумуляції (підвищення земної поверхні) і *стан динамічної рівноваги (винос колювію рівний його поступленню)*. У розвитку рельєфу (схилів межиріч) стадії рівноваги чергуються з фазами деструкції та акумуляції. І. П. Карташов (1975) також вважав практично неможливою рівновагу між ендогенними та екзогенними процесами, тому що екзогенні процеси постійно запізнюються по відношенню до екзогенних [4].

Цікаву концепцію утворення ярусності рельєфу для гірських країн і височин, пов'язану з нормальним ерозійно-денудаційним розвитком рельєфу та еволюцією схилів, запропонували А. П. Дедков, Г. П. Бутаков, Ю. В. Бабанов (1974) [3]. Вона ґрунтується на формуванні поверхонь зниження (вододілів зниження) на межиріччях у процесі зближення протилежних

схилів вододілів річкових долин. Автори виділяють два типи вододільних поверхонь: первинні (сформувалися до утворення сучасних долинних врізів) і вторинні (сформувалися після закладання сучасної долинної сітки) [3]. Вторинні вододільні поверхні або поверхні зниження мають невелику ширину, на них присутні тільки малопотужні молоді продукти вивітрювання.

Характер та інтенсивність схилових процесів (Дедков та ін., 1974) залежить від кліматично-ландшафтних умов і складу гірських порід, а також морфометричних показників [3]. Морфометричні показники пов’язані залежністю:

$tg\ \acute{\alpha} = 2h/a$, де $\acute{\alpha}$ - крутість схилів, h – висота межиріччя, a – ширина межиріччя.



Коротко розглянемо проблемні питання формування поверхонь денудаційного, денудаційно-акумулятивного вирівнювання, а також морфологічної поясності і висотної ярусності на прикладі Українських Карпат. Більшість праць, присвячених цій проблемі, опиралася на кліматично зумовлену морфологічну поясність з врахуванням її реліктового характеру, а також регіональних особливостях. Серед регіонально-типологічних типів морфологічної поясності виділяються переважно три яруси з характерним рельєфом і динамікою сучасних екзогенних процесів.

П. М. Цись (1968) виокремив в Українських Карпатах п’ять регіональних типів вертикальної морфологічної зональності (Свидовецько-Чорногірський, Горганський, Полонинський, Верховинський і Бескидський), а в кожному з них по три морфологічних яруси (виняток Верховинський – два яруси) [14]. Головними показниками при виділенні ярусів були морфогенетичні особливості і динаміка сучасних рельєфоутворювальних процесів.

Г. С. Ананьєв (1981) морфометричні показники ярусності рельєфу в Українських Карпатах визначав за вершинними поверхнями межиріч, ширина яких у пригребеневих частинах хребтів сягає десятків (рідко сотень) метрів [1]. Автор також заперечує існування денудаційної рівнини в неогені і декількох епох вирівнювання. Але при цьому зазначає, що ярусність межиріч Карпат є реліктовою, виникла в пізньому міоцені–ранньому пліоцені і була омолоджена тектонічними рухами в пліоцен-четвертинну епоху (Ананьєв, 1981) [1]. Більшість дослідників, які дотримувалися поглядів про існування поверхонь вирівнювання, вважали, що вона мала пасмово-низькогірний вигляд.

Аналіз сучасної ярусності рельєфу, визначення кількості ярусів неможливе без урахування денудаційних, денудаційно-акумулятивних та акумулятивних поверхонь на межиріччях. Заслуговує на увагу позиція А. П. Дедкова та ін. (1974), які виділяють на межиріччях поверхні первинні (сюди віднесені і поверхні вирівнювання) і поверхні зниження [3]. Основних ознаками, за якими розрізняють поверхні зниження від поверхонь вирівнювання, ці автори вважають: вододіли на поверхнях зниження мають округло-випуклу або гребенеподібну форму, практично відсутня кора вивітрювання, відносні висоти не виявляють чіткої залежності від їх ширини.

Для виділення висотної ярусності в Українських Карпатах головними показниками є: типологічні особливості рельєфу, вертикальна диференціація кліматичних умов і характер поширення та динаміка генетичних типів сучасних рельєфоутворювальних процесів. В межах Українських Карпат більшість дослідників виокремлюють три висотні морфологічні яруси [8, 9].

Найвищий ярус, привододільні поверхні якого фіксуються на висотах 1 400–2 000 м, охоплює переважно субальпійську зону гір. На схилах цього ярусу переважають процеси нівального масового зміщення уламкового матеріалу з проявами гравітаційних, нівальних і

лавинних процесів. Цей ярус займає привершинні поверхні зі схилами в Полонинсько-Чорногірських Карпатах, Мармароському масиві, Скибових і Привододільних Горганах.

Вершинна поверхня середнього морфологічного ярусу розміщена в межах абсолютних висот від 900–1 000 до 1 400–1 500 м. Він займає найбільшу площу в усіх регіонах Українських Карпат. На просторих сильно розчленованих схилах домінують процеси поверхневої та лінійної ерозії, дефлюкції, місцями потужні вогнища зсувних і обвально-осипних процесів.

Нижній ярус річкових долин з терасами, прирічковими педиментами та схилами розміщений на висотах від 500–600 до 900–1 000 м. Для цього ярусу характерний широкий набір різних типів рельєфоутворювальних процесів, зокрема у днищах річкових долин переважають процеси підмиву і розмиву, значне накопичення продуктів розмиву, а також численні сельові потоки.

Чітко виражена ярусність рельєфу притаманна також для рівнин Передкарпаття і Закарпаття. Широкі межирічні поверхні зайняті денудаційними (переважно окраїнні педименти) і денудаційно-акумулятивними поверхнями. Верхній морфологічний ярус співпадає з верхньопліоценовою поверхнею Красної (абсолютні висоти 400–600 м) і нижньоплейстоценовою поверхнею Лоєвої (абсолютні висоти 300–500 м). У Закарпатті з верхнім морфологічним ярусом пов'язані Ділоцька, Шардинська і Боронявська поверхні (верхній пліоцен–нижній плейстоцен, абсолютні висоти від 250 до 500 м).

Нижній морфологічний ярус представлений комплексом низьких плейстоцен-голоценових терас. Панівними екзогенними процесами в цьому ярусі є підмив і розмив берегів, підтоплення значних площ на низьких терасах.

На прикладі Карпатського регіону України коротко розглянемо концепцію динамічної рівноваги у розвитку рельєфу на основі даних стаціонарних і напівстаціонарних досліджень динаміки екзогенних морфодинамічних процесів. Дослідження процесів площинного змиву, дефлюкційних, зсувних, обвально-осипних, селів та ін. проводять у цьому регіоні з 60-их–70-их років минулого століття до сьогодні [5, 6, 7, 11]. Робили спроби порівняти темпи денудації та інтенсивності тектонічних рухів [8, 9]. Інтенсивність денудації, підрахована різними авторами лише за твердим стоком рік в різних регіонах Українських Карпат, складала від 0,022 до 0,094 мм/рік. Інтенсивність площинного змиву на сільськогосподарських угіддях в окремі роки перевищувала 3 мм/рік. Темп денудації процесами площинного змиву на Передкарпатті (Дрогобицька височина) становить 0,35 мм/рік. Після коректив на інші процеси (зсуви, лінійний розмив тощо), отримуємо значення тотальної денудації для Передкарпаття 1,5-3,0 мм/рік.

У гірських регіонах Українських Карпат переважаюча кількість продуктів денудації припадає на зсувні, обвально-осипні, лавинні процеси, а також селі і селеві паводки. Максимальна інтенсивність тотальної денудації для гірської частини Українських Карпат від 0,22–0,38 мм/рік до 2,3 мм/рік. Тектонічні підняття для цих регіонів за даними повторного нівелювання (Сомов, Рахімова, 1983) становлять від 0,5 мм/рік (Закарпаття) до 2,5 мм/рік для Скибових Карпат, південно-східної частини Чорногори і Мармароського масиву [13].

Отримані результати темпу денудації стаціонарними і напівстаціонар ними дослідженнями суміжні з тими, які характеризують інтенсивність тектонічних рухів у Карпатському регіоні України. Дослідження, які періодично проводять на геодинамічних полігонах з XIX ст., засвідчили (Сомов, Рахімова, 1983), що тектонічні підняття для цих регіонів коливаються від + 0,5 мм/рік (Берегове) до + 2,6 мм/рік (Стрий). Простежується зростання піднять у напрямі до платформи (Львів – + 3,5 мм/рік, Золочів – + 4,0 мм/рік) і зменшення до Закарпатської рівнини (Берегове – + 0,5 мм/рік, Тячів – + 0,7 мм/рік). Порівняння усереднених показників тектонічних піднять і темпів денудаційних процесів дало можливість засвідчити, що сучасний рельєф має динамічну рівновагу [8, 9]. За результатами повторних нівелювань тектонічні рухи в цьому регіоні протягом тривалого часу мають додатній характер, що може бути підтвердженням постійного "запізнення" екзогенних процесів по відношенню до ендогенних.

Список використаних джерел

1. *Ананьев Г. С.* Денудационная устойчивость горных пород в разных климатических условиях / Г. С. Ананьев // Геоморфология. – № 2. – 1975. – С. 12–16.

2. Геоморфология осевой зоны Восточных Карпат / Под ред. Г. С. Ананьева. – М.: Изд. Московского у-та, 1981. – 130 с.
3. *Дедков А. П.* Поверхности снижения и формирование ярусности рельефа / А. П. Дедков, Г. П. Бутаков, Ю. В. Бабанов // Развитие склонов и выравнивание рельефа. – Казань: Изд. Казан. у-та, 1974.
4. *Карташов И. П.* Баланс рыхлого материала в денудационных (склоновых) процессах / И. П. Карташов // Геоморфология. – № 2. – М.: Изд. АН СССР, 1975. – С. 17–27.
5. *Ковальчук І. П.* Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз / І. П. Ковальчук. – Львів: Інститут українознавства, 1997. – 440 с.
6. *Ковальчук І. П.* Актуальні питання стаціонарних та експериментальних досліджень сучасних геоморфологічних процесів в Україні / І. П. Ковальчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : Зб. наук. праць. – Львів: ЛНУ ім. І. Франка, 2012. – С. 29–40.
7. *Кравчук Я. С.* Геоморфологія Передкарпаття / Я. С. Кравчук. – Львів: Меркатор, 1999. – 187 с.
8. *Кравчук Я. С.* Геоморфологія Скибових Карпат / Я. С. Кравчук. – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2005. – 231 с.
9. *Кравчук Я. С.* Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат / Я. С. Кравчук. – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2008. – 187 с.
10. *Кравчук Я. С.* Поверхні вирівнювання в Українських Карпатах: закономірності поширення, механізми формування, кореляція за генезисом і віком / Я. С. Кравчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : Зб. наук. праць. – Львів: ЛНУ ім. І. Франка, 2012. – С. 41–52.
11. *Кравчук Я. С.* Рельєф Вулканічного пасма Українських Карпат / Я. С. Кравчук, Я. Б. Хомин. – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2011. – 186 с.
12. *Поздняков А. В.* К теории динамического равновесия рельефообразующих сил / А. В. Поздняков. – Геоморфология. – № 4. – М.: Изд. АН СССР, 1973. – С. 92–100.
13. *Сомов В. И.* Современные движения земной коры Карпато-Балканского региона и сопредельных структур / В. И. Сомов, И. Ш. Рахимова. – К.: Наукова думка, 1983.
14. *Цись П. М.* Стан вивчення та сучасні проблеми геоморфології Українських Карпат / П. М. Цись // Вісник Львів. у-ту. Сер. біол., геогр. і геол. – 1968. – Вип. 4.– С. 106–120.

* * *

УДК 551.4.012

МЕТОДИКА ВИВЧЕННЯ ДИНАМІКИ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В БАСЕЙНІ ГІРСЬКОГО ПРУТУ

Михайло Клапчук

Львівський інститут економіки і туризму,
Україна, 79007, м. Львів, вул. Менцинського, 8,
e-mail: M_Klapchuk@ukr.net

Дослідження у будь-якій галузі знань вимагає накопичення кількісних даних. Повною мірою, це відноситься і до екзогенних геоморфологічних процесів, особливо на сучасному етапі їх вивчення. При проведенні досліджень нами використано методику вимірювання процесів у природних умовах. Відзначимо, що кожен метод вимірювання об’єктивно складається з ряду послідовних елементарних операцій – найнижчої таксономічної одиниці в понятті вимірювання геоморфологічних процесів [6, с. 6].

Одним із найважливіших понять в дослідженні екзогенних процесів є поняття активності цих процесів. Терміни “активність” і “активізація” синоніми “швидкості” і “прискорення”,

але звичніші і зручніші при оцінці процесів, серед яких доцільно виділити, за характером прояву, умовно-безперервні і переривисті як наслідок різної динаміки їх розвитку. Розвиток умовно-безперервних процесів визначається в основному замкнутим річним циклом чинників. Тому умовно-безперервні процеси виявляються щорічно і можуть також істотно посилюватися періодично в окремі роки. Це дозволяє виділити об'єктивну внутрішньорічну їх активність. До таких процесів відносяться вивітрювання, осипи, ерозія та ін. На прикладі умовно-безперервних процесів можна оцінити ступінь активності їх за об'єктивним критерієм "більше-менше" середньої швидкості процесу денудації – річний і середній багаторічний.

Розвиток непостійних процесів (зсуви, селі і т. д.) визначається в основному не річною ритмічністю чинників [4, с. 7–9]. Найзручнішою в даний час одиницею вимірювання цих геоморфологічних процесів є частота. Загальною ознакою будь-яких методів, які можуть застосовуватися для такої оцінки активності непостійних геоморфологічних процесів, є необхідність і достатність вимірювань на рівні "так – ні", тобто фіксації фактів їх прояву. Додатково можна проводити певні оцінки і дослідження. Необхідні дані можуть бути отримані в результаті сучасних спостережень за проявом непостійних процесів. Крім того, слід зазначити особливості технічної сторони вимірювань: вони можуть бути прості, але проводитися на значних за площею територіях. Простота їх забезпечується елементарністю устаткування об'єктів вимірювання (створів, реперів тощо) або технікою вимірювання [4, с. 10–15].

З власних досліджень та опрацьованої літератури пропонуємо типізацію геоморфологічних процесів, які притаманні для гірського Пруту (табл. 1).

Таблиця 1

Типізація геоморфологічних процесів басейну гірського Пруту

Клас	Підклас	Тип
Зв'язані з дією кліматичних і біологічних чинників	Спричинені дією кліматичних чинників	Фізичне вивітрювання
		Хімічне вивітрювання
	Спричинені дією біологічних чинників	Органічне вивітрювання
Зв'язані з дією сили тяжіння	Спричинені рухом мас без втрати контакту із схилом	Зсув
		Кріп
	Спричинені рухом мас із втратою контакту зі схилом	Обвал
		Осип
		Каменепад
Зв'язані з дією поверхневих вод	Спричинені дією лінійно текучих вод	Лінійна ерозія
		Акумуляція
		Сель
	Спричинені дією площинно текучих вод	Площинний змив
		Акумуляція
Зв'язані з дією підземних вод	Спричинені вилуговуванням	Карстовий процес
	Спричинені зміною рівня ґрунтових вод	Заболочення
Зв'язані з дією снігу	Спричинені дією снігу	Лавина
		Нівальна ерозія

Вивчення динаміки геоморфологічних процесів проводилися різноманітними методами, насамперед, експедиційними, стаціонарними і напівстаціонарними (рис. 1). Серед експедиційних методів, які ми використовували, слід виділити наступні: безпосереднього спосте-

реження рельєфоутворювальних процесів; непрямого вивчення (морфологічний, співвідношень між формами рельєфу і об’єктами господарської діяльності тощо); опитувальний; картографічний.

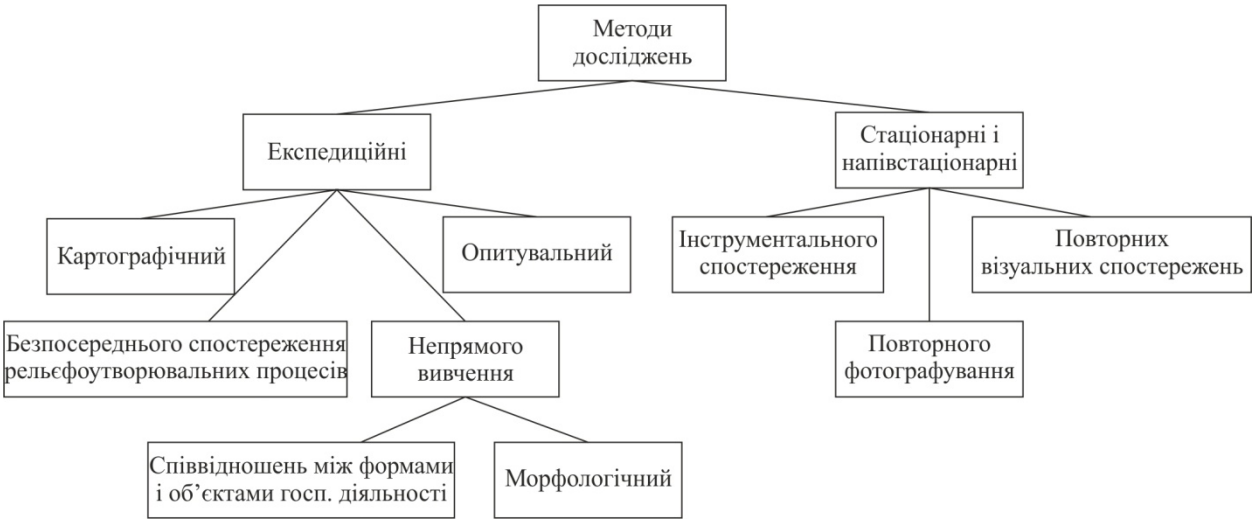


Рис. 1. Методико-методологічна модель дослідження динаміки геоморфологічних процесів басейну гірського Пруту

Метод безпосереднього спостереження рельєфоутворювальних процесів, який застосовувався нами під час експедиційних досліджень, використано лише частково. Відповідні умови для цього виникають при надзвичайних станах погоди (під час сильних злив, швидкого сніготанення), катастрофічних процесах та явищах, які можна спостерігати особисто. Але, навіть і в звичайних умовах експедиційної роботи на досліджуваній території завжди можна виявити геоморфологічні об’єкти, які продовжують енергійно розвиватися або помітно змінилися зовсім недавно. Такими об’єктами є, зазвичай, круті береги рік, зсувні і обвальні схили, ростучі яри та ін. Якщо одночасно з такою ж детальністю і точністю встановити умови, при яких здійснювалися або здійснюються ці явища, то на підставі отриманих даних можна знайти функціональні залежності між компонентами, що вивчаються [5, с. 9].

Морфологічний метод базується на тому, що сучасна динаміка визначає зовнішній вигляд рельєфу. Як правило, найбільш динамічні форми рельєфу володіють різкими контурами, крутими схилами, завдяки чому вони різко виділяються на місцевості і добре пізнаються на топографічних картах, аеро- і фотознімках (обвально-осипні та зсувні схили, яри, ущелини тощо) [3, с. 4–15]. Крутизну схилів використано як показник якісної своєрідності й інтенсивності сучасних схилових та ерозійних процесів.

Аналогічне значення мають форми мікро- і нанорельєфу, які, зазвичай, є дуже молодими, такими, що розвиваються в цей час. Сюди відносяться яри лінійного розмиву і вимоїни на схилах, дрібні обвальні горби і уступи, що свідчать про гравітаційні переміщення ґрунтових мас і гірських порід, купини і горби біогенного походження і багато інших. Якщо встановити час, протягом якого утворилися ці форми рельєфу, визначити їх лінійні розміри та об’єм, то можна обчислити динаміку розвитку, швидкість росту ярів тощо [1, с. 20–24].

Метод вивчення співвідношень між формами рельєфу і відкладами з одного боку, і об’єктами господарської діяльності, з іншого, дозволив нам оцінити не тільки величину змін, що відбулися, але також їх час і інтенсивність, оскільки час створення тих чи інших господарських об’єктів було встановлено з великою точністю. Тут маються на увазі безпосередні спостереження слідів руйнувань чи пошкоджень будівель, доріг, дамб, сільськогосподарських угідь повенями, ярами, обвалами, карстовими процесами, занесення тих же об’єктів селевими, пролювіальними чи іншими відкладами [2, с. 7–26; 144, с. 190].

Опитувальний метод дозволив отримати відомості про конкретні прояви сучасного рельєфоутворення та їх інтенсивності у представників організацій, відповідальних за експлуатацію різних споруд (мостів, доріг, будівель та ін.), у місцевих жителів, давно і добре знаючих регіон. Зазвичай, у пам'яті очевидців найповніше відображаються швидко або раптово протікаючі явища: карстові провалля, обвали, зсуви, паводки. У старожилів можна отримати відомості і про процеси, які протікали протягом тривалого часу, наприклад, про зростання ярів, про переміщення русел рік і т. п. Про одні і ті ж факти, по можливості, слід отримувати відомості з різних джерел для того, щоб переконатися у їх достовірності.

Картографічний метод дозволив отримати кількісні показники про динаміку рельєфу шляхом порівняння між собою топографічних карт, планів, аерофотознімків, супутникових знімків з безпосереднім спостереженням. Можливості застосування цього методу обширніші і результати точніші при більшому масштабі карт чи знімків; якщо точніші карти і довший термін, що відокремлює топо- і фотографування від експедиційних досліджень; якщо форми рельєфу досить динамічні і яскраво відображені [5, с. 191–192].

Охарактеризовані методи експедиційного вивчення динаміки рельєфу нерівноцінні: одні дозволяють оцінити динаміку рельєфу в абсолютних показниках (потужність шару денудації або акумуляції, швидкість чи об'єм переміщення), інші ж в якісних або відносних показниках (слабкий, середній чи інтенсивний розвиток форм рельєфу чи його окремих елементів). Комплексна методика дозволяє дати повну і точну характеристику сучасної динаміки рельєфу, уникнути помилкових висновків, які можуть бути допущені, коли беруться до уваги лише окремі розрізнені факти. Подальшим розвитком комплексного методу є аналіз і зіставлення матеріалів про динаміку рельєфу і про її чинники, тобто про морфологію і морфометрію рельєфу, геологічну будову, кліматичні, гідрологічні, ґрунтово-рослинні умови, господарське використання території. Найпростіше це зробити шляхом аналізу і зіставлення серії спеціальних карт.

Стаціонарні і напівстаціонарні дослідження, на відміну від експедиційних, здійснюються протягом тривалого часу, однак охоплюють лише незначну ділянку чи декілька ділянок в характерних місцях. Ці дослідження переважно інструментальні і направлені на вивчення: динаміки земної поверхні; динаміки речовини земної кори, зовнішнім виразом якої є зміни рельєфу; рельєфоутворювальних чинників (процесів). Вони дозволяють оцінити динаміку рельєфу в точних кількісних показниках із з'ясуванням функціональних чи кореляційних залежностей. Отримані результати додатково використовують для характеристики динаміки рельєфу і в тих місцях, де за відсутністю стаціонарних спостережень проводяться експедиційні [5, с. 192–198]. Сукупність перерахованих методів дозволяє прослідкувати загальний характер змін рельєфу, дати їм якісну і орієнтовну кількісну оцінку, що важливе для коректування програми й методики основних інструментальних спостережень і подальшого узагальнення отриманого фактичного матеріалу.

Список використаних джерел

1. Методика изучения и прогноза экзогенных геологических процессов / [под ред. А. И. Шеко, С. Е. Гречищева]. – М. : Недра, 1988. – 215 с.
2. Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям / [Ю. Ф. Чемеков, Г. С. Ганешин, В. В. Соловьев и др.]. – Л.: Недра, 1972. – 384 с.
3. Методы долговременных региональных прогнозов экзогенных геологических процессов / [под ред. А. И. Шеко, В. С. Круподерова]. – М. : Недра, 1984, – 167 с. – (ВСЕГИНГЕО).
4. Методы полевых геоморфологических экспериментов в СССР / [отв. ред. А. П. Дедков, Д. А. Тимофеев]. – М. : Наука, 1986. – 159 с.
5. *Спиридонов А. И.* Основы общей методики полевых геоморфологических исследований / А. И. Спиридонов. – М., 1960–1963: Ч. 1 / [под ред. И. С. Щукина, Н. Я. Бобира]. – 1960. – 189 с.; Ч. 3 / [под ред. проф. И. С. Щукина]. – 1963. – 198 с.
6. *Толстых Е. А.* Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов / Е. А. Толстых, А. А. Клюкин. – М. : Недра, 1984. – 118 с.

* * *

УДК 551.79; 551.89 (477)

СТАН ТА ПРОБЛЕМИ ДОСЛІДЖЕННЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ ЗАХОДУ УКРАЇНИ[1]

Андрій Богуцький*, Марія Ланчонт, Андрій Яцишин*, Роман Дмитрук*, Олена Томенюк***

**Львівський національний університет імені Івана Франка, Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,*
***Університет Марії Кюрі-Склодовської, Польща, 20-718, м. Люблін, ал. Красніцька, 2 cd,*
e-mail: prostolena.87@mail.ru

Плейстоценові відклади плащеподібно вкривають переважну більшість території західної частини України, досягаючи потужності 50 м, а в долинах льодовикового виорювання й розмиву на Поліссі – 100 м і більше. Мінімальні потужності плейстоценових відкладів або їхня відсутність характерні для вершин хребтів Карпат, а також ділянок денудаційних частин схилів.

Представлений плейстоценовий покрив різними генетичними типами, мають різноманітний літологічний склад, оскільки формувались у різних палеогеографічних умовах. Зауважимо, що західна частина України – дуже сприятливий регіон для вивчення плейстоценових відкладів. Тут й обширні території Полісся з комплексом льодовикових відкладів, і лесові височини з потужною і добре стратифікованою перигляціальною лесово-ґрунтовою серією, і величні річкові системи з добре розвиненими терасовими комплексами, побудованими різнофаціальними алювіальними та покривними субаеральними відкладами, і гірські масиви Карпат з комплексами гравітаційних, алювіальних, льодовикових та інших відкладів.

Історія вивчення плейстоценових відкладів західної частини України нараховує більше сотні років. Тут зароджувалось вчення про перигляціал [19], обґрунтовувалась еолова гіпотеза походження лесів [14] тощо. Відзначимо роботи П. Тутковського [14, 15], В. Ласкарева [7], С. Рудницького [11, 12], Ю. Полянського [9], Г. Тессейре [20, 21], І. Гофштейна [3–6] та ін. В останні десятиліття значним поштовхом до досліджень плейстоценового покриву західної частини України стало виконання низки міжнародних наукових грантів, головно польсько-українських. Поглиблювалась співпраця з науковими інституціями Польщі: університетами Марії Кюрі-Склодовської, м. Люблін (Г. Марущак, Ю. Войтанович, Я. Бурачинський, М. Ланчонт, Р. Добровольський, Я. Кусяк, П. Мрочек, С. Терпіловський, П. Зелінський, Б. Голуб та ін.), Варшавським (Л. Лінднер, М. Бомбель, Д. Ольшевська-Нейберт та ін.), Гданським (Е. Мойський, С. Федорович та ін.), Вроцлавським (З. Яри, Я. Кіда та ін.), Щецинською політехнікою (Р. Раціновський, Ц. Сеул), Державним геологічним інститутом–Державним дослідницьким інститутом, м. Варшава (Ю. Навроцький, З. Франковський та ін.), Інститутом геологічних наук ПАН (Т. Мадейська, М. і М.Т. Крайцажи, Б. Лонцька та ін.), Інститутом географії і просторової організації ім. С. Лещинського ПАН (Л. Старкель, П. Гембіца, А. Будек та ін.) тощо. Тісна співпраця налагоджена також з Інститутом геологічних наук НАН України (П. Гожик, В. Шовкопляс, М. Комар, О. Сіренко, Н. Дикань, С. Прилипко, О. Крохмаль та ін.), Інститутом українознавства ім. І. Крип’якевича НАН України (О. Ситник, Р. Коропецький та ін.), Інститутом географії НАН України (Ж. Матвіїшина, В. Палієнко, С. Кармазиненко, С. Дорошкевич та ін.), Київським національним університетом імені Тараса Шевченка (Н. Герасименко

[1] Роботи виконані завдяки фінансовій підтримці міжнародного проекту 691-N/2010/0 Ukraine “Palaeolithic Oecumene of the peri- and meta-Carpathian zone – a study of environment changes of Western Ukraine and South-Eastern Poland in Pleistocene and their influence on primeval settlement and migration pattern (based on loess and cave sites)”.

та ін.), Інститутом ботаніки ім. М. Холодного НАН України (Л. Безусько), Інститутом географії РАН (А. Величко, Т. Морозова, В. Нечаєв та ін.), Білоруським державним університетом (Я. Єловічева, О. Мотузко) тощо.

В рамках співпраці проведено низку спільних українсько-польських міжнародних семінарів, до яких підготовлено і видано збірники наукових праць [1, 2, 8, 10, 17, 18].

Схарактеризуємо головні напрямки досліджень плейстоценових відкладів заходу України, а також виділимо актуальні проблеми їхнього вивчення.

Вивчення опорних розрізів. На наше глибоке переконання, це основа основ плейстоценових досліджень. Їхнє значення переоцінити неможливо. Тому впродовж багатьох років вивчення опорних розрізів було і залишається пріоритетним. Завдяки міжнародній співпраці низка опорних розрізів досліджена з використанням найновіших методів аналітичних досліджень – літологічних, палеонтологічних (палеозоологічних, палеоботанічних, палеомалакологічних, палеоостракодологічних), палеокріогенних, мікроморфологічних, геохімічних, інженерно-геологічних, геофізичних (особливо палеомагнітних), абсолютного датування та ін. На сьогодні детально вивчено десятки опорних розрізів на Волинському Поліссі (Калинівка, Ростань та ін.), Волинській височині (Бояничі, Коршів, Торчин, Рівне, Дубно-Тараканів, Басів-Кут, Горохів, Нововолинськ, Перемисловичі, Здолбунів та ін.), Подільській височині (Ванжулів, Тернопіль, Буглів, Великий Глибочок, Пронятин, Ігровиця, Збараж, Підволочиськ, Волочиськ, Шаровечка, Красносілка, Ярмолинці, Скала-Подільська, Буцнів, Вендичани, Молодове та ін.), в Передкарпатті (Крукеничі, Мостиська, Торгановичі, Кружики, Слохині, Дубрівка, Дубаневичі, Галич, Єзупіль, Довге, Маріямпіль, Колодіїв, Межигірці, Загвіздя та ін.), Закарпатті (Королево) тощо. По цій проблематиці видано десятки наукових праць, а деякі розрізи опубліковано монографічно (Колодіїв, Скала-Подільська, Великий Глибочок та ін.).

Вивчення опорних розрізів слугувало основою для створення стратиграфічної, інженерно-стратиграфічної, схем періодизації палеоліту, розвитку палеокріогенезу в плейстоцені тощо. Це також сприяло відтворенню палеогеографічних умов формування плейстоценових відкладів західної частини України.

Дослідження льодовикового комплексу. Відклади льодовикового комплексу поширені на Волинському Поліссі та в північно-західній частині Передкарпаття[2]. Вік зледеніння Передкарпаття встановлено як нижньоплейстоценовий (окський, сян 2). На Волинському Поліссі, крім окського, виявлено комплекс утворень дніпровського зледеніння. Можливо, територію Полісся досягало московське зледеніння, а в долинах льодовикового виорювання й розмиву – й давніше від окського.

Питанням вивчення льодовикового комплексу Волинського Полісся та Передкарпаття присвячені міжнародні семінари в Красічині (РП) 2000 р. [17] і Шацьку 2005 р. [1]. Встановлено, що роль власне льодовикових (моренних) відкладів у будові Любомльсько-Столинського кінцево-моренного пасма перебільшувалась. Значна кількість форм, які описані як кінцеві і крайові морени, фактично є камами, тобто продуктами водно-льодовикової акумуляції. У результаті досліджень з'ясовано, що водно-льодовикові відклади на височинах (наприклад, Волинській) пов'язані винятково з долинами стоку талих льодовикових вод і не покривали поверхню вододілів. Це унеможливлює пояснення походження лесів західної частини України з позицій водно-льодовикової гіпотези.

У дослідженні відкладів льодовикового комплексу залишається чимало проблем. Це вивчення і гірського зледеніння, і долин льодовикового виорювання та розмиву, і проблеми стоку талих льодовикових вод, і картографування меж зледенінь, і кореляції подій у льодовиковій та перигляціальній зонах тощо.

Умови формування і будова перигляціальної лесово-ґрунтової серії. Перигляціальна лесово-ґрунтова серія на Волино-Поділлі та Передкарпатті винятково добре розвинута і досягає потужностей 20–30, а подекуди й до 50 м (розріз Галич). У її будові розрізняють низку самостійних лесових, палеоґрунтових та палеокріогенних горизонтів. Розроблена

[2] Сліди зледеніння описані також у високогір'ї Карпат.

детальна стратиграфічна схема лесово-ґрунтової серії з виділенням окремих горизонтів та підгоризонтів. Отримана велика кількість інформації стосовно складу, властивостей, абсолютного віку, умов формування, викопних фауни і флори виділених горизонтів та підгоризонтів. Окремо слід наголосити на відкритті в лесово-ґрунтових товщах низки палеолітичних стоянок, які вивчаються спільно з археологами. Досліджуються природні умови проживання давньої людини. Проблемними питаннями вивчення лесово-ґрунтової серії залишаються найдавніші леси, співвідношення лесових і льодовикових горизонтів, проблема “леси і тераси”, лесовий рельєф та ін.

Під час досліджень плейстоценових відкладів заходу України розроблялась низка питань, безпосередньо пов’язаних з цією проблематикою. Серед них виділимо і схарактеризуємо такі.

Перигляціальні процеси. На заході України впродовж плейстоцену неодноразово встановлювались перигляціальні умови (по чотири самостійних палеокріогенних етапи проявилось у середньому і верхньому плейстоцені), формувалися специфічний комплекс відкладів (делювіально-соліфлюкційні відклади, перигляціальний алювій, уламкові елювіальні нагромадження, кам’яні розсипища в Карпатах та ін.), своєрідний рельєф, розвивались перигляціальні процеси, зокрема процеси морозобійного розтріскування. Перигляціальні процеси суттєво впливали на властивості порід.

Роль тектоніки у формуванні плейстоценових відкладів. Тектонічним рухам належить велика роль у формуванні рельєфу, плейстоценових відкладів (зокрема їхньої потужності) та поширенні їхніх генетичних типів тощо. В цьому напрямку найбільше зробив І. Гофштейн [3–6]. Багато питань залишилися невирішеними. Зокрема, потребує подальшого вивчення оцінка ролі тектоніки у формуванні рівня Лоєвої, який складається з декількох (не менше чотирьох) різнорівневих поверхонь [16]. Належить дати відповідь, чи це наслідок диференційованих тектонічних рухів, які порушили колись єдину поверхню вирівнювання, чи це самостійні терасові рівні [2].

Нижня межа плейстоцену. На багатьох ділянках заходу України покривні плейстоценові відклади залягають трансгресивно на корінних породах і питання встановлення нижньої межі плейстоцену тут не існує. Проте не існує єдиної думки серед дослідників стосовно проведення цієї межі в Передкарпатті, Закарпатті, на окремих ділянках Придністерського Поділля.

У підсумку варто сказати, що у вивченні плейстоценових відкладів на території заходу України сьогодні не залишилось “білих плям”, однак не усі райони вивчені рівномірно. Звернемо увагу на необхідність глибшого вивчення плейстоцену гірських районів, поверхонь вирівнювання, відкладів долин льодовикового виорювання й розмиву тощо.

Список використаних джерел

1. Гляціал і перигляціал Волинського Полісся : матеріали XIII українсько-польського семінару (Шацьк, 11–15 вересня 2005 р.) / [гол. ред. А. Богуцький]. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2005. – 249 с.
2. Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : збірн. наук. праць (до XVII укр.-пол. семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р.) / [гол. ред. А. Богуцький]. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 306 с.
3. *Гофштейн І. Д.* Неотектоніка і морфогенез Верхнього Придністров’я / І. Д. Гофштейн. – К. : Вид-во АН УРСР, 1962. – 132 с.
4. *Гофштейн И. Д.* Неотектоника Карпат / И. Д. Гошфтейн. – Киев : Изд-во АН УРСР, 1964. – 182 с.
5. *Гофштейн И. Д.* Неотектоника Западной Волыно-Подолии / И. Д. Гофштейн. – Киев : Наук. думка, 1979. – 156 с.
6. *Гофштейн И. Д.* Геоморфологический очерк Украинских Карпат / И. Д. Гошфтейн. – Киев: Наук. думка, 1995. – 87 с.

7. *Ласкарев В. Д.* Геологические исследования Юго-Западной России. Лист 17-й общей геологической карты Европейской России / В. Д. Ласкарев // Труды Геол. комитета. Нов. сер. – СПб., 1914. – Вып. 77. – 710 с.
8. Найдавніші леси Поділля і Покуття: проблеми генези, стратиграфії, палеогеографії : збірн. наук. праць (до XVI укр.-пол. семінару. Скала-Подільська, 13–16 вересня 2009 р.) / [гол. ред. А. Богуцький]. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2009. – 246 с.
9. *Полянський Ю.* Подільські етюди: тераси, леси і морфольогія галицького Поділля над Дністром / Ю. І. Полянський // Зб. Матем.-природ.-лікар. секції НТШ. – 1929. – Т. 20. – 191 с.
10. Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу : матеріали XIV українсько-польського семінару (Луцьк, 12–16 вересня 2007 р.) / [гол. ред. А. Богуцький]. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2007. – 272 с.
11. *Рудницький С.* Знадоби до морфольогії підкарпатського сточища Дністра / С. Рудницький // Зб. матем.-природ.-лікар. секції НТШ. – 1907. – Т. 11. – С. 1–80.
12. *Рудницький С.* Знадоби до морфольогії подільського сточища Дністра / С. Рудницький // Зб. матем.-природ.-лікар. секції НТШ. – 1913. – Т. 16. – 311 с.
13. *Ситник О.* Палеоліт Поділля: Великий Глибочок І / О. Ситник, А. Богуцький. – Львів : Українські технології, 1998. – 144 с.
14. *Тутковский П. А.* К вопросу о способе образования лёсса / П. А. Тутковський // Землеведение. – М., 1899. – Кн. I–II. – С. 213–311.
15. *Тутковский П. А.* Конечные морены, валунные полосы и озы в Южном Полесье / П. А. Тутковський // Зап. Киев. об-ва естествоиспытателей. – 1902. – Т. 16. – Вып. 2. – С. 1–108.
16. *Яцишин А.* Етапи морфогенезу північно-західної частини долини Дністра / А. Яцишин, А. Богуцький, Б. Голуб, М. Ланчонт, О. Томенюк // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття: Зб. наук. праць. – Львів: ЛНУ ім. Івана Франка, 2011. – С. 26–61.
17. Glacial i peryglacial na międzyrzeczu Sanu i Dniestru / [red. M. Łanczont]. – Lublin, 2000. – 206 s.
18. Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina) / Studia geologica Polonica / [Pod red. T. Madeyskiej]. – Kraków, 2002. – Vol. 119. – Cz. III. – 391 s.
19. *Lozinski W.* Über die mechanische Verwitterung der Sandsteine im gemäßigten Klima / W. Lozinski // Bulletin international de l'Academie des Sciences de Cracovie, Classe des Sciences Mathémathiques et Naturelles. – 1909. – T. 1. – P. 1–25.
20. *Teisseyre H.* Czwartorzęd na predgórzu arkuszu Stary Sambor / [H. Teisseyre] // Rocz. Pol. Tow. Geol. – 1935. – T. 8. – P. 67–81.
21. *Teisseyre H.* Czwartorzęd na predgórzu arkuszu Sambor i Dobromil / [H. Teisseyre] // Rocz. Pol. Tow. Geol. – 1938. – T. 13. – S. 31–81.

* * *

УДК 549: 551.8: 551.793 (477)

ОСОБЛИВОСТІ ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНИХ УМОВ СЕРЕДНЬОГО ПЛЕЙСТОЦЕНУ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ (ЗА ДАНИМИ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ВІДКЛАДІВ)

Валентина Передерій

Інститут географії Національної академії наук України,
Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44,
e-mail: kas050688@mail.ru

Середньоплейстоценова природа на території України характеризувалась різкими змінами палеогеографічних умов, що проявлялось у чергуванні етапів інтенсивного ґрунтоутворення (теплі) з етапами формування лесів та лесоподібних суглинків (холодні). Ця

ритмічність знаходить своє відображення і в мінеральному складі відкладів. Зміни палеогеографічних умов досить чітко фіксуються мінеральною масою.

Як відомо, основну частину осадової товщі складає мінеральна речовина, формування та зміни якої обумовлюються ландшафтно-кліматичними обстановками палеогеографічних етапів.

Використання особливостей складу мінеральної речовини відкладів середнього плейстоцену дає можливість виявити часові та просторові зміни палеогеографічних умов на території України впродовж середнього плейстоцену.

Досить інформативними індикаторами природних умов загальновизнано аутигенні мінерали (гідроксиди заліза та мангану, карбонати кальцію, сульфати) та глинисту речовину. Такі глинисті мінерали – індикатори як гідрослюди (холодні посушливі умови), смектити (помірні, аридні умови), каолініт (жаркий гумідний клімат), змішаношаруваті утворення (перехідна форма між різними групами мінералів — інтенсивність вивітрювання та діагенетичних змін) відображають процеси формування та перетворення відкладів [2,6].

Цим питанням присвячені численні дослідження М. Ф. Веклича, В. І. Вернадського, І. І. Гінзбурга, В. І. Мельніка, Н. В. Ренгартен, М. М. Страхова, А. Є. Ферсмана, Ю. Г. Чугунного, Р. Є. Гріма, Є. Уінтерса, Р. Сімонсона та ін., а також автора.

Дослідження тонкодисперсної частини детально стратифікованих розрізів та смердловин середньоплейстоценових відкладів різних регіонів рівнинної території України (Середнього та Порожистого Придніпров’я, Побужжя, Донбасу, Нижнього Придністров’я, Причорномор’я) дозволили нам отримати досить повну характеристику мінерального складу, виявити його особливості та відмінності. До комплексу методів були задіяні рентгендифрактометричний (аналізувались орієнтовані, природні, сольватовані етеленгліколем, насичені HCI, прогріті до 500 °С препарати на установках УРС – 50 ІМ, “Дрон-1”, “Дрон-5”, випромінювання Cu, фільтр Ni); диференціальний термічний (установка “Q-1500”); валовий хімічний; електронно-мікроскопічний (установки УМВ-100А та “Tesla”, збільшення 17500 та 20000) методи.

Середній плейстоцен на території України, згідно стратиграфічної схеми четвертинних відкладів [5], починався з теплого завадівського етапу і включав дніпровський та кайдацький етапи розвитку природи.

Завадівський етап на території України відзначається досить поширеним різнотиповим ґрунтовим покривом. Найбільша потужність ґрунтів (2,0–3,8 м) спостерігається у районах Порожистого Придніпров’я, Придонецької рівнини, Придніпровської височини із тенденцією зниження її у південному напрямку. Характерними ознаками завадівського етапу є: стадійність розвитку ґрунтів (zva, zvb1, zvb2, zvc, найкраще розвинуті ґрунти оптимальної стадії — zvb); досить чітка зональність ґрунтових покривів [3,4]; висока оглиненість (32–45 % мулу); бурувато-червонувато-коричнювате забарвлення; збагачення півтораоксидами, особливо Fe_2O_3 та MnO. Наявність різних типів ґрунтів (від бурих лісових до червоно-бурих, коричнюватих) та їх ознаки свідчать про неідентичність палеогеографічних обстановок впродовж завадівського часу, що знайшло відображення у мінеральному складі глинистої речовини.

Переважання мінералів смектинової групи із значними домішками змішаношаруватих утворень, каолініту та гетиту у тонкодисперсній частині бурих лісових і коричнюватих ґрунтів Середнього Придніпров’я та Лівобережної рівнини свідчать про теплі та досить вологі умови, що сприяли інтенсивним процесам перетворення мінеральної маси. Зниження оглиненості до (30–35 % мулу) та вмісту каолініту, поруч із домінуючими смектитами, спостерігається у коричневих ґрунтах Порожнистого Придніпров’я та Придонецької рівнини, що характерно для теплих, дещо посушливих умов . Зменшенням потужності (до 1,2–1,8 м) та оглиненості у тонкодисперсній частині ґрунтів, підвищенням вмісту кальциту відрізняються темно-коричневі ґрунти Середнього Побужжя, Правобережжя Дніпра та південної частини Донбасу, що притаманно степовим умовам утворення.

Ґрунти завадівського етапу півдня України (Причорномор’я, Придністров’я) характеризуються червонувато-коричневим і червоно-бурим забарвленням, переважанням мінералів

смектитової групи та змішаношаруватих гідрослюда-монтморилонітових утворень, зменшенням оглиненості та потужності, присутності гетиту, кальциту, гіпсу. Такі особливості складу мінеральної маси свідчать про теплі посушливі умови формування ґрунтів з наявністю вологих періодів.

Значні ознаки гідроморфизму у сірувато-коричнюватих ґрунтах Керченського півострова та буруватих на Лівобережжі Нижнього Дунаю сприяли, поряд із домінуючою роллю смектитів, утворенню значної кількості каолініту.

Особливості розподілу глинистих речовин за профілем – зниження оглиненості та інтенсивності хімічних форм вивітрювання, відсутність змішаношаруватих утворень, зменшення вмісту каолініту у верхній частині ґрунтів оптимальної (zvb) та заключної (zvc) стадій розвитку завадівських ґрунтів свідчать про поступове похолодання , яке з часом призвело до різких змін природних умов, що відбилося у складі мінеральної маси.

Холодні умови наступного ***дніпровського етапу*** сприяли формуванню різнофаціальних відкладів – гляціальних (морена, озерно-льодовикові, флювіогляціальні) та перигляціальних (леси, лесоподібні суглинки). Субареальні відклади дніпровського часу на рівнинній території України відрізняються світлим кольором (палевий, жовто-палевий, сизувато-палевий), значною потужністю (5–17 м) у районах Подніпров'я (льодовикова область), яка зменшується на вододілах до 1–3 м в західному і південному напрямках, а на території Донбасу та Керченського півострова складає 0,3–0,7 м [3, 4].

Відклади дніпровського етапу характеризуються найбільшим вмістом гідрослюд та особливостями розподілу мінеральної маси. У районах Середнього Придніпров'я гідрослюда-монтморилонітовий склад глинистої речовини спостерігається у нижній частині розрізу підморенної товщі, що пояснюється успадкованість від завадівських ґрунтів смектитового компоненту. В морені домінують гідрослюди із домішками монтморилоніту, каолініту, хлориту, що є доказом сумарного впливу теригенних і місцевих джерел живлення. У надморенній товщі зростає доля смектитів, домішків каолініту, кварцу. Мінеральна речовина характеризується відсутністю хімічних форм вивітрювання та наявністю фізичних змін мінералів. Максимальний вміст гідрослюд встановлено у північній та північно-західній частинах льодовикової області, у південній частині зростає вміст смектитів.

У позальодовиковій області відклади дніпровського етапу формувались у перигляціальних умовах, що також знайшло відображення у мінеральному складі глинистої речовини.

Потужні лесові товщі у районах Придніпров'я характеризуються гідрослюда-монтморилонітовим складом, з домішками змішаношаруватих утворень, каолініту, хлориту.

У районах Середнього Побужжя в дніпровських лесах переважають смектити та гідрослюди. Для території Лівобережжя Сіверського Дінця характерні смектити та зміношаруваті утворення, вміст гідрослюд знижується. Аналогічний склад глинистої речовини спостерігається у районах Північного Причорномор'я. Відклади дніпровського часу на території Закарпаття, Нижнього Придністров'я. Лівобережжя Нижнього Дунаю характеризуються переважанням смектитів і гідрослюд у високодисперсній частині відкладів.

Майже у всіх малопотужних лесах дніпровського часу спостерігається присутність змішаношаруватих гідрослюда-монтморилонітових утворень, що можна пояснити як успадковані від підстеляючих завадівських ґрунтів, так і впливом ґрунтоутворювальних процесів наступного кайдацького етапу. Але наявність цих утворень у потужних товщах лесів Придніпров'я та Побужжя, а також у надморенних відкладах льодовикової області можуть мати дещо інше походження. Можливо, що у перегляціальних районах під впливом кріогенезу глиниста речовина зазнала трансформацій: найменш стійкі мінерали — гідрослюди деградували (розпад кристалічної решітки) та утворили лабільні компоненти гідролслюда-монтоморилонітового типу.

Дніпровські відклади Керченського півострова характеризуються значним впливом ґрунтоутворювальних процесів кайдацького часу і смектит-гідрослюда-каолінітовою асоціацією глинистої речовини.

Результати досліджень мінерального складу глинистої речовини різнофаціальних відкладів дніпровського етапу свідчать про суворі холодні та посушливі умови їх формування.

Льодовиково-перегляціальні обстановки дніпровського часу поступово змінились умовами ґрунтоутворення. ***Кайдацький етап*** характеризувався розвитком потужних (від 0,6 до 3,0 м) світ різнотипових ґрунтів (дерново-підзолистих, сірих лісових, дерново-лучних, бурих лісових, чорноземноподібних, чорноземів), що мають зональні відміни [3, 4] та стадійність розвитку (kda, kdb1, kdb2, kdc). На початку етапу (kda, kdb1) у сірих лісових і підзолистих ґрунтах Полісся та Середнього Придніпров’я спостерігались перерозподіл мулу та мінеральної маси за профілем, що є доказом вологості умов та промивного режиму, значний вміст гідрослюд, які успадковані від підстиляючих відкладів дніпровського часу. Слабка оглиненість (23–24 % мулу), чітка диференціація оксидів заліза та алюмінію свідчать про несприятливість умов для перетворення глинистої речовини. У південному та східному напрямках (Порожисте Придніпров’я, Донбас) бурі лісові та чорноземоподібні ґрунти (kdb1, kdb2) характеризуються підвищенням оглиненості (25–30 % мулу), полімінеральним складом глинистої маси – в них переважають смектити, змішаношаруваті гідрослюда-монтморилонітові утворення з домішками каолініту, кількість гідрослюд незначна, що є доказом інтенсивності процесів ґрунтоутворення та трансформації мінеральної маси. Ґрунти кайдацького часу (kdb2) півдня України (Причорномор’я, Нижнє Придністров’я) – чорноземи південні, поряд із домінуючою роллю смектитів та змішаношаруватих утворень, відрізняються наявністю хлориту та кальциту, що притаманно сухостеповим умовам і є доказом наростання аридності.

Ґрунти заключної стадії (kdc) характеризуються незначною потужністю, відсутністю перерозподілу та слабкою інтенсивністю перетворення мінеральної маси, що пов’язано із несприятливістю природних умов.

Результати досліджень мінеральної маси середньоплейстоценових відкладів різних регіонів території України є доказом особливостей природних обстановок:

- ✓ зональні та регіональні відміни складу глинистої речовини свідчать про інтенсивність ґрунтотворних процесів за теплий та досить вологий період у завадівський час, а кількісні та якісні відмінності за профілем ґрунтів – про кліматичні зміни протягом етапу;
- ✓ склад та розподіл мінеральної маси відкладів дніпровського етапу характеризує холодні посушливі умови та льодовиково-перегляціальні обстановки;
- ✓ мінеральна складова ґрунтів кайдацького етапу характеризує нестійкі, досить контрастні умови, більш прохолодні, ніж у завадіський час.

Список використаних джерел

1. *Веклич М. Ф.* Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран. – К.: Наук. думка, 1968. – 238 с.
2. *Веклич М. Ф.* Минералогические индикаторы древней природы / М. Ф. Веклич, В. И. Передерий // Теоретические и прикладные проблемы палеогеографии. – К.: Наукова думка, 1977. – С. 3–24.
3. *Сиренко Н. А.* Антропогеновые почвенные покровы равнинной территории Украины / Н. А. Сиренко // Палеопедология. – К.: Наукова думка. 1974. – С.27–43.
4. *Сиренко Н. А.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене / Н. А. Сиренко, С. И. Турло. – К.: Наук. думка, 1986. – 187 с.
5. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины / [М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко., С. И. Турло и др.]. – К.: Госкомгеологии Украины, 1993. – 40 с.
6. *Perederiy V. I.* Clay mineral composition and palaeoclimatik interpretation of the Pleistocene and Holocene deposits of Ukraine // Quaternary International. – 2001. – № 76/77. – P. 113–121.

* * *

УДК 551.4

СТРУКТУРНІ ОСОБЛИВОСТІ РІЧКОВИХ СИСТЕМ ЗАКАРПАТТЯ

Ярослав Хомин

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: geodekanat@gmail.com

При дослідженні річкових систем, їх функціонування, динаміки та історії розвитку використовують різні класифікаційні моделі. У їх вивченні можна виділити три якісно різних етапи. Перший пов'язаний з роботами Р. Е. Хортона [2]. Ним була запропонована система порядкової класифікації (СПК) річок і встановлено ряд кількісних статистичних закономірностей їх будови, які пізніше з додаваннями, зробленими С. Шуммом [5], дістали назву "законів Хортона".

З часом, в міру накопичення фактичного матеріалу по топології річкових систем ця класифікація у ряді випадків перестала відповідати вимогам практики. Модифікацію цієї моделі успішно було здійснено А. Штралером [8, 9].

А. Штралер відхилив від представлення річкової мережі як системи головних річок. Згідно класифікації Штралера, нерозгалуженим первинним потокам завжди присвоюється порядковий номер 1. При злитті двох елементів утворюється потік з порядковим номером на одиницю вище. Відрізок русла цього порядку закінчується в точці його злиття з другим відрізком того ж або більш високого порядку. Отже, у міру ускладнення річкової системи від витоків до гирла вона включає елементи усе більш високих порядків таким чином, що останні зростають стрибкоподібно і набувають тільки цілих значень К = 1, 2, 3. Аналогічна модель розроблена й апробована В. П. Філософовим [2] для пошуків і розробки тектонічних структур (в основному нафто-газоносних).

Відмінність схем Хортона і Штралера полягає в тому, що перший з них розглядає річки різних порядків на усьому протязі від витоку до гирла, а другий виділяє відрізки русел, приурочені до тих же порядків. СПК Хортона і Штралера мають багато спільного, і тому СПК Штралера часто називають системою Хортона–Штралера.

Модель Н. А. Ржаніцина [1] є перехідною між вказаними групами.

Другий етап пов'язаний із роботами Р. Шріва [6, 7] та роботами А. Шайдеггера [4]. Р. Шрів відмовився від поняття "порядок річкової системи", а розглядає "потужність річкової системи". Потужність системи визначається кількістю елементарних потоків, що входять у систему. Так, якщо річкова система містить, наприклад, 32 нерозгалужених елементарних потоки, то її потужність визначається числом 32. А. Шайдеггер запропонував визначати порядок системи, виходячи із теорії графів, за рівнянням:

$$K = \log_2(2^m + 2^n),$$

де K – порядок системи нижче злиття двох підсистем порядків m і n.

Із рівняння виходить, що величина порядку може набувати не лише цілих значень, але також і дробових. Порядкову систему, запропоновану А. Шайдеггером, можна привести до виду, зручному для обчислення:

$$K = 1 + \log_2 S_{(k)},$$

де $S_{(k)}$ – кількість водотоків першого порядку у системі.

Отже, для обчислення порядку системи необхідно визначити кількість елементів першого порядку, що входять до неї.

Таким чином, основні класифікаційні схеми річкової мережі умовно можна поділити на дві групи, що мають принципові відмінності.

1. Моделі Хортона і Штралера, передбачають зростання порядку на одиницю лише при злитті двох однопорядкових елементів (підсистем), тобто поєднують в порядку і потужність і малюнок річкової системи, причому провідним показником виступає малюнок мережі.

2. Моделі Шайдеггера і Шріва розглядають окремо потужність річкової системи і порядок включення в неї елементів в мережі. Основним показником розмірів річкової системи тут є її масивність, яка в моделі Шайдеггера виражається через порядок, який враховує загальну кількість елементарних потоків, що входять в систему, а в схемі Шріва – безпосередньо через загальну кількість елементів.

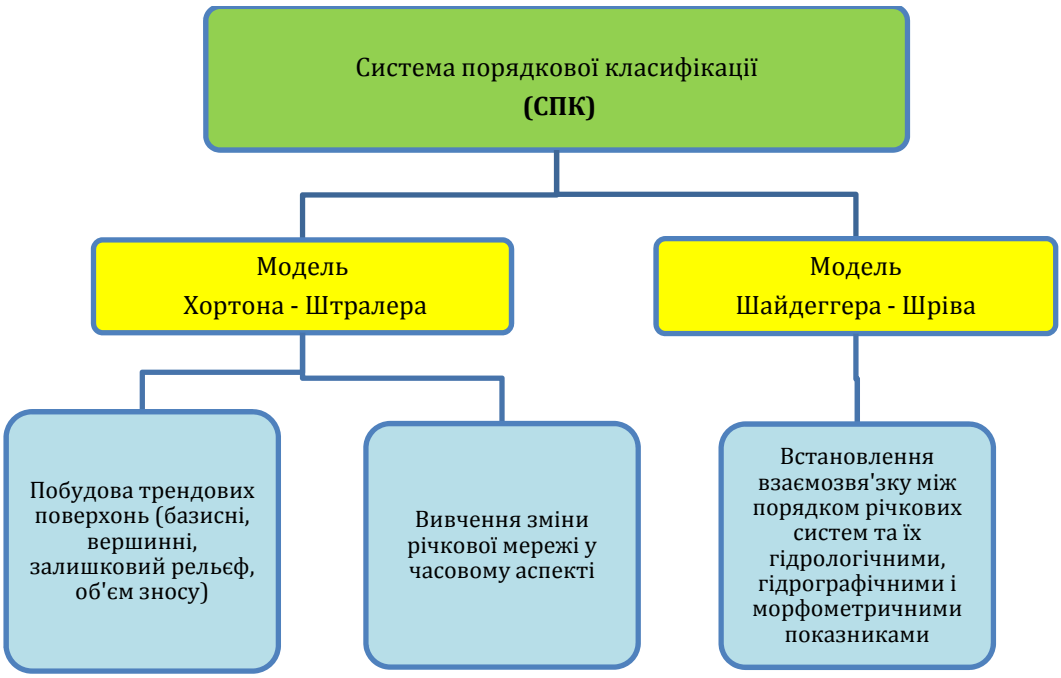


Рис. 1. Класифікаційні моделі річкових систем

Виявлення закономірностей будови річкових систем можливе в рамках такої класифікаційної моделі, яка має високу роздільну здатність і забезпечує найбільшу стійкість характеристик в межах кожного рангу (порядку). Критерієм для вибору тієї чи іншої моделі (групи моделей) в якості розрахункової повинна служити найбільша стійкість параметрів річкової системи, класифікованої по одному із існуючих способів. З метою встановлення цього критерію проведено паралельний аналіз характеристик річкових систем Закарпаття різних порядків, визначених методами Хортона і Шайдеггера.

Аналіз показав, що для розрахунку як гідрологічних, так й гідрографічних і морфометричних характеристик краще підходить модель Шайдеггера, в якій у порівнянні із моделлю Хортона–Штралера суттєво знижується мінливість параметрів однопорядкових елементів річкової системи і спрощується техніка визначення її порядку. Щоправда для характеристики насиченості річкової системи потоками різних порядків, а також їх зміни в часі більшою інформативністю володіє модель Хортона-Штралера. Перевагою моделі Шайдеггера є також висока стійкість відхилень різних параметрів, що характеризують системи суміжних порядків.

Одним з важливих показників, що дозволяють отримати загальне кількісне уявлення про водність території, ступень її ерозійного розчленовування, є густота річкової сітки. При цьому слід зазначити, що найбільша індикативність властива лише дренажній річковій мережі, що представлена елементарними водотоками I порядку. Із збільшенням порядку водотоків їхня дренажна функція слабшає і відповідно зростає функція транзитного пропуску води. По моделі Хортона–Штралера для досліджуваних басейнів розрахована їх наси-

ченість водотоками різних порядків, а також визначена довжина річок кожного порядку (табл. 1).

Таблиця 1

Насиченість річкових систем Закарпаття водотоками різних порядків

Річкова система	Порядок водотоків					
	I	II	III	IV	V	VI
Уж	76,0 / 51.7	18,4 / 26,8	4,4 / 10,5	0,9 / 5,6	0,2 / 3,9	0,1 / 1,5
Латориця	77,0 / 55.0	18,0 / 21,5	3,9 / 10,8	0,8 / 6,2	0,2 / 2,2	0,1 / 4,3
Боржава	75,5 / 51,7	19,1 / 26,1	4,4 / 11,7	0,8 / 4,7	0,1 / 6,4	
Ріка	76,7 / 54,3	19,5 / 22,8	4,1 / 12,3	0,9 / 4,2	0,2 / 2,2	0,1 / 4,4
Теребля	76,3 / 52,0	19,5 / 22,8	3,3 / 12,4	0,6 / 5,2	0,2 / 6,0	0,1 / 1,6
Тересва	79,3 / 72,5	16,3 / 2,7	3,4 / 10,0	0,2 / 8,3	0.1 / 1,3	0,1 / 5,2
Шопурка	77,8 / 61,0	17,8 / 8,7	3,7 / 7,4	0,5 / 10,1	0,2 / 2,8	

Примітка. В чисельнику – % від загальної кількості, в знаменнику – % від загальної довжини.

Водотоки I-го порядку складають близько 75 % загальної кількості річок в окремих річкових системах. Деяка закономірність простежується і в розподілі річок вищих порядків. Так, на водотоки II-го порядку в середньому припадає приблизно 17–18 %, III – 3–4 %, IV – 0,7–0,8 % загальної кількості водотоків в басейні. За загальною довжиною елементарних водотоків спостерігаються локальні відхилення від виявленої вище закономірності, які пояснюються історією розвитку рельєфу території. В результаті підпружування в пліоцені ряду річок Закарпаття Вигорлат-Гутинською вулканічною грядою в їх басейнах відбулась перебудова гідросітки. Починаючи з раннього плейстоцену, почергово проривають вулканічну гряду річки Уж, Латориця, Боржава і Ріка. В їх басейнах знову відбувається перебудова гідросітки. Таким чином, древнішими і розвиненішими системами є басейни річок Тересви і Шопурки, верхів'я р.Тиси. У зв'язку із цим, тут і спостерігається густіша річкова мережа із збільшеною довжиною елементарних водотоків, які за віком є старші від водотоків басейнів Ужа, Латориці, Боржави і Ріки.

В якості індикаційного параметра може використовуватися також порядок річкової системи за моделлю Шайдеггера, який враховує усі без виключення водотоки I-го порядку, що входять до неї, незалежно від послідовності їх включення в річкову систему і відображає ступінь наростання її потужності.

Для окремих річкових систем був проведений кореляційно-регресійний аналіз зв'язків між їх порядком (за Шайдеггером), площею, загальною протяжністю гідрографічної сітки і середньорічними витратами води. Як показали розрахунки, між досліджуваними параметрами існує тісний кореляційний зв'язок, що практично наближається до функціонального і виражається напівлогарифмічною залежністю виду:

$$lgy = 10^{(ak \pm b)},$$

де k – порядок системи, y – розрахункова величина: площа системи (F, км^2), протяжність річкової мережі в системі (L, км) або витрата води (Q м^3/сек), a і b – коефіцієнти рівняння напівлогарифмічної регресії (табл. 2).

Коефіцієнти кореляції у всіх випадках достатньо високі (0,81–0,99), що дозволяє використовувати отримані залежності для розрахунку гідрологічних і гідрографічних показників річкових систем на досліджуваній території з достатньо високою точністю. Розбіжності між

розрахунковими показниками і результатами натурних спостережень, проведених в різних ланках гідрографічної сітки досліджуваних систем, складають 3–18 %, причому вони зменшуються в міру збільшення порядку ріки.

Таблиця 2

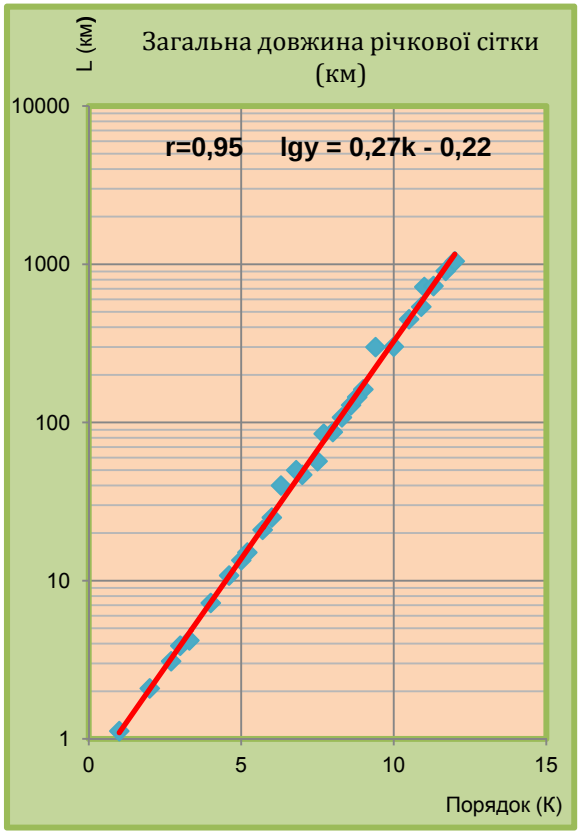
Зв'язок порядку річкових систем з їх площею (F), протяжністю річкової мережі (L) і витратою води (Q)

Річкова система	F, (км²)			L, (км)			Q, (м³/сек),		
	Коефіц. кореляц.	Коефіц. регресії		Коефіц. кореляц.	Коефіц. регресії		Коефіц. кореляц.	Коефіц. регресії	
		a	b		a	b		a	b
Уж	0,96	0,30	0,10	0,99	0,31	0,14	0,98	0,25	1,08
Латориця	0,85	0,27	0,22	0,81	0,25	0,32	0,97	0,27	1,51
Боржава	0,91	0,25	0,28	0,95	0,27	0,28	0,98	0,20	0,81
Ріка	0,89	0,24	0,25	0,95	0,25	0,30	0,87	0,24	1,49
Тересва	0,95	0,23	0,12	0,99	0,28	0,01	0,97	0,27	1,50

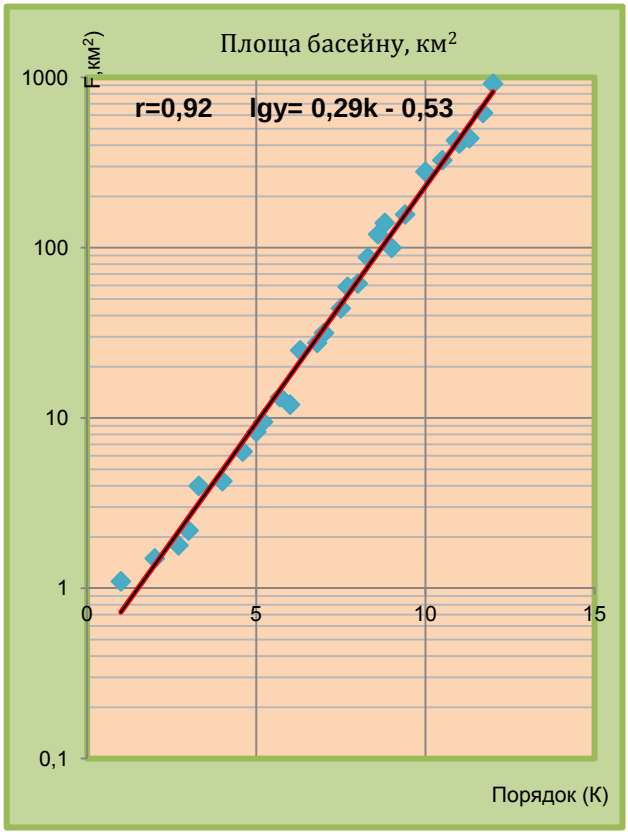
Із наведених результатів можна зробити ряд висновків:

1. Структурні показники річкових систем виступають як ефективний показник оцінки їх гідрографічних, гідрометричних і гідрологічних показників.

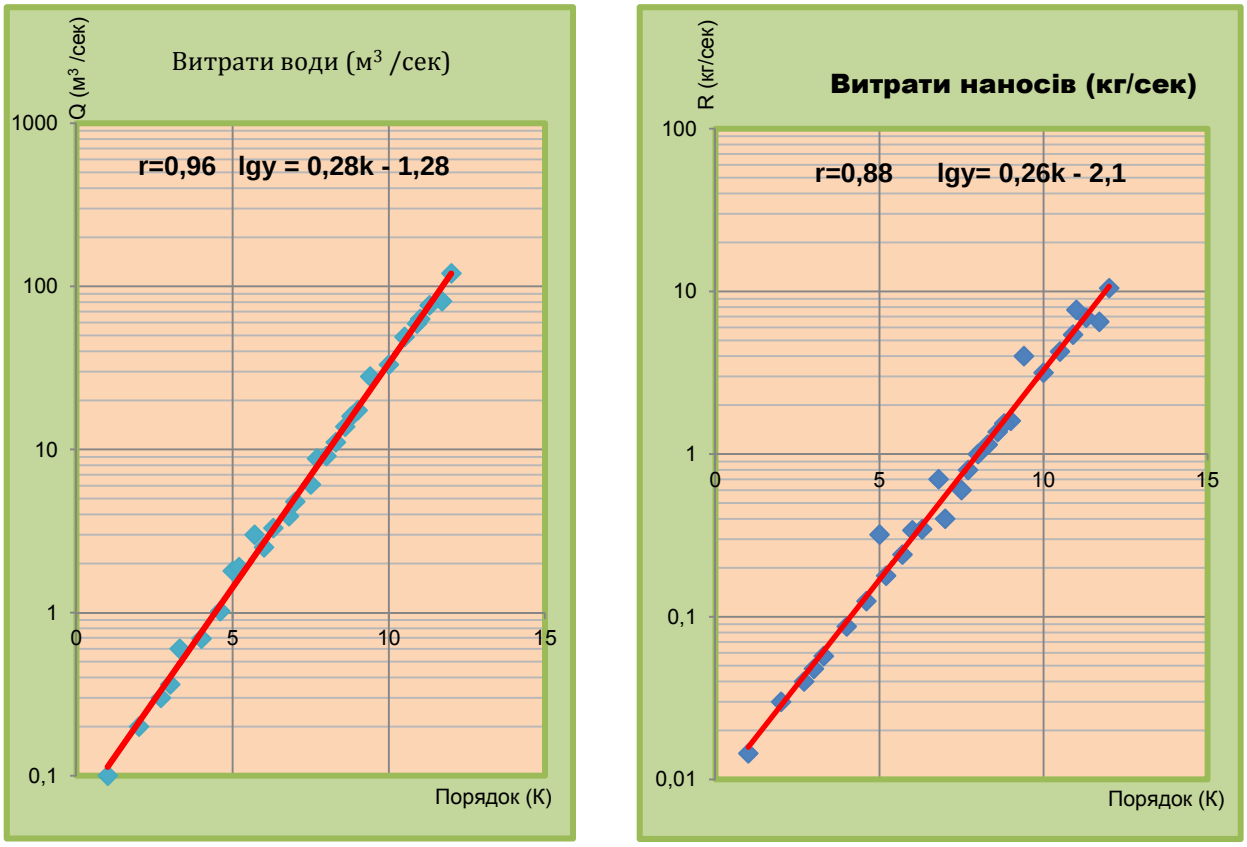
2. Функціонування, напрям розвитку і структурні особливості річкових систем досліджуваної території обумовлюються геолого-геоморфологічною будовою і історією розвитку рельєфу (в першу чергу річкових долин).



А)



Б)



В) Г)

Рис. 2. Зв'язок порядку річкових систем Закарпаття із: А) загальною протяжністю річкової сітки; Б) площею басейнів; В) середньою багаторічно витратою води; Г) середньою багаторічною витратою наносів

3. Як розрахунковий індикаційний показник для визначенні гідрологічних і гідрографічних параметрів річкових систем доцільно використовувати їх порядок, який визначається за класифікаційною моделлю Шайдеггера. Встановлено, що між порядком річкової системи і такими показниками, як площа водозбору, протяжність річок, витрата води й наносів існує достатньо тісний взаємозв'язок, що дозволяє здійснювати екстраполяцію результатів розрахунків на недостатньо досліджені річкові системи суміжних регіонів.

Список використаних джерел

1. *Ржаницын Н. А.* Морфологические и гидрологические закономерности строения речной сети. – Л.: Гидрометеоиздат, 1960. – 238 с.
2. *Философов В. П.* Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. – Саратов: Изд-во Саратовского университета, 1960. – 69 с.
3. *Хортон Р. Н.* Эрозионное развитие рек и водосборных бассейнов. – М.: Изд-во иностр. лит., 1948. – 158 с.
4. *Scheidegger A. E.* On the topologic of river nets // Water, Res. – 1967. – vol. 3. – №1. – P. 103–106.
5. *Schumn S. A.* Evolution of drainage systems and slopes in bedlands of Perth Amboy – New Jersey // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1956. – vol. 67. – № 5. – P. 597–646.
6. *Srive R. I.* Statistical law of stream of numbers. // J., Geol. – 1966. – vol. 74. – P. 17–37.
7. *Srive R. I.* Infinite topologically random channel networks // J., Geol. – 1967. – vol. 75. – №2. – P. 178–186.

8. *Strahler A. N.* Hipsometrie (area-altitude) – analysys of erosial topography // Geol. Soc. Amer. Bull. – 1952. – vol. 63. – P. 1117–1142.
9. *Strahler A. N.* Statistical analysis in geomorphic research // J. Geol. – 1954. – vol. 62. – P. 1–25.

* * *

УДК 551.8:631.434:902

ДО ПИТАННЯ МОРФОГЕНЕЗУ ҐРУНТІВ ПІД КУРГАННИМ НАСИПОМ ПІЗНЬОСАРМАТСЬКОГО ЧАСУ

Жанна Матвіїшина, Анатолій Кушнір

Інститут географії Національної академії наук України,
Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44,
e-mail: kas050688@mail.ru

Вступ. Реконструкція природних умов проживання людини відбувається при застосуванні великого спектру методичних підходів та різних методик. Насамперед цим займається геологія та археологія. Палеогеографічні реконструкції є свого роду похідними від геологічних досліджень. Основу досліджень складає порівняльно-історичний аналіз, що включає в себе принцип поступового розвитку від минулого до теперішнього і принцип актуалізму, який застосовується лише тоді, коли природні умови сучасної епохи можуть дати об'єктивні відомості для порівняння з минулим. Методика палеогеографічних реконструкцій повинна мати комплексний характер, адже лише синтезуючи різного роду підходи можна отримати об’єктивні данні про природу того часового відрізку, що підлягає дослідженню.

Методи та методика досліджень. Серед великої кількості методик та методичних підходів, виокремити можна *палеопедологічний метод,* що заснований на вивченні викопних ґрунтів. Методологічною суттю палеопедологічного методу є той факт, що сучасні ґрунти або ґрунти древніх геологічних епох, як природно-історичні матеріальні системи, є своєрідними індикаторами фізико-географічних умов, під час яких вони утворювалися. Викопні ґрунти необхідно сприймати не просто як свідків фізико-географічних умов свого утворення; своєю присутністю в стратиграфічному розрізі вони відображають ритм змін цих умов.

Методика досліджень викопних ґрунтів заснована на принципі: викопні ґрунти потрібно вивчати так, як вивчаються сучасні ґрунти. При цьому необхідно пам'ятати, що викопні ґрунти звичайно бувають зміненими подальшими діагенетичними процесами, внаслідок чого вони набувають нових рис будови, які ускладнюють процеси розпізнавання їх первинної структури.

Вельми ефективним при вивченні викопних ґрунтів є мікроморфологічний аналіз, головне завдання якого полягає у вивченні будови (складу, текстури, агрегатного стану, пористості) і речовинного складу (гумусу, високо- і грубодисперсної частин, новоутворень, включень) ґрунтів [2, 4]. Всі зібрані відомості дають можливість з достатнім обґрунтуванням виділяти генетичні типи ґрунтів – чорноземні, лісові, підзолисті, солонцюваті та багато ін. При детальних дослідженнях викопних ґрунтів можна визначати не тільки їх основні генетичні типи, але й підтипи.

При вивченні викопних ґрунтів важливо встановити ступінь їх стратиграфічного значення. Суттю цього є те, що не всі викопні ґрунти в лесових покривах рівноцінні між собою в розумінні тривалості і умов формування: на схилах, на вузьких річкових терасах і у межах долин часто формуються ґрунти делювіального типу, які мають незначне розповсюдження, тобто не є регіональними або зональними. Зрозуміло, що їх загально стратиграфічне або палеогеографічне значення обмежене.

Об’єкт дослідження. Нами досліджені ряд ґрунтових розрізів в межах Сторожівського курганного могильника. Він являє собою групу курганів та майданний комплекс біля

с. Сторожове, що знаходяться за 400–500 м на північ від села на високому правому березі р. Коломак, що є лівою притокою р. Ворскла, й являє собою виступ обмежений ярами та балкам, які піддаються активній ерозії. Сучасна історія дослідження пам'ятки розпочинається з 1946 р коли Г. О. Сидоренко був відкритий даний археологічний об'єкт, розкопки курганів були розпочаті у 2006 р О. В. Коваленко та Р. С. Луговим.

Палеогеографічні дослідження в межах цього курганного могильника проводяться з 2008 р. (Ж. Матвіїшина, О. Пархоменко), у 2010 р. (Ю. Чендев) та 2010–2012 рр. (Ж. Матвіїшина, А. Кушнір) і продовжуються надалі [3, 5]. Особливість цього археологічного об'єкта полягає в тому, що на невеликій території (близько 2 га), розміщені різночасові пам'ятки археології від епохи ранньої бронзи (XVII–XVIII ст. до Р.Х.) до часу козацтва (XVII–XVIII ст.), а територія навколо тривалий час не підлягала активному антропологічному впливу.

Одним із перших палеопедологічних досліджень поблизу с. Сторожове Чутівського району Полтавської області у серпні 2010 р, відбулося дослідження даного кургану № 10 пізньосарматського часу (кінець IV ст.). В наш час він розташований під молодими (30–40 рр.) лісовими насадженнями, що представленні переважно дубом, осикою, кленом та має розріджено трав'янистий покрив типчаково-ковилової рослинності. Відносна висота кургану становить близько 0,7 м, а сама розчистка розміщалася у північно-східному секторі кургану і по профілю чітко простежувалася межа між сучасним та похованим ґрунтом.

Метою цієї статті є частково проілюструвати значення палеопедологічного методу із застосуванням мікроморфологічного аналізу, як базового, для дослідження умов проживання людини в різні етапи розвитку природи.

КУРГАН 10. РОЗЧИСТКА 1.

Сучасний ґрунт, утворений над ґрунтом часу сарматської культури. Зверху-вниз прослідковуються такі генетичні горизонти ґрунту:

H_od – 0,00–0,05 м – темно-сірий до чорного. Свіжий з корінням трав та зрізами дерев. Грудковато-зерниста структура, піщано-пилуватий легкий суглинок.

Н – 0,05–0,25 м – темно-сірий до чорного однорідний за кольором. Грудковато-зерниста структура. Пилуватий легкий до середнього суглинок. Багато коріння трав, округлих ходів землериїв діаметром 5–7 см з темно-сірим матеріалом. Перехід і межа чітка за пухким матеріалом. Під мікроскопом в шліфах прослідковується плазма темно-бурого до чорного кольору, пилувато-плазмова мікробудова. Виділяються складні мікроагрегати III–IV порядку, пори розгалужені, звивисті, основою складних мікроагрегатів є грудочки і згустки гумуса, екскременти червів (рис. 1а).

Н(р) – 0,25–0,4 м – мішино-сірий до темно-сірого, дуже пухкий. Горизонт насичений великою кількістю кротовин, палево-сірого мишиного кольору, з прошарком світлого матеріалу, по якому чітко відбивається ущільнення складу і зміни структури (більш за все матеріал занесений під час засипки кургану). Структура зернисто-грудкувато розсипчаста. Під мікроскопом прослідковується однорідне буре до сіро-бурого забарвлення, добра виражена агрегованість, пилувато-плазмова мікробудова, агрегати переважно III–IV порядку, розвинена система складних звивистих міжагрегатних та внутрішньоагрегатних пор (рис. 1б).

Ґрунт сарматського часу. Зверху-вниз видно:

Нк – 0,4–0,6 м – сірий до темно-сірого. Структура горіхувато-грудкувата, пухка. Піщано-пилуватий середній суглинок. Простежуються кротовини діаметром 6–10 см, заповнені темно-сірим та палево-сірим матеріалом. Перехід і межа чітко проявляється за кольором і зміною матеріалу. Під мікроскопом прослідковується темно-буре забарвлення маси, глиниста плазма, добре виражена агрегованість, але агрегати переважно нижчих (I–II) порядків розділені системою тонких звивистих пор, гумус скоагульований, частково диспергований (рис. 1в).

Нрк – 0,6–0,7 м – палево-сірий до світло-сірого, пухкий або слабо ущільнений. Крупно-грудкуватий, схожий на горіховатий. Освітлюється до низу. Легкий до середнього суглинок з великою кількістю кротовин, що прослідковуються до глибини 2 м. Під мікроскопом простежуються темнозабарвлений гумусом матеріал, здебільшого з мікроагрегати I–III порядку, в тому числі і простими, плазма карбонатно-глиниста, гумусово-глинисті оболонки навколо зерен кварцу, маса пухка, з тонкими міжагрегатними звивистими порами (рис. 1г).

Phk – 0,7–0,9 м– сірувато-палевий легкий суглинок. Бурно кипить з 10 % розчином HCl. Структура крупно-грудкувата. Весь переритий ходами землериїв. Перехід і межа чітко проявляється за зміною кольору. Під мікроскопом прослідковується темно-палевий матеріал з карбонатно-глинистою плазмою, яка просочена і зцементована мікрокристалічним кальцитом, останній також виокремлюється навколо пор. В мінеральному скелеті переважають крупні зерна пилу, але зустрічаються і окатані зерна піску (рис. 1д).

Bg+Pk – 0,9–1,1 м – палевий, піщано-пилуватий суглинок, стовпчастий. Структура грудкувато-розсипчаста. Зі слабкою білозіркою. Під ґрунтом світла смужка з карбонатами. Видно світло-сірі і палеві кротовини. Колір не однорідний внаслідок діяльності кротів. Перехід та межа поступова за кольором. Під мікроскопом матеріал палево-бурий, виявляється, значна кількість мікрокристалічного кальциту, що рівномірно просочує карбонатно-глинисту плазму. Мінеральний скелет представлений піщаними великим окатаними зернами кварцу, зернами рогової обманки і складає близько 70 % площі шліфа (рис. 1е).

Bg – 1,1–2,0 м – білясто-світлий типовий лес. Пилуватий легкий суглинок. Грудкувато-розсипчастий. На глибині 1,2–1,3 м карбонатні конкреції. По всьому шару багато кротовин і ходів темно-сірий та чорний матеріал. Під мікроскопом прослідковується зерна мінерального скелету, які складаються із зерен піску, кварцу, рогової обманки та ін. Плазма рівномірно просочена мікро- та дрібнокристалічним кальцитом (рис. 1є).

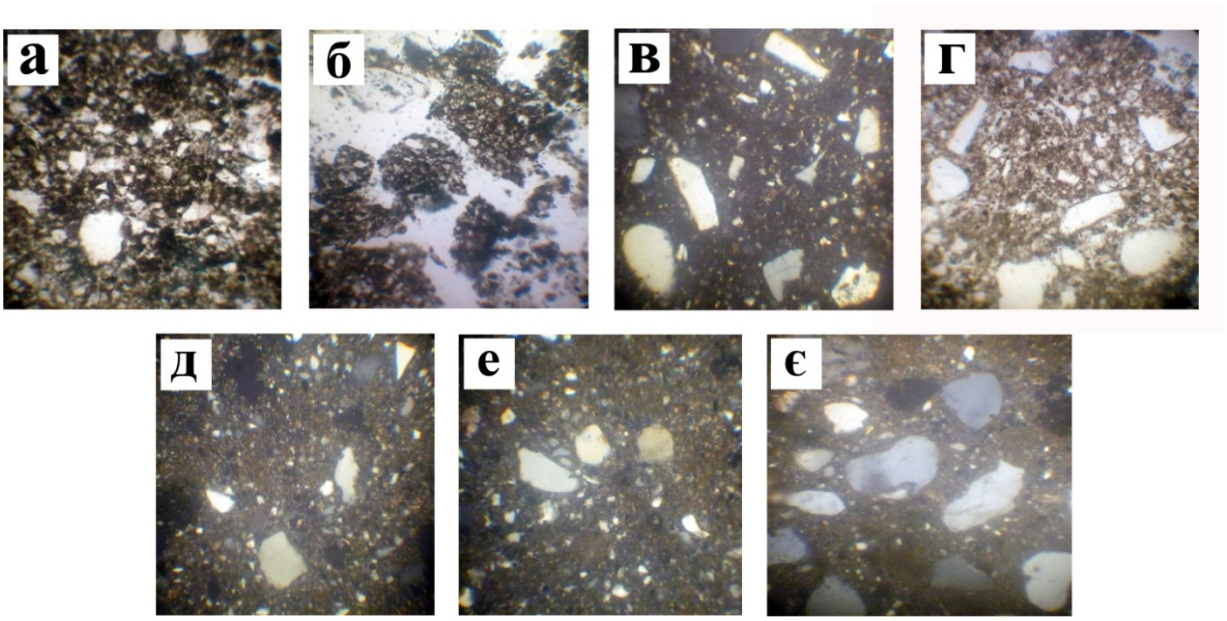


Рис 1. с. Сторожове, курган 10, розчистка №1. Мікробудова горизонтів профілю ґрунтів: а) *гумусовий горизонт (верхній): складні мікроагрегати III–IV порядків, система розвинених між агрегатних пор, гумусова речовина в порах; б) гумусово-перехідний горизонт: розвинена система складних мікроагрегатів і сітка звивистих пор; в) гумусово-карбонатний (нижній) горизонт: карбонатний, складні мікроагрегати, просочення плазми гумусом типу муль; г) гумусово-карбонатний перехідний горизонт, мікроагрегати розділені сіткою пор; д) перехідний гумусово-карбонатний горизонт:, плазма нерівномірно просочена мікрокристалічним кальцитом; е) бузький перехідно-карбонатний горизонт, плазма зцементована мікрокристалічним кальцитом; є) бугський горизонт: в плазмі зцементовані великі кристали мінерального скелету. Зб. 70; а-в нік. =.*

За макро- і мікроморфологічними ознаками ґрунт сарматського часу можна визначити як чорнозем звичайний, перехідний до чорнозему типового.

Для кореляції і деталізації розрізів ключових ділянок закладаються додаткові (фонові) розрізи, що в комплексі являє собою метод ґрунтового хроноряда. Він полягає в порівняльному дослідженні ґрунтів, сполучених із земляними археологічними пам’ятниками (курга-

нами, валами, культурними шарами стародавніх поселень) і природних ґрунтів навколишнього середовища поряд із пам'ятками.

Фоновим розрізом для даного кургану є вже описаний ґрунтовий розріз [1, 3]. Він являє собою профіль ґрунту типового чорнозему, на що вказувало ряд ознак, як то потужний гумусовий профіль (0,6–0,7 м), наявність карбонатного ілювію, прояв активної діяльності землериїв. В мікроморфології це підтверджено наявністю складних мікроагрегатів до IV порядку, грудочок та згустків гумусу, різноманітними формами карбонатів та ін.

Висновки. Характер профілю кургану, а також виокремлень макро- і мікроморфологічних ознак ґрунтів свідчать про те, що розвиток ґрунтового покриву як за останні 1600 років, так і в час перебування на даній території племен сарматської культурної спільноти відбувалося по чорноземному типу. Але після насипки кургану відбулися деякі зміни. Перш за все широкого розповсюдження набула лучно-степова рослинність та порівняно збільшилась річна сума опадів, що в свою чергу призвело до формування потужнішого, ніж в ґрунті сарматського часу гумусового горизонту. Наслідком цього стало і зміна профілю ґрунту з чорнозему звичайного на чорнозем типовий. Дана зміна свідчить про те, що умови часу утворення кургану були більш посушливі, а ландшафти мали степовий характер на відміну від сучасних лісостепових, таким чином можна говорити про деяке переміщення природних зон на північ. Ґрунти того часу були менш родючими, в землеробстві переважало вирощування злаків, але основним заняттям було скотарство. Випасання коней та різного роду ВРХ передбачало великі площі в межах степових просторів, які мабуть і переважали на той час на сучасній території курганного могильника.

Список використаних джерел

1. Заключення про палеопедологічне дослідження археологічних курганного могильника поблизу с. Сторожове Чутівського району Полтавської області (правобережжя р. Коломак) у 2011 р, співробітників інституту географії НАНУ, зав. відділу палеографії д. геогр. н. Ж. Матвіішиної та асп. А. Кушніра // Звіт про охоронні розкопки курганів біля с. Сторожове Чутівського р-н, Полтавської обл. у 2011 р. Н.А.ПКМ. 1 ЗБ. – С. 61-72.
2. *Кармазиненко С. П.* Мікрофорфологічні дослідження викопних і сучасних ґрунтів України. – К.: Наук. думка, 2010. – С. 80–92.
3. *Матвіїшина Ж. М., Кушнір А. С.* Мікроморфологічні особливості ґрунту часу козацької доби (XVII ст.) під насипним буртом // Мат-ли з'їзду Українського географічного товариства "Україна: Географія цілей та можливостей". – К.: Обрій, 2012. – Т. 1. – С. 204–208.
4. Методика палеопедологических исследований // М. Ф. Веклич, Ж. Н. Матвиишина, В. В. Мед-ведев и др. – К: Наук. думка, 1979. – 271 с.
5. *Dmytruk Y., Matviyshyna Zh. and Kushnir A.* Evolution of Typical chernozem in the complex section at Storozheve, Ukraine // Soil as World Heritage: Abstracts Intern. symposium. – Balti, 2012. – P. 10–11.

* * *

УДК 551.43 (551.435.8)

ПСЕВДОКАРСТ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Віталій Коржик

Національний природний парк "Хотинський",
Україна, 60000, м. Хотин Чернівецька обл., вул. Олімпійська, 69,
e-mail: nauka_npph@mail.ru

Вивчення карсту Українських Карпат довгий час уповільнювалось з причин малої поширеності карстуючихся (у традиційному розумінні терміну) відкладів, а також низькій спелеологічній привабливості регіону, що знайшло підтвердження у карстовому районуванні

України [1]. Проте за підсумками карстово-спелеологічних досліджень трьох останніх десятиріч актуалізувалась необхідність перегляду поглядів на поширення і характер карстових процесів не лише на “традиційному” карстовому терені Карпатського регіону, але навіть у такій специфічній і найбільшій за площею зоні, як Скибовій, складеній флішем [1, 2, 5, 6].

Передусім, йдеться про тлумачення карсту як такого, що в кінцевому підсумку визначає сферу дослідження і коло наукових проблем. Різні автори під поняттям карст розуміють деколи відмінні речі, хоча загалом визнається превалюючий корозійний характер процесу з обов’язковим утворенням порожнин і супутніх поверхневих форм. Ряд фахівців відносять до карсту процеси і явища лише у карбонатах (вапняках); все інше вважається псевдокарстом. Проте більшість дослідників визнає існування чотирьох літологічних типів карсту – карбонатного, сульфатного, галоїдного та кластокарсту (брадікарсту).

Водночас постала інша проблема – відокремлення карсту у традиційному розумінні цього терміну від псевдокарсту, щодо визначення якого й досі нема чіткого розуміння. Його зовнішніми ознаками є наявність лійок, провалів, невеликих підземних порожнин не корозійного генезису тощо. В Українських Карпатах поширені й інші карстоподібні мікроформи белігеративного походження, але вони доволі чітко ідентифікуються на місцевості. Тому *метою* цієї публікації є короткий огляд існуючих форм псевдокарсту та генезису і спроба їх класифікування.

Найбільш складним завданням є розрізнення власне псевдокарсту від кластокарсту. Останніми роками нами розпочались активні дослідження спелеореалів *кластокарсту* – специфічного різновиду карсту у конгломератах і пісковиках крейди-палеогену на розчинному карбонатному цементі. Наявність численних порожнин у пісковиках ямненської світи дає підстави вважати цей тип карсту цілковитою реальністю. Проте межа між карстом і некарстом тут є доволі умовною і такою, що вимагає спеціальних досліджень і може бути предметом науково-теоретичного консенсусу [5, 6, 7].

В Українських Карпатах взагалі (і Буковинських зокрема) практично у всіх тектолітологічних зонах нами виявлені і частково описані псевдокарстові форми рельєфу різного генезису. Основну увагу привертають лійкоподібні задерновані депресії у вигляді витягнутих улоговин різної довжини (15–40 м), ширини (10–20 м) та глибини (1–7 м), приурочені до положистих гребеневих та пригребеневих частин хребтів (Яровиця, Чорний діл, Жупани, безіменний береговий хребет на східній околиці с. Виженка на Буковині, та деяких інших) з відповідними до простягання хребтів азимутами залягання. Як правило, вони вкриті лучною та лісовою рослинністю, проте добре дреновані (не заболочені).

Більш чітка картина спостерігається в місцях безпосереднього виходу на денну поверхню гірських порід різного літологічного складу у пригребеневих стрімких схилах: тут сформовані ланцюги витягнутих (до 30–100 м і більше) ровів та мікроканьйонів з окремими провальними формами 0,5–2,0 м глибиною. Найкраще вони представлені по південно-західній кромці уступу гребеневої частини хребта Жупани, а на Чивчинському пасмі вони локально поширені на обох макросхилах. Стінки таких депресій досить стрімкі, місцями урвищні, складені метаморфічними різнопорідними сланцями та грубоверствуватими пісковиками.

Попервах, для вияснення їх генезису аналізувались локальні геологічні розрізи з метою виявлення та ідентифікації розчинних відкладів. Генезис окремих ділянок спірний, оскільки в місцях залягання невеликих прошарків мармуроподібних вапняків серед метаморфічних сланців тут можливе певне накладання й суто карстових процесів, хоча жодного типового карстового понору нами поки що не виявлено. Проте якщо для регіону розвитку кристалічних метаморфічних порід у формуванні деяких ровів можна припускати участь карстуючихся мармурів та мармуроподібних вапняків, то на Буковині у більшості випадків літологічні особливості серйозної ролі не відіграють.

Ця ситуація аналогічна такій у Рахівській зоні на пасмі Берлебаш та симетричному щодо долини Білого потоку кордонному хребті з найвищою вершиною – горою Піп-Іван Мармароський. Південні борти ровів хребта Берлебаш нижчі за північні, в той час як на протилежному південний гребневий борт таких депресій значно вищий та являє собою урвище 2–6 м заввишки, яке виглядає класичною стінкою відриву зсувних, проте монолітних

скельних мас. Саме тут у метаморфічних сланцях виявлені рідкісні й свіжі тектонічно-гравітаційні понори у днищі депресій глибиною до 1.5 м та діаметром 1–2 м.

Повна територіальна симетричність ситуації щодо потоку Білого дозволяє висунути дві гіпотези про генезис цих депресій. Перша, найбільш вірогідна, – ***зсувно-тектонічна***: поздовжні рови є деформаціями поверхні в смузі стінок відриву великих брил гірських мас від тіла хребтів та їх поступового сповзання (нисхідного переміщення) у грабен, що розширюється. Друга, ***карстово-тектонічна***: внаслідок тектонічних зрушень відбувається розущільнення порід, особливо прошарків мармуровидних та кристалічних вапняків серед метаморфічних сланців, їх закарстування та порушення внутрішньої сполученості, сповзання гірських мас по послабленому контакту. В цілому, з великою дозою упевненості доводиться припускати версію триваючого активного загального грабеноподібного просідання тектоблоку басейну Білого потоку відносно оточуючих хребтів Берлебаш та Піп-Іван – Мармароський.

Трохи інша ситуація спостерігається на Чивчинському хребті. Тектонічні рови та супроводжуючі їх западини тягнуться вздовж південної частини гребню і закладені як у метаморфічних сланцях, так і у грубоверстуватому фліші та гравелітах, що переходять у брекчію. Остання утворює мальовничі вершинні скельні останці з відпрепарованими тріщинними порожнинами. Відсутність достовірної інформації (є лише візуально-оглядова) про характер рельєфу південного макросхилу басейну р. Васер (Апа) на території сусідньої Румунії не дозволяє поки що висувати будь-які інші виважені припущення.

Отже, доводиться констатувати превалюючий тектонічний генезис цих псевдокарстових форм, де розкриття тріщин, що сингенетично супроводжується гравітаційними процесами, призводить до формування лійок і провалів "карстової" зовнішності.

На користь такої думки свідчать наочні спелеологічні факти. Наприклад, на північно-західному гребені Чорногірського пасма біля г. Піп-Іван сформований тектонічний рів з вузькими тріщинними провалами; з деяких в прохолодний період року відмічається протяг повітря. Північно-східний стрімко-урвищний схил г. Петрос утворений за рахунок тектонічного сповзання велетенського блоку, внаслідок чого у підніжжі по контакту виникло декілька вертикальних щілинних печер-шахт-колодязів, як-от "Петрос" (глибина 28 м), "Дидьча нора" (глибина 7,3 м) та ін. На південно-західному макросхилі г. Говерла у днищі давнього льодовикового кару сформувалась псевдокарстова лійка, що витягнута паралельно азимуту простягання самого пасма.

Відпрепаровані денудацією псевдокарстові підземні та супроводжуючі їх поверхневі форми тектонічного походження сконцентровані на пасмі Ключ у низькогірній зоні Карпат на Львівщині, де у ямненських пісковиках досліджено вісім тріщинно-лабіринтових печер: "Прохідний двір" (520 м довжини / 40 м по вертикалі), "Пілігрим" (175/15), "Сімох кажанів" (135/34), "Веселка" (120/22), "Трьох кажанів" (102/20), "Медвежуть" (92/10), "Льодова" (75/21), "Дупло" (52/10). В Чернівецькій області на північному гребені г. Скеля Довбуша знаходиться унікальне поєднання поверхневих і підземних форм псевдокарсту: тектонічний розлом-грабен довжиною понад 20 м, шириною 2–3 м і глибиною до 4 м, та сусідня паралельна печера "Довбуша" (Банилівська) довжиною 18,5 м та амплітудою 4,2 м. Дві інші печери Довбуша біля с. Підзахаричі та смт. Берегомет (39/6,5 м та 7/4 м) мають виключно тектонічне походження. Однойменна печера Довбуша (Тектонічна) біля м. Яремче має доволі значні параметри – 270/20 м. В зоні розвитку останньої на південно-західному макросхилі місцевого пасма сформувався цікавий й інтригуючий скельно-западинний амфітеатр.

За неперевіреною особисто автором інформацією, свіжі тектонічні порожнинно-розломні форми фіксувались у 80-х – середині 90 -х років XX ст. у середньоритмічному фліші у гребеневій частині Чорногори неподалік г. Піп-Іван та на вододільному пасмі поблизу Яблунецького перевалу. Після їх документальної фіксації й опису можна буде висувати певні припущення про стан тектонічної активності скибових структур Карпат в цих регіонах, оскільки всі тріщинні порожнини тут чітко фіксують неотектонічні зрушення конкретних тектоструктур [4]. Подібні псевдокарстові форми тектонічного генезису відмічались автором у інших активних гірських структурах альпійського орогенезу, зокрема на Кавказі та Великому Балхані (Туркменістан) [3].

Вкрай спірним є генезис окремих замкнених депресій. Наприклад, на південному макросхилі пасма Прелучний (Верховинський район) зафіксована озерна сплощена лійка овальної форми (рис. 1) з глибиною дна 0,5 м, походження якої важко пояснити впливом будь-якого однозначного чинника.

Рис.1. Гірське озеро у псевдокарстовій лійці. Хребет Прелучний.
Для масштабу рамкою виділена фігура людини.

Так само поки що не піддається поясненню походження котловини озера “Гірське око” площею водного плеса 2,5 га у середній течії правого притока р. Яловичора поблизу с. Нижня Яловичора у Путильському районі Буковини. Воно підпружене природною греблею шириною 10–40 м, складеною груборитмічним флішем у корінних непорушених складках. Це відкидає зовні привабливу версію давньоморенного або карового походження і залишає більше запитань, ніж відповідей.

Висновки. В Українських Карпатах поряд з типовими карстовими формами у “традиційних” гірських породах мають достатнє поширення псевдокарстові форми декількох типів: тектонічні рови, тріщинні утворення (в тому числі підземні порожнини), депресії тектонічного походження, у формуванні яких в різній мірі повноти беруть участь супутні гравітаційні та зсувні процеси, а також депресії складного генезису. У більшості випадків псевдокарстові утворення однозначно можна вважати цінними індикаторами новітньої геодинаміки Українських Карпат, що в кінцевому підсумку має важливе значення для вирішення завдань оптимізації природокористування за багатьма науково-практичними напрямками і попередження виникнення негативних геоекологічних проблем (зони активізації зсувів, обвально-провальних процесів, водної ерозії, деформації споруд та об’єктів інфраструктури, інше).

Дослідження псевдокарстових форм дає додатковий стимул і поштовх для розширення і вдосконалення спектру моніторингу геодинамічних процесів за рахунок застосування спелеологічних методів отримання наочних, чітко вимірюваних фактів – доказів. Псевдокарстові утворення дозволяють диверсифікувати структуру мережі об’єктів природно-заповідного фонду та збільшити загальну привабливість регіону для потреб розвитку екотуризму.

Список використаних джерел

1. *Коржик В. П.* Спелеологічні перспективи Українських Карпат // Тез. доп. міжнар. наук.-практ. конф. “Карпати – український міст в Європу: проблеми і перспективи”. – Львів, 1993. – С.119–120.

2. *Коржик В. П.* Діагностичні ознаки карстових порожнин Українських Карпат: деякі проблеми охорони спелеоресурсів // Тез. допов. міжнар. наук.-практ. конф. "Екологічні основи оптимізації режиму охорони і використання природно-заповідного фонду". – Рахів, 1993. – С. 38–41.
3. *Коржик В. П.* Тектообусловленное провалообразование // Тез. юбил.конф., посвящ. 80-летию В. С. Лукина. – Екатеринбург, 1994. – С.33–36.
4. *Коржик В. П.* Спелеокарстові індикатори новітньої геодинаміки Українських Карпат та питання оптимізації природокористування // Матеріали Міжнар. наук. практ. конфер. "Геоморфологічні дослідження в Україні: минуле, сучасне, майбутнє". – Львів, 2002. – С. 204–207.
5. *Коржик В. П., Стратій В. І.* До питання карсту у флішовій зоні Українських Карпат // В зб. наук. праць "Україна: географічні проблеми сталого розвитку". – К.: Вид-во географ. літератури "Обрії", 2004. – Т. III. – С. 197–200.
6. *Коржик В. П.* Карст і печери Буковини. Проблеми моніторингу, охорони і використання. – Чернівці: Зелена Буковина, 2007. – 304 с.
7. *Коржик Віталій.* Простір і час у спелеології та карстознавстві // Наук. вісник Чернівецького ун-ту: Збірник наук. праць. – Чернівці, 2009. – Вип. 434: географія. – С. 3–20.
8. *Коржик В.* Спелеокарстове районування Українських Карпат // Вісник Львів. ун-ту. Серія географічна. – 2011. – Вип. 39. – С.196–209.

* * *

УДК 551.8

СПІВВІДНОШЕННЯ АЛЮВІАЛЬНИХ ТА ГЛЯЦІАЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ У РОЗРІЗАХ ТЕРАС БАСЕЙНУ ДНІСТРА

Андрій Яцишин, Андрій Богуцький

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: jacyshyn@yahoo.com

Спроби виявити співвідношення гляціальних та алювіальних відкладів у розрізах різновікових терас рік басейну Дністра робилися неодноразово Г. Тессейре, М. Демедюком, Ю. Демедюком, іншими науковцями [5–7, 11, 12]. Г. Тессейре, зокрема, прийшов до висновку, що льодовикові відклади залягають у розрізах терас або безпосередньо на карпатських галечниках (алювії), або відокремлені від них товщами глинистих порід [12]. Ймовірно, Г. Тессейре припускав, що льодовикові відклади зустрічаються в розрізах принаймні двох різновікових терас (двох груп терас), але спеціально на цьому не наголошував. Льодовик, на думку Г. Тессейре, досяг території долини Дністра, коли її днище, днища долин його допливів знаходились на 20 м вище від сучасного розташування, тобто на рівні терас верхньої групи (тераси a_1, a) [11].

Микола та Юрій Демедюки наголошували, що галечники поверхні Лоєвої, які збудовані уламками карпатського походження, перекриваються мореною, тому їхнє накопичення відбулось до вторгнення льодовика у межі долини Дністра, а згадана поверхня є дольодовиковою [6]. Льодовикові відклади, згідно з їхніми даними, зустрічаються й у розрізах молодших терас – терас групи T V (тераси T V_{1-4}), які врізані у поверхню Лоєвої на 20–50 м [6]. У їхніх розрізах льодовикові відклади завжди залягають над алювієм, тобто тераси групи T V є також дольодовиковими. Нижче тераси T V_4 розвинені вже післяльодовикові тераси, перелік яких відкриває тераса T IV, алювій якої накопичувався в чигиринський або крукеницький час [6].

За нашими спостереженнями, льодовикові відклади пов'язані з розрізами декількох різновікових терас Дністра. В розрізах шостої тераси (Торгановичі 1 та 2, Дубрівка та ін.)

гляціальні відклади відділені від алювіального гравійно-галечникового матеріалу товщею пісків та супісків, які подеколи зберегли сліди ґрунтоутворення [1]. Ґрунт формувався, ймовірно, протягом мартоноського інтергляціалу на заплаві палео-Дністра (на пісках, супісках заплавної фації алювію). Також наголосимо, що гравійно-галечниковий матеріал руслової фації алювію в названих розрізах шостої тераси збудований винятково карпатським та місцевим матеріалом [1, 2, 7]. Отже, шоста тераса сформована задовго до вторгнення льодовика у північно-західну частину долини Дністра.

Зрозуміло, що дольодовиковою є також і давніша – сьома – тераса Дністра (поверхня Красної). Про можливу присутність на ній слідів льодовикових відкладів зібрано недостатньо інформації. Тільки Г. Тессейре описував на північному макросхилі г. Радич на відмітці 410 м, яка відповідає висоті цоколя цієї тераси, уламок граніту розміром понад 50 см, який, на його переконання, не є екзотиком [12]. Проблема можливої участі гляціальних накопичень у будові відкладів цієї тераси вимагає, на наш погляд, ґрунтовніших досліджень, адже вона безпосередньо торкається декількох інших принципово важливих палеогеографічних проблем, зокрема встановлення потужності льодовика окського (сян 2) віку, який вкривав північно-західну частину долини річки у нижньому плейстоцені.

В розрізах п’ятої надзаплавної тераси Дністра (Кружики), Стривігору (Бісковичі) спостерігаються принципово інші співвідношення льодовикових і алювіальних накопичень. В розрізі Кружики для досліджень доступні головно відклади ранньоплейстоценового віку: міжльодовиковий алювій руслової і заплавної фацій, перигляціальний алювій, морена, сокальський (завадівський) викопний ґрунт [3]. Викопний ґрунт перекривається майже метровою товщею субаеральних накопичень, на яких сформований добре розвинений сучасний ґрунт.

Міжльодовиковий алювій руслової фації збудований гравійними, галечниковими уламками порід карпатського походження, перекритими зверху товщею пісків, які, очевидно, репрезентують вже накопичення заплавної фації алювію. Цей алювій без будь-яких ознак розмиву або перерв у осадконагромадженні перекривається супіщано-суглинистим матеріалом потужністю до 1,5 м. Ця товща відкладів уміщує лінзоподібні включення сильно оглеєних темно-сірих глин, суглинків, збагачених органікою. Супіщано-суглинистий комплекс відкладів накопичувався, на наш погляд, на заплаві палео-Дністра, розчленованої неглибоким меандруючим руслом річки. В одному з таких, відшнурованих від головного русла, палеомеандрів Дністра сформувався комплекс збагачених органікою відкладів, який ґрунтовно вивчений палінологічним та іншими методами досліджень [9]. Результати аналізів беззаперечно вказують на формування цієї частини відкладів п’ятої тераси Дністра в умовах холодного клімату передмаксимального стадіалу окського зледеніння, зафіксованого в розрізі Кружики мореною, яка залягає вище.

Гляціальні умови зафіксовані в майже 7-метровій чіткошаруватій пачці відкладів, побудованих перешаруванням світлих різнозернистих пісків, глинистих пісків та сірих супісків, подеколи кріогенно деформованих. Вважаємо, що описувана товща відкладів формувалась під час осадження матеріалу з води, яка стікала з розташованого відносно недалеко льодовика по похилій поверхні численних конусів виносу. Завершується гляціальний комплекс відкладів абляційною мореною потужністю до 1 м, іноді більше. Матеріал морени перемитий і переміщений талими льодовиковими водами, а підстилаюча товща флювіогляціальних накопичень у приконтактовій з мореною зоні плікативно деформована.

Аналіз відкладів у розрізі Кружики вказує на те, що ранньоплейстоценові накопичення сучасної п’ятої тераси Дністра формувалися під час поступових змін фізико-географічних умов – від гумідних (інтергляціальних) до перигляціальних та гляціальних умов окського зледеніння. В гумідних умовах сформувалася алювіальна товща тераси з “нормальним” співвідношенням фацій. Після зміни фізико-географічних умов на перигляціальні гумідний алювій перекрився флювіогляціальними відкладами, а після вторгнення льодовика в межі території досліджень флювіогляціальні накопичення п’ятої тераси перекрились мореною.

В розрізі Бісковичі (п’ята тераса Стривігору) для вивчення доступні алювіальна та гляціальна частини відкладів. Гляціальні відклади залягають безпосередньо на алювії

тераси. В основі гляціальних відкладів лежать так звані змішані галечники, які перекриває добре збережена морена потужністю до 1 м.

Седиментологічний аналіз накопичень розрізу Бісковичі свідчить, що спочатку в товщі відкладів сформувалась потужна (майже 6-метрова) товща гравійно-галечникового матеріалу, збудованого уламками порід карпатського і місцевого походження. Вона репрезентує, на наш погляд, руслову фацію міжльодовикового алювію. Ця пачка перекрита 1,5-метровою товщею змішаних галечників, у складі яких поруч з уламками порід карпатського і місцевого походження зустрічаються уламки північних порід, головно гранітів. Перехід від руслової фації міжльодовиковго алювію до змішаних галечників поступовий, без будь-яких слідів розмивання або перерв у процесах осадконагромадження. Зміни в петрографічному складі грубоуламкової товщі відкладів тераси, тобто під час переходу від алювію до змішаних галечників, фіксують суттєві зміни в джерелах постачання уламкового матеріалу – від винятково карпатського (з Карпат постачались уламки для побудови руслової фації міжльодовикового алювію) до змішаного – карпатсько-льодовикового або винятково льодовикового (постачався, зокрема, ератичний уламковий матеріал для побудови змішаних галечників). Під час формування змішаних галечників ератики могли осаджуватись, очевидно, тільки з вод, які скидались з льодовика. Карпатський матеріал в змішані галечники міг постачатись як з Карпат річкою Стривігор (льодовик в час накопичення змішаних галечників міг ще не досягти долини річки і не перекрити її течію), так і флювіогляціальними водами, що стікали з льодовика. Цей льодовик, просуваючись по терасованій поверхні Передкарпаття, захоплював раніше накопичений алювій дольодовикових (п'ятої, шостої) терас, збудований карпатським матеріалом. Згодом ця ділянка долини Стривігору перекрилась льодовиком.

Поза зоною зледеніння в основі накопичень п'ятої тераси Дністра, ґрунтовно опрацьованих нами в розрізі Галич, залягає "теплий" алювій руслової і заплавної фацій [10]. Цей алювій перекритий складнопобудованою товщею перигляціального алювію, збудованого знизу шаруватими пісками і супісками, які вище по розрізу переходять у ритмічно шаруваті піщано-супіщано-суглинисті породи. На них сформовані сокальський і луцький викопні ґрунти.

Перекриття в розрізах п'ятої тераси руслової фації гумідного алювію перигляціальним, а в зоні зледеніння і мореною є принципово важливим аргументом на користь дольодовикового (лубенський час) початку формування п'ятої тераси Дністра. На наш погляд, п'яту терасу Дністра можна розглядати як заплаву (першу терасу) епохи окського материкового зледеніння, по поверхні якої льодовик просувався на південь.

В долинах Стривігору й Болозівки розвинені тераси, які врізані в поверхню останньої (п'ятої) з дольодовикових терас басейну Дністра. В їхніх розрізах немає алювію, збудованого "чистими" карпатськими галечниками. Безпосередньо на цоколях терас залягають товщі флювіогляціальних відкладів [7]. Важливо, що поза межею поширення льодовика окського віку в басейні Дністра тераси такого типу не розвинені. Усі ці факти дали змогу розглядати їх як інтерстадіальні тераси і пов'язати їхнє формування зі скиданням талих льодовикових вод [7].

Нижче інтерстадіальних терас у долинах Дністра та Стривігору розвинені тераси, у розрізах яких льодовикові відклади in situ взагалі відсутні. Це післяльодовикові середньоплейстоцен–голоценові четверта–перша тераси і різновисотні заплавні рівні. У відкладах терас цієї групи сліди льодовикових відкладів, головно ератики, також можна зустріти, наприклад, в руслі Дністра біля с. Торгановичі [8], але вони є перевідкладеними з дольодовикових і льодовикових терас.

Отже, до вторгнення окського (сян 2) льодовика в північно-західну частину долини Дністра шоста тераса (поверхня Лоєвої) вже була розчленована та оформлений ерозійний уступ до п'ятої тераси. Формування уступу завершилось у сульський час. Впродовж лубенського часу проходили процеси накопичення алювію руслової і заплавної фацій та формування тодішньої заплави (першої тераси) Дністра – геоморфологічного еквіваленту сучасної п'ятої тераси.

Льодовик у долині Дністра просувався по поверхні тогочасної заплави (першої тераси), яка сьогодні є п'ятою надзаплавною терасою. В межах зони зледеніння дольодовиковий

алювій п’ятої тераси Дністра перекривався або перигляціальним алювієм, або флювіогляціальними відкладами, а над ними – ще й власне гляціальними.

Скидання талих льодовикових вод деградуючого льодовика окського віку супроводжувалось частковим розмивом п’ятої тераси в межах сучасних долин Болозівки, Стривігору і формуванням системи інтерстадіальних терас.

Список використаних джерел

1. *Богуцький А.* Опорний розріз Торгановичі 1: рівень Лоєвої, озерно-льодовикові відклади, морена, леси / А. Богуцький, М. Ланчонт, А. Яцишин, Р. Дмитрук, П. Зелінський, С. Терпіловський, Я. Кусяк, П. Мрочек // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII укр.-пол. семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р). – Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – С. 62–68.
2. *Богуцький А.* Опорний розріз Торгановичі 2: рівень Лоєвої, лесові покриви, поховані ґрунти / А. Богуцький, М. Ланчонт, А. Яцишин, Р. Дмитрук, П. Зелінський, С. Терпіловський, Я. Кусяк, П. Мрочек, А. Годлевська // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII укр.-пол. семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р). – Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – С. 69–78.
3. *Богуцький А.* Опорний розріз Кружики на Дністрі: співвідношення алювіальних, льодовикових і покривних товщ плейстоцену / А. Богуцький, М. Ланчонт, А. Яцишин, Р. Дмитрук, П. Зелінський, А. Годлевська, С. Терпіловський, П. Мрочек // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII укр.-пол. семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р). – Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – С. 79–86.
4. *Гофштейн І. Д.* Неотектоніка і морфогенез Верхнього Придністров’я / Ілля Давидович Гофштейн. – К.: Вид-во АН УРСР, 1962. – 131 с.
5. *Демедюк Н. С.* Соотношение ледниковых и речных образований Сан-Днестровского междуречья / Н. С. Демедюк, О. Р. Стельмах. – Киев, 1980. – 43 с. (Препринт / Ин-т геол. наук АН УССР, 80–12).
6. *Демедюк Н. С.* Днестровский ледниковый комплекс Предкарпатья / Н. С. Демедюк, Ю. Н. Демедюк. – Киев, 1988. – 56 с. (Препринт / Ин-т геол. наук АН УРСР; 88–27).
7. *Яцишин А.* Етапи морфогенезу північно-західної частини долини Дністра / А. Яцишин, А. Богуцький, Б. Голуб, М. Ланчонт, О. Томенюк // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII укр.-пол. семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р). – Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – С. 29–61.
8. *Jacyszyn A.* Stanowisko głazów magmowych i metamorficznych w korycie Dniestru koło Sambora – implikacje dla maksymalnego zasięgu lądolodu na Przedkarpaciu / A. Jacyszyn, A. Bogucki, D. Olszewska-Nejbert, M. Bąbel // Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : зб. наук. праць (до XVII укр.-пол. семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р). – Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – С. 168–180.
9. *Łanczont M.* Zapis interglacjalno-glacjalnych cykli w sekwencji osadowej w Krużykach nad Dniestrem (wschodnie Podkarpacie) / M. Łanczont, A. Bogucki, P. Mroczek, P. Zieliński, A. Jacyszyn, A. Pidek, D. Urban, P. Kulesza, B. Hołub // Annales UMCS, Geographia, Geologia, Mineralogia et Petrographia. – Lublin : Wydawnictwo Universytetu Marii Curie-Sklodowskiej, 2010. – Vol. LXV, 2. – S. 37–55.
10. Lessy i paleolit Naddniestrza halickiego (Ukraina) / Studia geologica Polonica / [Pod red. T. Madeyskiej]. – Kraków, 2002. – Vol. 119. – Cz. III. – 391 s.
11. *Teisseyre H.* Czwartorzęd na predgórzu arkuszu Stary Sambor / [H. Teisseyre] // Rocz. Pol. Tow. Geol. – 1935. – T. 8. – P. 67–81.
12. *Teisseyre H.* Czwartorzęd na predgórzu arkuszu Sambor i Dobromil / [H. Teisseyre] // Rocz. Pol. Tow. Geol. – 1938. – T. 13. – S. 31–81.

* * *

УДК 551.79:551.8

НОВИЙ РОЗРІЗ СУБАЕРАЛЬНИХ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ БІЛЯ С. ВИШЕНЬКИ В МЕЖАХ МЕЗИНСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ

Жанна Матвіїшина*, Сергій Дорошкевич*, Олександр Яковенко**

**Інститут географії Національної академії наук України, Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44, e-mail: dsp.paleo.geo@mail.ru,*
*** Чернігівський національний педагогічний університет імені Т.Г. Шевченка, Україна, 14013, м. Чернігів, вул. Лермонтова, 18, e-mail: a.j78@mail.ru*

Розв'язання фундаментальних наукових проблем з історії розвитку природи у минулому, зокрема у плейстоцені та голоцені, зумовлює необхідність проведення нових палеогеографічних досліджень четвертинних відкладів у різних регіонах України.

Восени 2011 р. авторами були проведені дослідження серії розрізів в межах Мезинського національного природного парку, короткі результати по одному з яких висвітлені у цій публікації. Основний акцент проведених досліджень зосереджений на вивченні палеопедологічного компоненту давньої природи, тобто викопних ґрунтів і ґрунтових відкладів, які розглядаються нами як палеогеографічні пам'ятники та індикатори природних умов часу свого формування. Окрім цього, в басейні р. Десни розташована велика кількість археологічних стоянок [1, 8], що надає змогу відтворити природні умови проживання давньої людини корелюючи дані палеогеографічної етапності із розвитком археологічних культур.

Досліджений розріз розташований у крутому природному відслоненні на правому березі р. Десни на північно-східній окраїні с. Вишеньки Коропського району Чернігівської обл. Координати його місцезнаходження наступні: N 51° 38' 55"; E 33° 04' 09". Це один із типових розрізів четвертинних відкладів високої тераси Десни в межах Понорницького лесового острову. З цього місця добре простежується широка заплава на лівому березі Десни (до 3 км). На правому березі заплава значно вужча (близько 200 м), над якою здіймаються круті урвища правого берега Десни з відслоненнями четвертинних відкладів.

В розрізі палеопедологічним методом, методика якого добре розроблена і широко використовується співробітниками відділу палеогеографії Інституту географії НАНУ [2–4, 6], досліджено такі стратиграфічні горизонти згідно схеми розчленування четвертинних відкладів України [7]: профіль сучасного (голоценового) лісового ґрунту (hl), товщу бузьких лесів (bg), залишки кайдацького викопного лісового ґрунту (kd_{b1}), моренні відклади дніпровського часу (dn_{gl}) та дніпровські леси (dn) (рис. 1). Морфогенетичний опис відкладів зверху вниз наступний.

Голоценовий горизонт – 0,0–2,4 м – представлений сучасним світло-сірим опідзоленим ґрунтом (рис. 2) з генетичними горизонтами Hd, HE, Eh, Ih(e), Iet, Pi та Pk+bg.

Hd (0,0–0,05 м) – світло-сірий з великою кількістю корінців рослин, пухкий, пластинчасто-грудкуватий середній суглинок.

HE (0,05–0,3 м) – світло-сірий з великою кількістю присипки SiO_2, грудкувато-розсипчастий з корінцями рослин, з червоточинами, окремими кротовинами. Перехід добре виражений, межа дрібнозатічна.

Eh (0,3–0,4 м) – білясто-світло-сірий, дуже пухкий, пилувато-легкосуглиноковий, з білими плямами присипки SiO_2, з кротовинами. Перехід чіткий за побурінням забарвлення, межа хвиляста.

Ih(e) (0,4–0,6 м) – зверху темно-бурий, внизу – бурий, неоднорідний за забарвленням, чергуються ділянки бурі і світло-бурі, з ортзандовими шарами, дрібногоріхуватої структури, з плямами присипки SiO_2, з плівками гідрооксидів заліза по гранях структурних виокрем-

лень. Перехід і межа за освітленням матеріалу і посиленням інтенсивності прояву ортзандових горизонтів.

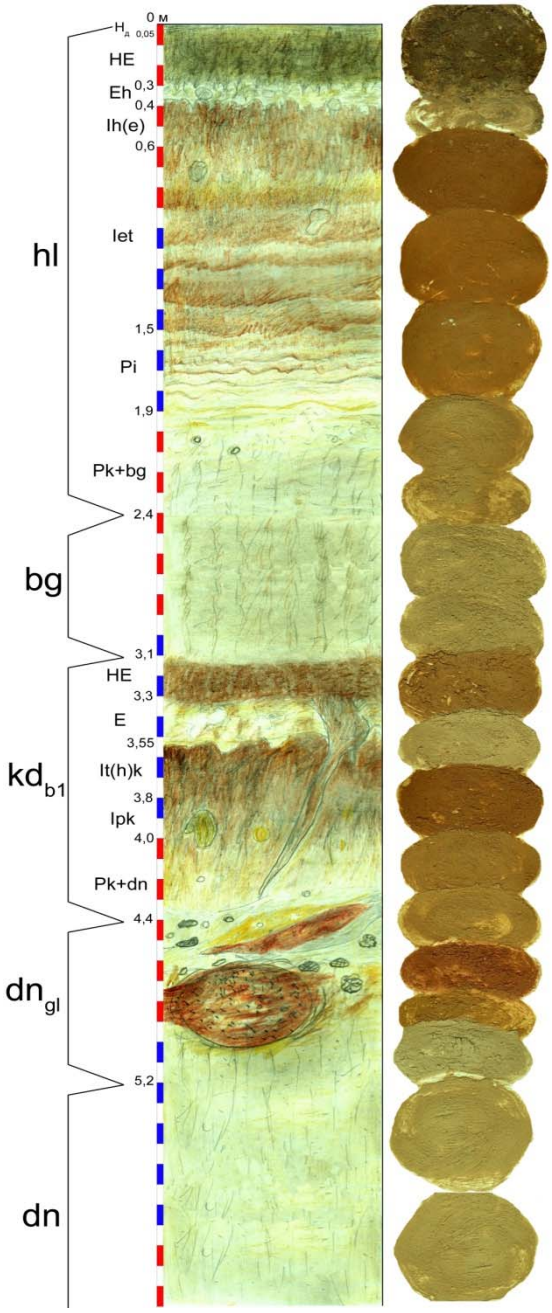


Рис. 1. Польова зарисовка розрізу біля с. Вишеньки з примазками натурального матеріалу

Iet (0,6–1,5 м) – чергування жовтуватих та бурих ортзандових прошарків потужністю до 3–4 см, які у верхній частині більш бурі. Відклади горіхуватої структури, ущільнені. Перехід і межа дуже чітка за зменшенням кількості ортзандів та посвітлінням матеріалу.

Pi (1,5–1,9 м) – жовтувато-бурувато-сизі середні суглинки, слабко ущільнені. Перехід дуже поступовий.

Pk+bg (1,9-2,4 м) – сизувато-жовтувато-палевий, пухкий, однорідний за забарвленням, легкосуглинковий, вертикально стовпчастий, карбонатний. Перехід дуже поступовий.

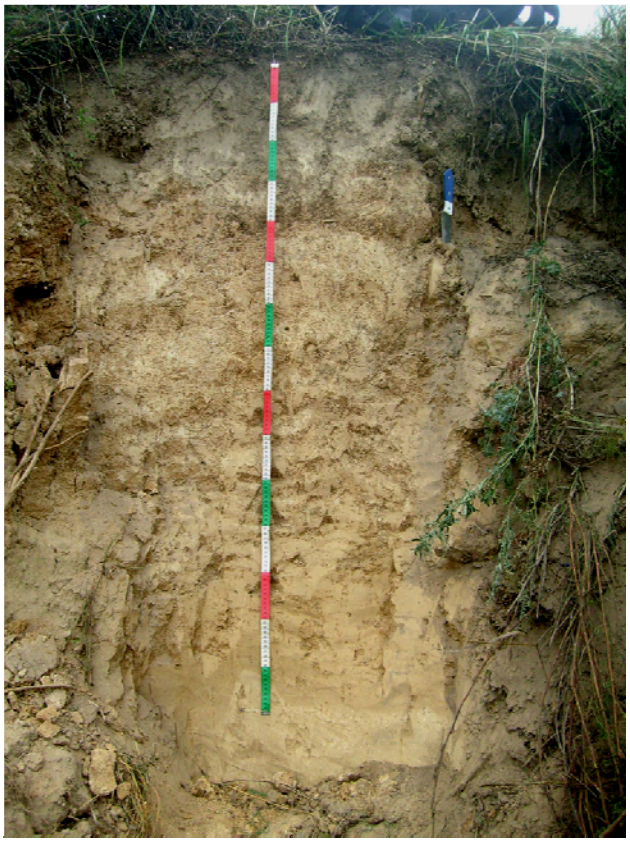


Рис. 2. Профіль сучасного(голоценового) світло-сірого опідзоленого ґрунту, що сформувався на бузьких лесах

Бузький горизонт – 2,4–3,1 м – жовтувато-палевий карбонатний типовий вертикально-стовпчастий лес (рис. 3). Перехід і межа чіткі за зміною забарвлення та неоднорідністю матеріалу. У нижній частині горизонту, при переході до нижче лежачого кайдацького горизонту місцями зустрічаються уламки гірських порід (кварц, граніт, вапняк) (рис. 4). Було також виявлено один кремінь (покритий патиною, дуже схожий на скребачку).

Рис. 3. Типові бузькі вертикально стовпчасті леси під ілювієм сучасного ґрунту

Рис. 4. Уламки гірських порід на межі бузького та кайдацького горизонтів

Кайдацький горизонт – 3,1–4,4 м – представлений товщею надморенних легких сірувато-буруватих суглинків. Профіль горизонту пронизаний великою кількістю тріщин (можливо пов'язаних з тясминським лесоутворенням), які заповнені освітленим матеріалом. Це, ймовірно, рештки профілю світло-сірого лісового ґрунту раннього оптимуму (підстадія kd_{b1}) з генетичними горизонтами HE, E, It(h)k, Ipk та Pk+dn.

Рис. 5. Залишки похованого лучно-чорноземного ґрунту в товщі кайдацького горизонту у вигляді тріщини заповненої гумусованим матеріалом

HE (3,1–3,3 м) – зверху сірий, знизу буровато-сірий, з включеннями уламків гірських порід і дрібних валунчиків. У профілі виявлено тріщину заповнену значно темнішим гумусованим матеріалом, який може належати лучно-чорноземному ґрунту наступної фази ґрунтоутворення (підстадія kd_{b2} або прилуцький етап) (рис. 5). Такий же матеріал зустрічається в окремих кротовинах.

E (3,3–3,6 м) – легкосуглинковий явно елювіальний горизонт, який проявляється за білястими та бурувато-білястими плямами діагенетично заповненими карбонатними новоутвореннями.

It(h)k (3,55–3,8 м) – сірувато-темно-бурий, ущільнений, грудкувато-горіхуватий, пилуватий середній суглинок, з вторинно карбонатним міцелієм, чітко оструктурений, з включеннями червоно-бурого моренного матеріалу. Зустрічаються валунчики рожевих гранітів, є окремі поодинокі кротовини заповнені сірувато-бурим матеріалом. Перехід поступовий за освітленням та полегшенням гранулометричного складу.

Ipk (3,8–4,0 м) – світло-бурі, слабко ущільнені, середньо-легкосуглинкові відклади, з карбонатами, з дрібними (діаметром 1–2 см), порожнистими всередині кремнієво-карбонатними конкреціями. Перехід і межа поступові.

Pk+dn (4,0–4,4 м) – жовтувато-палевий легкий суглинок, вертикально-стовпчастий. Перехід за неоднорідністю забарвлення.

Дніпровський горизонт – 4,4–6,3 м видно – представлений товщами моренних відкладів (dn_{gl}) і типових лесів (dn).

dn_{gl} (4,4–5,2 м) – неоднорідна товща червонувато-бурих, бурих, сизих піщано-супіщаних суглинків і глинистого матеріалу, що включає численні уламки гірських порід (сірий та білий кварц, вапняки), щебінь, гальку, гравій, валунчики гранітів (червоних порфіроподібних та сірих). Відклади явно перевідкладені – безсистемно перемішані фрагменти червоного піщано-глинистого матеріалу, бурувато-вохристого, сизої глини (рис. 6), в яких зустрічаються дрібні (1–2 см) дутики кремнієво-карбонатних конкрецій. Потужність цих відкладів неоднорідна, коливається в різних місцях від 1 до 2 м. Перехід чіткий.

Рис. 6. Неоднорідна товща дніпровських відкладів з включеннями уламків гірських порід

dn (5,2–6,3 м видно) – білясто-сірувато-палеві леси, пухкі, карбонатні, вертикально-стовпчасті, з великою кількістю тонкої манганової пунктації, залізистими плямами та затьоками у верхній частині горизонту. Нижче – сильно задернований схил, ймовірно складений алювієм завадівсько-дніпровського часу під яким залягають білясті піски.

Висновки. Сучасний (голоценовий) світло-сірий опідзолений ґрунт на лесах відображає сучасні природні умови цієї території, які характеризуються помірно-континентальним кліматом, субгумідним коефіцієнтом зволоження, періодично-промивним типом водного режиму, трав’янисто-широколистяно-лісовою рослинністю.

Бузькі леси, на яких сформувався сучасний ґрунт, утворилися в умовах холодного та сухого перигляціального клімату.

Бузький час вирізняється в плейстоцені низькими температурними показниками [5]. Виявлені на межі бузького та кайдацького горизонту слабоокатані уламки гірських порід є, скоріш за все, делювіально перевідкладеними у бузький час моренними дніпровськими відкладами. Протягом бузького часу відбувалися інтенсивні кріогенні процеси, що призвели до ерозії значної товщі відкладів утвореної у післядніпровський час. Зокрема, на наявність у минулому над кайдацьким ґрунтом, як мінімум одного чорноземного, чи лучно-чорноземного ґрунту, вказують окремі кротовини та тріщини виповнені коричнювато-сірим гумусованим матеріалом, які збереглися у профілі кайдацького ґрунту і не зустрічаються вище у розрізі.

Морфологія генетичного профілю кайдацького ґрунту вказує на те, що це залишки лісового ґрунту, який сформувався на моренних дніпровських відкладах. Дані досліджень з інших розрізів України свідчать [5, 6], що природні умови в ранній оптимум кайдацького часу були подібними до сучасних, однак більш рівномірно вологими та холодними, а природні зони були зміщені на південь.

Моренні відклади вказують на проходження долиною Десни у дніпровський час потужних льодовикових мас, які виорювали, перемішували та переміщували на значні відстані корінні гірські породи. Під моренними відкладами залягають дніпровські лесові відклади, які накопичувалися у перигляціальній зоні до приходу основних льодовикових мас.

Список використаних джерел

1. *Куриленко В. Є.* Історія Чернігово-Сіверщини з найдавніших часів у знахідках Мезенської округи: Нариси про далеке минуле рідного краю / В. Є. Куриленко. – Чернігів: Мезинський національний природний парк, 2008. – 74 с.
2. *Матвиишина Ж. Н.* Микроморфология плейстоценовых почв Украины / Ж. Н. Матвиишина. – К.: Наук. думка, 1982 – 144 с.
3. Методика палеопедологических исследований / [М. Ф. Веклич, Ж. Н. Матвиишина, В. В. Медведев и др.]. – К.: Наук. думка, 1979. – 272 с.
4. Палеопедология: Палеогеографические исследования / [отв. ред. М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко]. – К.: Наукова думка, 1974. – 216 с.
5. Просторово-часова корелія палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України / [Ж. М. Матвіїшина, Н. П. Герасименко, В. І. Передерій та ін.]; за ред. Ж. М. Матвіїшина. – К. : Наук. думка, 2010. – 192 с.
6. Сиренко Н. А. Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене / Н. А. Сиренко, С. И. Турло. – Наук. думка, 1986. – 188 с.
7. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины / М. Ф. Веклич, Н.А. Сиренко, Ж. Н. Матвиишина и др. // Стратиграфические схемы фанерозоя и докембрия Украины. – К.: Госкомитет геологии Украины, 1993. – 40 с. – 4 таб.
8. Шовкопляс И. Г. Мезинская стоянка: К истории среднеднепровского бассейна в позднепалеолитическую эпоху / И. Г. Шовкопляс. – К: Наук. думка, 1965. – 327 с.

* * *

УДК 551.4:502.4

КУЛЬТУРНО-ЕСТЕТИЧНА ОЦІНКА РЕЛЬЄФУ ЗАХОДУ УКРАЇНИ

Юрій Зінько, Юлія Зінько

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: oks.shevchuk@gmail.com

Гуманізація традиційної геоморфологічної науки сприяла розвитку нових наукових дисциплін, зокрема таких як *культурна геоморфологія* та *естетична геоморфологія*. Згідно визначення [8] *культурна геоморфологія* представляє собою дисципліну, яка вивчає геоморфологічні компоненти території, які відображають у собі культурні особливості ландшафту та їх взаємодію з культурною спадщиною археологічного, історичного та архітектурного типів. В культурній геоморфології важливим є два аспекти дослідження: рельєф як складова частина культурної спадщини та відносини між культурними складовими території і геоморфологічними умовами в яких вони локалізуються.

Для вивчення взаємозв'язку між геоморфологією і культурною спадщиною було запропоновано п'ять дослідницьких етапів [8]. На першому етапі вивчається геолого-геоморфологічні особливості території, де розміщені археологічні, історичні та архітектурні об'єкти. На другому етапі з'ясовують геоморфологічні причини локалізації об'єктів культурної спадщини, а на третьому етапі оцінюється небезпечність геоморфологічних процесів для їх існування. На заключних етапах культурно-геоморфологічних досліджень аналізуються антропогенні чинники, наприклад, рекреаційно-антропогенні навантаження, що мають негативний вплив на довкілля культурного об'єкту. Завершується дослідження розробкою заходів щодо забезпечення раціонального управління культурного надбання в контексті його геоморфологічних умов.

Дослідники у галузі культурної геоморфології підкреслюють важливість діалогу та інтеграції між гуманітарними і природничими дисциплінами. При цьому основними дослідницькими підходами повинні виступати комплексний та системний.

Естетична геоморфологія вивчає прекрасне в рельєфі, тобто виявляє, класифікує та оцінює естетичні властивості рельєфу земної поверхні, вияснює його вплив на психологію та емоційний стан людини [2]. Серед основних завдань цього нового прикладного напряму виділяють: естетичну оцінку рельєфу на основі низки критеріїв (унікальності, архітектоніки, поєднання з іншими видами ландшафту, оглядовості та ін.), класифікація рельєфу за ступенем естетичної привабливості, розробка заходів зі збереження краси, гармонії та привабливості рельєфу.

Дослідники підкреслюють, що естетичну цінність рельєфу зумовлюють морфологічні, генетичні характеристики, а також поєднання з ландшафтом, незвичність обрисів, домінування певних процесів та контраст з навколишнім середовищем. Для естетичної оцінки рельєфу пропонується використовувати такі терміни “морфологічний ландшафт” та “морфологічний пейзаж” [3].

З розвитком гуманістичних підходів у геоморфології пов’язане формування нової понятійно-термінологічної бази сучасної геоморфологічної науки. Зокрема, один з базових термінів, що використовують у зарубіжних дослідженнях з охорони рельєфу – *геоморфосайти* – виділяють на основі базової науково-освітньої цінності з включенням додаткових вартостей рельєфу: екологічних, культурних, естетичних. В свою чергу, культурні і естетичні цінності геоморфосайтів виділяються за певними критеріями. Зокрема, культурні пов’язані з критеріями історичної, художньої та релігійної важливості, а естетичні з критеріями оглядовості, контрастності, просторової структуризації [7].

Культурна та естетична оцінка рельєфу певних територій має багатоаспектний характер. Для природних регіонів України така оцінка здійснювалась на рівні морфологічних ландшафтів, морфологічних комплексів та форм рельєфу [5]. Для західної частини України особливо значним культурно-естетичним потенціалом рельєфу характеризуються регіони Волино-Поділля та Українських Карпат. Одночасно цей регіон України належить до найбільш насичених історико-культурними пам’ятками (археологічними, архітектурними), а привабливість рельєфу створює його морфологічна різноманітність, зокрема височинного та гірського рельєфу. Для досліджуваного регіону була проведена культурна оцінка рельєфу на основі вияснення взаємовідношень між архітектурними археологічними об’єктами та формами і комплексами форм рельєфу. Для культурної оцінки рельєфу були використані наступні характеристики: місцезнаходження культурної спадщини по відношенню до форм і комплексів рельєфу, параметричні співвідношення між рельєфом та історико-культурними утвореннями, морфодинамічний стан та загрози для природно-культурних поєднань.

На заході України найбільшу культурну цінність серед форм рельєфу мають останцеві горби з розміщеними на них замковими об’єктами [6] (*Олеський*, *Мукачівський* – на горі Паланок, *Хустський* – на горі Хасана, *Луцький*, *Острозький*), сакральними комплексами (*Почаївський монастир*) релігійні об’єкти на малополіських горах Божа і Свята. Другу групу за культурною значимістю представляють крутосхилові долини річок з розміщеними в межах чи поблизу них замковими і палацовими утвореннями, печерними монастирями і храмами (замки *Сатанівський* і *Скали-Подільської* на р. Збруч, *Теребовлянський* і *Чортківський* на р. Серет, *Бучацький* на р. Стрипі, *Меджибіжзький* на р. Південний Буг, *Язловецький* на р. Стрипі, *палац Шенборна* поблизу р. Латориці, печерні монастирі *Монастирок* і *Рукомиш* на р. Стрипі та *Бакотський*, *Сокілець* на р. Дністер). Третю групу за рівнем культурної значимості представляють вершинні горбисті і платоподібні поверхні з розміщеними на них замками (*Добромильський*, *Галицький*, *Ужгородський*) та городища (*Стільське*, *Дороговиж*).

Особливі групи за культурною цінністю рельєфу складають такі морфологічні комплекси – горбисто-долинні та крайові уступи. Вони характеризуються своєрідним поєднанням

планової конфігурації і вертикальної структури історико-культурних об'єктів та морфологічних комплексів. До найбільш цінних культурно-геоморфологічних утворень цього типу у досліджуваному регіоні необхідно віднести: горбисто-долинний комплекс *Кам'янець-Подільської* і *Хотинської* фортець, *Свіржського*, *Поморянського*, *Невицького* замків та *Пліснеського* городища і *Манявського* монастиря. Крайові уступи з прилеглими пологонахиленими підняттями мають культурну цінність при локалізації в їхніх межах архітектурних об'єктів (*Підгорецький* замок на краю Північного Поділля), а також у випадках, коли утворюють тло для архітектурних та сакральних об'єктів (*Жовківський* замок і *Крехівський* монастир поблизу уступу височини Розточчя, *Унівський* монастир на краю Північного Поділля).

Щодо характеристики співвідношення між параметрами форм і комплексів форм рельєфу та культурними об'єктами, то необхідними є проведення досліджень з відповідності площинних і вертикальних показників форм і планової і вертикальної конфігурації історико-культурних об'єктів. Особливо інформативні такі показники при культурній оцінці останцевих форм і горбисто-долинних комплексів форм.

У свою чергу, оцінка загроз для культурно цінних форм рельєфу та культурної спадщини часто пов'язана з визначенням спектру та інтенсивності природних та природно-антропогенних морфодинамічних процесів. Зокрема, на заході Україні потенційні загрози морфодинамічних процесів з пошкодженням історико-культурнних об'єктів фіксувались для сакральних печерних монастирів *Рукомиш*, *Бакота*, фортець у *Кам'янці-Подільську* та Хотині, замків у *Золочеві* та *Жовкві*.

Естетична оцінка рельєфу у даному дослідженні була здійснена на прикладі двох модельних геоморфологічних районів заходу України – Розтоцько-Опільської височини та низькогір'я Бескид. Оцінювалися скельні, печерні, останцеві форми рельєфу і водоспади. Ця оцінка розглядалась як додаткова до базової науково-освітньої оцінки цих охоронних геоморфологічних об'єктів. Естетична оцінка геоморфологічних пам'яток здійснювалась на основі семи критеріїв: 1) *унікальність форм рельєфу* (за генезисом); 2) *унікальність зовнішнього виду форми*; 3) *архітектоніка – композиція*; 4) *оглядовість*; 5) *ефекти супроводження*; 6) *поєднання з іншими елементами ландшафту*; 7) *образність*.

У результаті проведеної естетичної оцінки рельєфу унікальних природних і антропогенних форм височинного і гірського рельєфу модельних районів були виділені відповідні типи їх естетичної цінності. Естетичну оцінку рельєфу було здійснено для геоморфологічних об'єктів, що мають природоохоронний статус геологічна пам'ятка природи [1]. Ці типи виділялись на основі поєднання базових критеріїв естетичної цінності рельєфу. Зокрема виділено три типи унікальних природних й антропогенних форм рельєфу за рівнем естетичної цінності: високий, середній і низький ступінь естетичної цінності.

До форм рельєфу з *високим ступенем естетичної цінності* віднесено об'єкти, які відповідають широкому набору естетичних оцінок-критеріїв (візуальних, психологічних та доповнюючих). Зокрема для височин Розточчя й Опілля та гірського масиву Бескид таку оцінку отримали природоохоронні скельні утворення: *Камінь-велетень біля Підкаменя* (підпадає під критерії унікальності форми рельєфу за генезисом, унікальності зовнішнього вигляду, композиції, оглядовості та поєднання з іншими елементами ландшафту); *Камінь Дірявець* (унікальність форми рельєфу за генезисом, унікальність зовнішнього вигляду, оглядовість, композиція); *Урицькі скелі* (унікальність форми рельєфу за генезисом, унікальність зовнішнього вигляду та оглядовість) і *Високий Замок* (унікальність форми рельєфу за генезисом, оглядовість, композиція).

До охоронних форм рельєфу з *середнім ступенем естетичної цінності* на Розтоцько-Опільській височині віднесено: *скеля Триніг* (підпадає під критерії унікальності форми рельєфу за генезисом та унікальності зовнішнього вигляду), *останець Гора Лева* (унікальність зовнішнього вигляду, оглядовість); *печери поблизу Миколаєва* (унікальність форми рельєфу за генезисом, унікальності зовнішнього вигляду, оглядовість). В Сколівських Бескидах – *скеля Спас* (унікальність форми рельєфу за генезисом та оглядовість); *водоспад Гуркало*

(унікальність форми рельєфу за генезисом та ефект супроводження); *водоспад Кам’янка* (унікальність форми рельєфу за генезисом та ефект супроводження).

До заповідних геоморфологічних об’єктів з *низьким ступенем естетичної цінності* на Розтоцько-Опільській височині віднесено: *Чортові скелі* (унікальність зовнішнього вигляду форми); *Медова печера* (унікальність форми рельєфу за генезисом); *Страдчанська печера* (унікальність форми рельєфу за генезисом). У Сколівських Бескидах – *печерний монастир Розгірче* (унікальності зовнішнього вигляду форми).

Отримана естетична оцінка для визначних природоохоронних форм рельєфу Розтоцько-Опільської височини та Бескидів важлива для розробки мережі геотуристичних маршрутів.

Список використаних джерел

1. *Безвинний В. П.* Геологічні памятки України / В. П. Безвинний, С. В. Білецький, О. Б. Бобров [та ін.]. – К.: ДІА, 2006. – Т. 1. – 320 с.
2. *Борсук О. А.* Эстетика рельефа и её изучение / О. А. Борсук, Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев // Новые и традиционные идеи в геоморфологии.V Щукинские чтения. Труды. – М.: Географический факультет МГУ, 2005. – С. 582–584.
3. *Бредихин А. В.* Рекреационно-геоморфологические системы. – Москва-Смоленск: Ойкумена, 2010. – 324 с.
4. *Зінько Ю.* Естетична оцінка рельєфу височинних та гірських територій Львівщини / Юлія Зінько // Реалії, проблеми та перспективи розвитку географії в Україні : Матеріали студ. наук. конфер. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2012. – С. 62–67.
5. *Олійник Я. Б.* Природні та етнокультурні феномени України / Я. Б. Олійник, В. В. Стецюк. – К.: Видавничо-поліграфічний центр “Київський університет”, 2008. – 215 с.
6. *Шевчук О. М.* Оборонні споруди на території Вулканічних Карпат як геотуристичні атракції проектованого геопарку / О. М. Шевчук // Замковий туризм Тернопільської області: проблеми та перспективи розвитку : Матеріали Міжнар. наук.-практ. конф. – Тернопіль: Видавництво ТНПУ ім. В. Гнатюка, 2012. – С. 121–127.
7. *Reynard E*. Geomorphosites: definitions and characteristics / Emmanuel Reynard // Geomorphosites / [ed. by E. Reynard, P. Corata, G. Regolini-Bissig]. – München : Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 2009. – P.9–20.
8. *Panizza M*. Cultural geomorphology and geodiversity / Mario Panizza, Sandra Piacente // Geomorphosites / [ed. by E. Reynard, P. Corata, G. Regolini-Bissig]. – München : Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 2009. – P.35–48.

* * *

УДК 551.4

ХАРАКТЕРНІ ОСОБЛИВОСТІ РОЗВИТКУ ЯРІВ ПРИАЗОВСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

Руслан Лиходід

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
Україна, 03680, м. Київ, проспект Академіка Глушкова 2а,
e-mail: ruslan_geo@ukr.net

Актуальність теми дослідження обумовлена відсутністю наукових робіт із цієї тематики в межах даної території. На сьогодні Приазовська височина перебуває не тільки під впливом природних чинників, але й під потужним пресом господарської діяльності. В цей час тут розвивається спектр несприятливих природних та природно-антропогенних процесів.

Постановка проблеми. Основою для постановки цієї проблеми є маловивченість сучасного рельєфу території Приазовської височини, зокрема тектонічних, геологічних та геоморфологічних компонентів в його межах.

Аналіз попередніх досліджень. Вивчення Приазовської височини як географічного об'єкта відбувалось при проведенні в основному геологічних досліджень. Вказівки на особливості рельєфу зустрічаються у працях І. Леваковського (1869), який вже розрізняв Південно-Східну Приазовську плоску височину. Іншим вченим в працях якого зустрічаються описи території був М. Дмитрієв, який у 1936 р. у своїй праці "Рельєф УСРР" охопив морфогенез та морфографію території височини, так й України в цілому. У 1947 р. виходить навчальний посібник П. Цися, в якому міститься окремі описи височини. У 1990 р. колективом кафедри геоморфології та палеогеографії Київського університету за загальною редакцією І. Рослого видано навчальний посібник "Геоморфологія Української РСР", в якому вперше подана найбільш найповніша характеристика Приазовської височини [2].

Метою статті є аналіз характерних особливостей розвитку та формування ярів Приазовської височини.

Основними завданнями є:

- ✓ опис загальних рис формування ярів та їхнього розвитку;
- ✓ аналіз характерних особливостей формування ярів Приазовської височини.

Яроутворення – складний рельєфоутворюючий процес, пов'язаний з діяльністю тимчасових потоків дощових та талих вод. Утворення ярів пов'язане з руйнуванням шарів пухких осадових порід (лесів, глин, вапняків та ін.) тимчасовими лінійними водотоками, що виникають на схилах крутизною більше 3–5 градусів внаслідок випадіння дощів, танення снігу, льоду чи льодовиків на водозборі. У ярах потоки виконують три основні функції: 1) руйнування порід та ґрунтів в тальвегу в процесі формування русла яру; 2) стимулювання гра вітаційних процесів на схилах та вершині яру під впливом глибинної та бокової ерозії; 3) винесення за межі території яру продуктів руйнування його бортів і дна яру, внаслідок чого відбувається збільшення обсягу яру з подальшим його поглибленням. Яр являє собою систему що розвивається самостійно з позитивними та негативними зв'язками, обумовленими взаємодією ерозійних та схилових процесів [2].

Виникнення яру має відповідний генетичний ряд форм рельєфу: лощина – борозна – вимоїна – яр. Початком утворення яру зазвичай є утворення ритвин на крутій частині схилу, які об'єднуються з часом в промоїну. Початком розмиву на схилі передує часто суфозія або викликані антропогенними умовами розриви дернини та рослинного покриву. На схилі утворюється одна або кілька ритвин, які розширюються, просуваються вгору по схилу, зливаються, утворюючи промоїни. Швидке зростання промоїни в глибину і надходження ґрунту з укосів створюють умови для насичення потоку наносами практично до повного використання його транспортуючої здатності [3]. У процесі розвитку інтенсивність та режим зростання всіх параметрів яру регулюється взаємодією ерозійно-акумулятивних процесів – в руслі і гравітаційних – на схилах, а також у вершині яру. У процесі подовження, поглиблення і розширення в руслі яру починається чергування зон ерозії та акумуляції, але при цьому у його вершині зберігається ерозійний генезис яру, тоді як на конусі виносу – акумулятивний [1].

Впродовж існування яру існують його ідентифікаційні ознаки [3]:

- ✓ від'ємна конфігурація у просторі;
- ✓ відсутність в тальвегах постійних водотоків;
- ✓ загальний ухил долини від вершини та відвершків до гирлових частин;
- ✓ чітка зміна основних складових елементів: схилів, днищ,наявність виразних бровок.

У процесі розвитку яру ерозійно-акумулятивні комплекси більших розмірів простежуються в середніх та нижніх частинах днища. Рівнохвиляста форма профілю обумовлена місцевими перепадами або змінами живого перерізу потоку, коли його кінетична енергія

досягає певного критичного значення. Вона зростає на порозі, викликаючи інтенсивний регресивний розмив перепаду й швидке його просування вгору по руслу, а також підвищення висоти самого порогу. Ступінчастість русла і регресивний відступ перепадів під час паводків прослідковується у всіх природних регіонах [3].

При аналізі поширення і переважання зазначеної форми ерозійного рельєфу у межах Приазовської височини слід зазначити, що основною причиною їх формування є повсюдне розповсюдження порід лесової формації, а також близькістю залягання кристалічних порід Приазовського масиву Українського кристалічного щита та значними відносними перевищеннями у рельєфі земної поверхні.

Вивчення послідовності розвитку яружних схилів дає матеріал для аналізу розвитку яру як в довжину, так і по ширині й площі. Крутизна схилів яру, а також проективне покриття рослинністю може служити індикатором активності або згасання схилових процесів. По довжині розвитку яру простежуються схили, що відображають різні стадії їх формування [4].

Розповсюдження ярів Приазовської височини має прямий зв’язок із заляганням кристалічного фундаменту, середні висоти якого на півночі (200–300 м) поступово знижуються на південь (50–100 м). Це свідчить про заглиблення кристалічного фундаменту на півдні, та його виході на півночі. Виходячи з цього потужність осадового шару на півдні більша, а на півночі менша.

Найбільш підвищена північна частина височини є вододілом між басейнами Азовського і Чорного морів. Вододільні простори Приазовської височини слабохвилясті, у різній мірі розчленовані ярами та балками. Концентрація ерозійних форм рельєфу досить різноманітна і суттєво відрізняється у межах схилів різної морфології. Північний схил височини – крутий, укорочений, простягається не більше, ніж на 8–10 км. Південний схил – довгий, його довжина сягає до 50–60 км, має спадистий характер. Яри Приазовської височини майже не розвиваються. Із форм генетичного ряду флювіальних форм присутні: борозни, вибої, вимоїни. Цьому сприяє високе залягання кристалічних порід над місцевими базисами ерозії. Найбільшого поширення вони набувають на схилах північної експозиції [3].

Формування, розвиток, а також поширення ярів на схилах височини спричинюють негативний вплив на господарську діяльність. На території схилів, придатних для використання у землекористуванні, схили яких мають похилий характер, які вкриті лесовими формаціями, дуже податливі до розмиву тимчасовими водами і як наслідок – відбувається формування лощин, які при подальшому розвитку перетворюються в яри. Тим самим зменшуючи площі корисних господарських земель [3].

Висновки. Виходячи із вищеозначеного, можемо зробити висновки про те що, процес яроутворення у межах Приазовського височини відрізняється своєю складністю і має свої характерні особливості та закономірності. Більшість ярів Приазовської височини приурочені до північних схилів, які мають більш крутий кут ухилу та перекриті шаром осадових товщ малої з порід лесової формації, які є дуже піддатливими до розмиву та утворенню водноерозійних форм рельєфу.

Список використаних джерел

1. *Косов Б. Ф., Никольская И. И.* Экспериментальные исследования процесса развития оврага // Геоморфология. – 1974. – №3.
2. *Рослый И. М, Кошик Ю. А., Палиенко Э. Т. и др.* ГеоморфологияУкраинской ССР: Учеб. пособие / Под общ. ред. И. М. Рослого. – К.: Вища шк., 1990. – 287 с.
3. *Стецюк В. В., Ковальчук І. П.* Основи геоморфології: Навч. посіб. / За ред. О. Маринича. – К.: Вища шк., 2005. – 495 с.
4. Щукин И. С. Общая геоморфология. – М.: Изд-во МГУ, 1974. – Т.3. – 383 с.

* * *

УДК 551.4

ОСОБЛИВОСТІ ДОСЛІДЖЕНЬ РУСЕЛ РІК ТА РУСЛОВИХ ПРОЦЕСІВ ЗА ДОПОМОГОЮ МЕТОДІВ ДЗЗ

Галина Байрак

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: geomorph@franko.lviv.ua

Дистанційне зондування Землі (ДЗЗ) стало невід'ємним допоміжним засобом сучасних руслових досліджень. Це пояснюємо тим, що інформація на існуючих топографічних картах оновлюється рідко, а русла рік досить динамічні, тому дослідники неминуче стикаються з проблемою невідповідності реального стану об'єктів зображуваним на картах. На допомогу приходять космічні знімки, ситуація на яких часто більш близька до сучасності, ніж на картах. Для багатьох регіонів наявні знімки великих масштабів, що дозволяє деталізувати дослідження до рівня елементів зображуваних флювіальних об'єктів, чого неможливо досягти картографічними засобами. Все це зумовлює велике зацікавлення космічною інформацією і можливостями, які відкриваються перед дослідниками з її допомогою.

Русла рік – найбільш яскраво виражені на дистанційних матеріалах елементи місцевості. Їх розпізнають за допомогою прямих дешифрувальних ознак: характерною звивистою формою та однорідною структурою на фоні мозаїчного малюнку навколишньої території. За кольором поверхня річкового русла може бути різною залежно від умов знімання (від світлих відтінків синіх і зелених кольорів до темних). Колір на космозображеннях залежить від власне кольору води, зумовленому здебільшого характером і кольором дна, її прозорості чи каламутності, глибини, стану водної поверхні. Світлі тони води в руслах рік бувають за наявності на водній поверхні сонячних відблисків, значній каламутності води, світлому дні при малій глибині, при льодоставі чи льодоході, або на знімках, зроблених в фіолетовому діапазоні ЕМХ. Темні відтінки фототону свідчать про глибоку прозору воду у руслі (нагадаємо, що в цьому випадку коефіцієнт поглинання є більшим, ніж у каламутної води) [3].

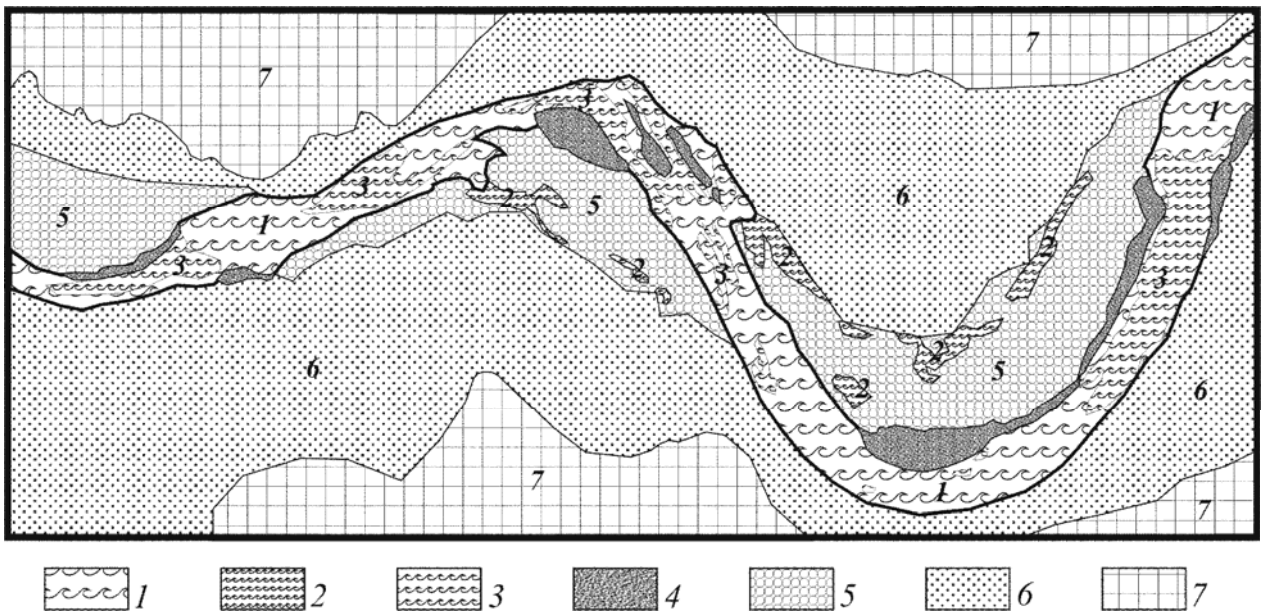
Непрямі дешифрувальні ознаки допомагають виявляти русла невеликих рік або замаскованих рослинністю. При цьому допомагають теоретичні знання з географії і польовий досвід дешифрувальника. Непрямі ознаки базуються на залежностях між контурами русла в плані, характером рельєфу берегів, рослинністю тощо. Вздовж рік, що пливуть в природних берегах, можуть також рости дерева чи верболози, які створюють темні смуги з двох берегів і цим підкреслюють місцеположення русла. В сильно залісненій місцевості русло річки, навіть повністю закрите кронами дерев, виявляють за зображенням на тлі лісу характерної звивистої лінії темного чи світлого тону або за границею освітленої і затемненої ділянки схилу.

Для гірських потоків характерні прямі відрізки, ширина русла рік першого порядку часто рівна ширині його долини. Русла рівнинних рік течуть у широких долинах, мають меандровий пояс або каналізовані, існують поряд з малими каналами-збирачами. Більші русла рік, на знімках зображаються не лінією, а смугою відповідної ширини. В цих випадках спостерігають зміни ширини русла, його розгалуження на рукави, острови, плеса і перекати, берегові відмілини в межах заплави, підмиви берегів, затоплення долин приток, формування площ свіжого алювію, перевідкладення старого алювію та ще багато інших руслових процесів.

Вивчення річкового русла за допомогою дистанційних методів передбачає встановлення його особливостей в плані – звивистість, розгалуженість, напрям і приблизну швидкість течії. За знімками визначають також параметри основного русла та приток, каналів, наявність старорусловых утворень, проточних та замкнутих старичних озер, гребель, мостів чи бродів, забруднення та замулення та ін.

На космічних знімках великої роздільної здатності (5 м/пікс і більші) добре видно форми рельєфу русла. Так, перекатам в руслі відповідають його частини з найбільш світлими тонами, майже симетричними стосовно центральної найсвітлішої частини, що відповідає поступовому зменшенню глибини до центра, а за ним – наростанню глибини (рис. 1). Перекати часто косо впорядковані стосовно простягання русла та його берегів, що особливо характерне для передгірських рік, багатих на русловий алювій та паводковий рівневий режим [5]. Плеса в руслах зазвичай відповідають ділянкам з найбільш щільними темними відтінками. Острови, відмілини, коси та пляжі пізнають за їхнім розташуванням в руслі і білуватому відтінку зображення.

а)



б)

Рис. 1. Русло та частина долини р. Тиси в околицях с. Вілок Виноградівського району: *а)* космознімок з веб-вузла Планета Земля (розрізнення 5 м/пікс); *б)* схема його інтерпретації. Умовні позначення: *1*– русло Тиси, *2* – стариці, *3* – перекати у руслі, *4* – боковики та острови, *5* – низька заплава, *6* – висока заплава, *7* – перша надзаплавна тераса.

Ще одні руслові форми, які добре видні на космознімках великого розрізнення – це водоспади. Вони виділяються як білі смуги пінистої води, що простягаються упоперек русла. За певних умов освітлення безпосередньо біля ліній водоспадів можна спостерігати темні смуги тіней від уступів. Якщо водоспад не має лінійного уступу, а сформований як відрізок русла з крутим падінням, то піниста вода і характерний для її зображення білуватий колір видно на всьому протязі крутого спадистого русла.

За допомогою космознімків за непрямими ознаками може бути визначена швидкість течії ріки. Вона залежить від її розташування на рівнинній чи височинній території та ширини русла. Для рік з повільною течією характерна велика звивистість, часте і широке меандрування та наявність в руслі водної рослинності, добре помітної за мінливістю тонів. У великих ріках водна рослинність притримується лише відмілин та місць зі сповільненою течією. Повільну течію можуть мати також і прямолінійні відрізки спрямлених рік – каналів на плоских рівнинах та низинах. Ознакою повільної течії в неглибоких ріках є наявність в руслі рівномірних заростей водної рослинності [4]. Швидку течію дешифрують за білими смугами піни чи виступами корінних порід з води. Для більш точного визначення швидкості течії ріки застосовують кількаразове фотознімання русла.

Важливим аспектом досліджень за космічними та аерофотознімками є вивчення змін русла і динаміки руслових процесів на основі різночасових знімань [2]. Особливо це стосується діяльних рівнинних та передгірських рік. Руслові процеси проявляються у вигляді підмивання берегів та посиленого розвитку донного розмивання головного русла ріки та її приток. Внаслідок підмивів берегів часто руйнуються мости, залізничні, шосейні і ґрунтові дороги, прокладені в долинах рік, що обумовлює визначення заходів із безпеки природокористування.

На основі аналізу дистанційних матеріалів різних років знімання виявляють типи руслових деформацій – стрічково-пасмовий, боковиковий, меандрування обмежене, меандрування вільне, меандрування незавершене, заплавну багаторукавність, руслову багаторукавність [8]. Встановлюють черговість цих типів протягом досліджуваного періоду та можливі причини змін, що обумовлюють перехід від одного типу руслового процесу до іншого. В результаті створюють ряд картосхем, де зазначають: місця активних руслових переформувань; ділянки рік, береги яких слід укріпити; ділянки рік, що підлягають охороні [7].

Під час повеней і паводків ріки розширюють старі та прокладають нові русла, заповнюють сухі рукави і стариці, формують нові озера у заплаві, острови та коси у руслі. Новоутворені форми можуть знов зникати під дією нових процесів, змінюватись під час незначних збільшень чи зменшень води або залишатись незміненими протягом тривалого часу. Динамічні перетворення русла та форм у руслі можуть відбуватись протягом сезону весна-літо, протягом кількох років та десятка років. Саме ці періоди змін добре фіксують різночасові аерофото- і космознімки. Аналіз змін русла проводять також за порівнянням знімків і карт [1].

За допомогою оперативних аерофото- і космознімань встановлюють річкові розливи під час повеней і паводків. За різною щільністю темних відтінків, якими зобразилися паводкові води, визначають границі і площі розливів, послідовність затоплення території, характер ерозійно-акумулятивних процесів, які при цьому відбуваються.

Космічні та аерофотознімки дають можливість оцінити вплив антропогенної діяльності на русла рік і руслові процеси [6]. При цьому відбувається порушення характеру проходження природних процесів як на схилах долин, так й на заплаві і в руслі ріки. Так, створення водосховищ знищує на великому проміжку русло, заплаву, нерідко надзаплавні тераси. За допомогою дистанційних даних виявляють перебудову русла і заплави в зоні змінного підпору. Вирубки на крутих і спадистих схилах долин спричинюють виніс ґрунтів на заплаву, звуження і навіть зникнення заплав малих рік, акумуляцію матеріалу в руслі. Все це дістає відображення на матеріалах ДЗЗ. Знімки показують також наслідки будівництва у руслі і на заплаві різних споруд – дамб, валів, мостів. Вони перегороджують заплаву чи русло, зумовлюють значну акумуляцію матеріалу вище і прискорену ерозію нижче їхнього закла-

дання. Крім того, на аерофото- і космічних знімках чітко дешифрують руслові та заплавні кар’єри. Масові виїмки щебеню і гальки при цьому призводять до пониження відміток дна, посиленню донного розмиву, руйнуванню берегів. Послідовні дистанційні фотознімання дають можливість отримати динаміку руслових змін і скласти прогнози на майбутнє.

Дослідження рік за допомогою аерокосмічних методів постійно розвиваються і знаходять застосування в моніторингу їхньої водності, паводків, льодоставів, льодоходів, запасів води у водозбірниках тощо.

Список використаних джерел

1. *Байрак Г. Р.* Різночасові та сучасні дослідження активності руслових процесів на Верхньобескидській ділянці Дністра // Фізична географія та геоморфологія. – К.: ВГЛ “Обрії”, 2012. – Вип. 66. – С. 216–225.
2. *Байрак Г. Р.* Сучасні руслові процеси і динаміка русла р. Тиси на ділянці перетину Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма // Фізична географія та геоморфологія. – К.: ВГЛ “Обрії”, 2011. – Вип. 62. – С. 45–54.
3. *Байрак Г. Р., Муха Б. П.* Дистанційні дослідження Землі: Навч. посібник. – Львів: Видавн. центр ЛНУ ім. І.Франка, 2010. – 712 с.
4. *Балдина Е. А., Лабутина И. А.* Аэрокосмические исследования и картографирование в дельте Волги // Вестник МГУ. – 2011. – №2.
5. *Калинин Г. П., Курилова Ю. В., Колосов П. А.* Космические методы в гидрологии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1977. – 184 с.
6. *Красовский Г. Я.* Аэрокосмический мониторинг поверхностных вод. – Л.: ВНИИКАМ, 1992. – 231 с.
7. Рекомендации по использованию аэрокосмической информации при изучении руслового процесса. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985.
8. *Снищенко Д. В.* Возможности использования телевизионных снимков с ИСЗ “Метеор” для оценки типов руслового процесса // Труды ГГИ. – 1984. – Вып. 299. – С. 55–59.

* * *

УДК 551.4.011

РЕТРОСПЕКТИВНИЙ АНАЛІЗ РОЗВИТКУ КОНЦЕПЦІЇ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ СИСТЕМ

Олександр Процюк

Інститут географії Національної академії наук України,
Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44,
e-mail: OleksandrProtsiuk@gmail.com

Впровадження системного методологічного підходу у наукові дослідження є вимогою часу, оскільки все дедалі складнішим є вивчення поодиноких компонентів природи відокремлено від загальної системи, а в ряді випадків і неможливим. Саме тому сьогодення вимагає від сучасного дослідника природи пізнавати сутність природних компонентів у їх тісних взаємозв’язках і взаємозалежностях як між собою так і між вище ранговими утвореннями до складу яких вони входять. Як вказує В. С. Лямін [8] географія вивчає системи різного типу цілісності: географічну оболонку і матеріальні системи-носії географічної форми руху матерії, що входять до її складу, а також системи, які виникли внаслідок взаємодії географічної форми руху матерії із соціальною.

Концепція геоморфологічних систем сформувалась в рамках системного підходу в географії, в т.ч. в геоморфології. Системний підхід до аналізу рельєфу дає можливість виділити

геоморфосистеми різних рангів і типів, оцінити їх динамічний стан, прослідкувати парагенетичні зв'язки та співвідношення рельєфоутворюючих процесів, на основі аналізу та синтезу розкрити внутрішню самоорганізацію геоморфосистем та їхні зовнішні зв'язки з іншими геоморфосистемами. Використання результатів геоморфосистемних досліджень розкриває перспективи для побудови загальних та окремих просторово-часових геоморфологічних моделей, а також обґрунтування прогнозів розвитку рельєфу та рельєфоутворюючих процесів з урахуванням тенденцій організації геоморфологічного простору в минулому [12, 14].

Як вказують сучасні дослідники (В. П. Палієнко та ін.) при системних дослідженнях рельєфу поряд з аналізом застосовують геоморфологічний синтез. При дослідженні спочатку виявляється структура геоморфосистем, потім парагенетичні зв'язки, аналізуються шляхи переміщення речовини в межах системи, а також розподіл речовини між елементами системи на засадах балансового підходу з використанням кількісних даних і якісних характеристик [13].

Таблиця 1

Періодизація розвитку концепції геоморфологічних систем

Назва етапу та його хронологічні рамки	Основна суть
I. Період первинних уявлень про геоморфологічні системи	Характерні риси періоду: ➢ вперше запропоновано поняття "геоморфосистема" (Джілберт, 1870); ➢ особлива увага звертається на аспект досягнення геоморфологічною системою стану динамічної рівноваги (А. Стралер, Р. Чорлі); ➢ домінуючими напрямками виступають гідроморфологічний та морфометричний.
II. Період становлення концепції геоморфосистем (1980–2000 рр.)	Характерні риси періоду: ➢ вперше дано дефініцію геоморфосистеми як локального прояву організації геоморфосфери (О. В. Кашменська); ➢ на цьому етапі піднімаються питання побудови моделей геоморфологічних систем і питання цілісного впровадження системного підходу в геоморфологічні дослідження; ➢ значна увага приділяється ендодинамічному фактору формування геоморфосистем (М. І. Ніколаєв, В. П. Палієнко); ➢ домінуючими напрямками виступають моделювання геоморфологічних систем і морфометричний.
III. Період галузевої диференціації геоморфологічних досліджень в рамках геоморфосистемної концепції	Характерні риси періоду: ➢ закладаються ідеї щодо властивостей, ієрархії та організованості геоморфологічних систем як комплексів, що реально виділяються в просторі і часі та складаються із взаємодіючих елементів: рельєфу земної поверхні, рельєфоформуючих та рельєфоперетворюючих процесів, внутрішніх взаємозв'язків між елементами геоморфологічних систем і зовнішніх зв'язків геоморфосистем з природними і соціально-економічними; ➢ формування окремих напрямків в результаті галузевої диференціації концепції геоморфосистем: флювіальні геоморфосистеми (І. Г. Черваньов, С. В. Костріков, В. П. Бондарєв та ін.), арідні геоморфосистеми (Д. А. Тімофєєв, В. П. Чичагов, Р. Є. Пересльогіна), карстові (Є. В. Трофімова), селеві (В. А. Караваєв, В. А. Воскова), антропогенні (Е. О. Ліхачова).

У західній геоморфології перша ідея щодо розгляду комплексу форм рельєфу як геоморфологічної системи належить представнику Американського Геологічного Товариства Дж. Джільберту (1870). Цю ідею розвивали в першій половині XX ст. американський геоморфолог А. Стралер (Колумбійський університет) та англійський Р. Чорлі (Кембріджський університет). Ці вчені розглядають геоморфологічні системи як відкриті та дисипативні системи, які сформувались в результати масо-енергопереносу у довкіллі. При цьому вка-

зують, що домінуючими чинниками при їх формуванні виступають: солярна енергія, тектонічні рухи земної кори та атмосферні опади. Дослідники вказують, що кожна геоморфологічна система у своєму розвитку прагне до стану динамічної рівноваги між внутрішніми (ендогенними) і зовнішніми (екзогенними) чинниками рельєфоутворення [18].

На теренах СРСР вчення про геоморфологічні системи набуло розвитку починаючи з 70-х рр. XX ст. У цей період особливу увагу приділяють розробці понятійно-категоріального апарату геоморфосистемного аналізу, який відображає різні авторські позиції щодо розуміння геоморфосистем як комплексу агентів (процесів), що визначають розвиток рельєфу; геодинамічних систем, які охоплюють комплекси форм рельєфу пов’язаних з дією ендогенних або екзогенних сил; закономірних поєднань його елементів (геоморфологічна тріада: вододіл, схил, долина); тіла, всередині якого відбуваються процеси геоморфогенезу; частини земної поверхні, яка характеризується такою сукупністю елементів рельєфу, що взаємодіють, а супідрядність і взаємозв’язки між ними сприяють формуванню цілісної єдності, яка відрізняється від інших у просторі і часі [11].

Закладає вчення про геоморфологічні системи О. В. Кашменська своєю працею “Теория систем и геоморфология” (1980). До розуміння сутності геоморфологічної системи, вчена підходить починаючи з аналізу систем більш високого рангу [17].

Рельєф як складна динамічна система виділяється наступним чином. Ядро і всі сфери системи “Земля” є її підсистемами, тоді як сама вона – підсистема Сонячної системи. Таким чином, поряд з іншими ми маємо підсистему літосфери, тобто геологічну, оскільки власне геологія займається виявленням всіх взаємозв’язків цієї системи. Всередині неї мають місце різні явища, кожне з яких зумовлює створення складних об’єктів матеріального світу. Ведучими є процеси петромінералогенезу, тектогенезу і морфогенезу [4].

Таким чином за О. В. Кашменською під *геоморфологічною системою* слід розуміти складну динамічну систему – тіло, всередині якого відбуваються процеси морфогенезу; відкриту систему, що взаємодіє з сусідніми системами шляхом обміну речовиною та енергією. Нижньою її межею служить поверхня Мохоровича, верхньою – поверхня земної кори, що контактує з атмо-, гідро- і біосферою [5, 10].

Суттєво інше трактування геоморфологічної системи дає Ю. П. Селіверстов: “…геоморфологічна система – це частина земної поверхні, що характеризується такою сукупністю взаємодіючих елементів рельєфу, поєднання і взаємозв’язки яких формують єдність, відмінну від інших і з ними існуючих в просторі і часі”. Іншими словами, геоморфологічна система – це комплекс взаємопов’язаних і взаємозумовлених форм рельєфу і їх поєднань на певній території. Серед геоморфосистем існують незавершені (існують в процесі формування) і перервані у своєму розвитку або завершені (створені). Серед останніх слід виокремлювати поховані і експоновані. Всі геоморфосистеми на земній поверхні слід відносити до таких що розвиваються (саморозвиваються) і відкритих, оскільки в їх межах спостерігається обмін не лише речовиною, а й енергією [16].

Вже у 80-х рр. XX ст. піднімаються питання побудови моделей для вивчення геоморфологічних систем і питання цілісного впровадження системного підходу в геоморфологічних дослідженнях. О. О. Асєєв та ін. зазначають, що у застосуванні системного підходу в геоморфології намічаються два напрями: 1) системний аналіз рельєфу, що спирається на дискретні моделі (“рельєф як тіло”) і 2) системний аналіз, що використовує неперервні (континуальні) моделі (“рельєф як поле висот”) [1].

Наприкінці 80-х – на початку 90-х рр. значну увагу починають приділяти ендодинамічному фактору формування геоморфологічних систем. Зокрема, в працях М. І. Ніколаєва акцентується увага на роль тектонічних рухів земної кори на формування різних в генетичному та динамічному аспектах геоморфологічних систем.

Починаючи з 2000-х рр. значну увагу приділяють розробці понятійно-категоріального апарату концепції геоморфосистем, проблемам виділення їх меж, самоорганізації в умовах різних неогеодинамічних режимів і неотектонічних обстановок, властивостям геоморфологічних систем [3, 6].

Говорячи про властивості геоморфологічних систем О. М. Маккавеев виділяє такі властивості: цілісність, ціленаправленість (наприклад розвиток схилів часто відбувається в сторону виположування чи пониження) і саморегулювання (зміни в процесі функціонування свої структури). Вчений дає таке визначення геоморфологічній системі: "це сукупність форм і елемнтів рельєфу земної поверхні, взаємозв'язаних рельєфоформуючими процесами, яка володіє властивостями, що відсутні у її частин, формуючи певну цілісність і характеризується внутрішньою активністю" [9].

Сучасні теоретико-методологічні основи концепції геоморфологічних систем закладені в чисельних останнім часом публікаціях Д. А. Тімофєєва, Е. О. Ліхачової, В. В. Бронгулєєва та ін.

Згідно сучасних уявлень під ***геоморфологічною системою*** слід розуміти *комплекс, що реально виділяється в просторі і часі і складається із взаємодіючих елементів (частин, підсистем): а) рельєфу земної поверхні; б) рельєфоформуючих і рельєфоперетворюючих процесів; в) внутрішніх взаємозв'язків між елементами геоморфосистем і зовнішніх зв'язків геоморфосистем з природними і соціально-економічними системами, що їх оточують. Геоморфосистема – це підсистема геолого-географічних систем (геосистем)* [7, 15]. Серед основних характеристик геоморфологічних систем виділяють: структуру, межі, стійкість, самоорганізацію, організованість.

Сьогодні у питаннях вивчення геоморфологічних систем значна робота здійснюється в наукових геоморфологічних колах британських та американських вчених. За сучасними уявленнями європейських та американських геоморфологів геоморфологічну систему слід розглядати як систему, що складається з двох підсистем: 1) морфологічної системи (форми рельєфу) і 2) каскадної системи (поєднує відклади та енергію процесів в межах геоморфологічного ландшафту). Елементарною геоморфологічною системою є водозбірний басейн, що включає в себе вододіли, схили, гідросітку і головні водні артерії. Як вказує Р. Чорлі у кожній геоморфосистемі в аспекті міграції речовини й енергії доцільно виокремлювати три структурні частини: вхідну (input subsystem), проміжну (throughput subsystem) і вихідну кінцеву (output subsystem) [19].

Сьогодні спостерігається значний інтерес до вивчення генетичних типів геоморфологічних систем: флювіальних (І. Г. Черваньов, С. В. Костріков, В. П. Бондарєв та ін.), карстових геоморфосистем (Є. В. Трофімова), арідних (Д. А. Тімофєєв, Р. Є. Пересльогіна, В. П. Чичагов), селевих (В. А. Караваєв, В. А. Воскова), антропогенних геоморфосистем, в т.ч. урбогеоморфосистем (Е. А. Ліхачова) та ін. В. П. Бондарєв [2] в якості ідеальної для дослідження геоморфологічної системи пропонує малий водозбірний басейн і при цьому вказує на те, що таку флювіогеоморфосистему слід вивчати як ієрархічну систему різнорангових водотоків.

Таким чином, концепція геоморфологічних систем є проявом впровадження системного підходу в геоморфологічну науку. Концепція геоморфосистем дозволяє досліднику вивчати земну поверхню не лише як поле висот, а вивчати рельєф як цілісне геологічне тіло, що сформувалось в результаті взаємодії ендогенних (геологічних) та екзогенних (географічних) чинників морфогенезу, а на сучасному етапі і атропогенно-техногенного чинника. Фактом на користь концепції геоморфологічних систем є також те, що при дослідженні рельєфу території як геоморфосистеми певного рангу враховуються зв'язки між природними (природно-техногенними) та соціально-економічними системами, а також внутрішні зв'язки між компонентами геоморфосистеми, що дозволяє робити висновки про внутрішню самоорганізацію геоморфологічної системи розвиток якої спрямований до досягнення стану динамічної рівноваги.

Список використаних джерел

1. *Асеев А. А., Александров С. М., Благоволин Н. С.* О геоморфологических системах // Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории). – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 4–9.
2. *Бондарев В. П.* Иерархичность малых водосборных бассейнов // Геоморфология. – 2010. – №2. – С. 11–18.

3. *Дедков А. П., Мозжерин В. И.* Современная геоморфология: основные направления развития // Геоморфология. – 1988. – №4. – С. 3–8.
4. *Кашменская О. В.* О геоморфологической форме движения материи // Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии геоморфологической теории). – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 132–145.
5. *Кашменская О. В.* Теория систем и геоморфология. – Новосибирск: Наука, 1980 – 120 с.
6. *Ласточкин А. Н.* Понятие об элементах в геоморфологической науке // Геоморфология. – 1988. – №3. – С.3–12.
7. *Лихачева Э. А., Тимофеев Д. А.* Анализ геоморфологических систем: основные понятия // Геоморфология. – 2008. – №2. – С. 14–21.
8. *Лямин В. С.* Методологические основы системного подхода в географии // Вестн. Моск. ун-та. Сер.5: География. – 1985. – № 6. – С. 3–9.
9. *Маккавеев А. Н.* О свойствах геоморфологических систем // Геоморфология. – 2009. – № 4. – С. 12–15.
10. Обсуждение основных понятий системного геоморфологического анализа // Геоморфология. – 2009. – №4. – С. 3–11.
11. *Палієнко В. П.* Системний підхід в географічних дослідженнях: динамічні передумови організованості геоморфосистем // Укр. геогр. журн. – 2010. – № 2. – С.50–53.
12. *Палієнко В. П.* Вік рельєфу та еволюція геоморфосистем // Геоморфологія в Україні: новітні напрямки і завдання. – К. “Знання”. – 1999. – С. 16–20.
13. *Палієнко В. П.* Геоморфологічний аналіз і синтез (реалії та перспективи) // Фізична географія та геоморфологія. – 2006. – Вип. 51. – С. 39–44.
14. *Палієнко В. П., Барщевський М. Є., Швидкий Ю. М. та ін.* Системний підхід до вивчення просторово-часових закономірностей пліоцен-четвертинного геоморфогенезу України // Геоморфологія в Україні: новітні напрямки і завдання. – К.: “Знання”, 1999. – С.13–16.
15. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) / отв. ред. Э. А. Лихачева, Д. А. Тимофеев. – М.: Медиа–ПРЕСС, 2002. – 640 с.
16. *Селиверстов Ю. П.* Пространственно-временная организация геоморфологических систем. – Л.: Изд-во ЛГУ, 1990. – 292 с.
17. *Тимофеев Д. А., Трофимов А. М.* О сущности и месте системного подхода в геоморфологии // Геоморфология. – 1983. – №4. – С.37–41.
18. Phillips J.D., Renwick W.H. (eds), 1992. Geomorphic Systems. – Amsterdam: Elsevier. – 295 pp.
19. Richard J. Chorley, Stanley A. Schumm, David E. Sugden., 1984. Geomorphology, Great Britain, Cambridge University Press. – 611 pp.

* * *

УДК 911.2.502.4

КОНЦЕПТУАЛЬНІ І МЕТОДИЧНІ ЗАСАДИ ФОРМУВАННЯ МЕРЕЖІ ГЕОПАРКІВ В УКРАЇНІ

Ярослав Кравчук, Андрій Богуцький,
Юрій Зінько, Віталій Брусак, Оксана Шевчук

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: oks.shevchuk@gmail.com

В усьому світі останніми десятиріччями зростає інтерес до проблем збереження, використання та популяризації геоспадщини різних країн. Одним із найновіших і найефективних інструментів у цій сфері стали геопарки – території з визначною геолого-геоморфологічною спадщиною і розробленою програмою (стратегією) сталого розвитку. У багатьох

країнах світу уже створено геопарки і сформовано національні їх мережі, а окремі окремих з національних геопарків увійшли до Європейської, Азійсько-Тихоокеанської і Всесвітньої мереж геопарків [18–20].

При розробці концептуальних засад і методики створення національних геопарків України взято до уваги документи і рекомендації, розроблені протягом останніх років експертами Всесвітньої мережі геопарків ЮНЕСКО [18, 20], а також досвід зарубіжних країн, де вже розроблене власне законодавство та створено національні геопарки чи їхні мережі. Аналіз рекомендацій експертів та критеріїв оцінювання національних геопарків цих країн засвідчив, що існують певні складові, які дозволяють не лише створити геопарки, але й забезпечують їх успішне функціонування. Ці складові можна об'єднати у дві групи – *природно-антропогенні* та *соціально-економічні*. Перша група уможливлює створення геопарку на певній території, друга – забезпечує йому успішне функціонування. До *природно-антропогенних* зачислимо геолого-геоморфологічну будову території, наявність цінних геотопів, об'єктів геолого-геоморфологічної й іншої природної та історико-культурної спадщини, стан їхньої збереженості й форми охорони, а до *соціально-економічних* – структуру управління, науково-інформаційне й геоосвітнє забезпечення, розвиток геотуризму, зрівноваженість регіональної економіки [16].

Оскільки головними критеріями вибору територій для геопарків є особливості геолого-геоморфологічної будови, кількість і рівень об'єктів геоспадщини, а також стан їхньої збереженості й спосіб використання, то природно-антропогенну складову можна вважати головною передумовою для створення геопарку. Існують два головні підходи до вибору територій: перший – це території зі значною концентрацією геооб'єктів місцевого, регіонального чи загальнодержавного значення; а другий – території з одним геооб'єктом всесвітнього значення, що внесений до Списку світової спадщини ЮНЕСКО, та кількох нижчого рангу. Для проектованих геопарків мають значення й інші природні та історико-культурні об'єкти, які мають високу наукову, освітню й туристичну цінність.

Соціально-економічні складові у роботі геопарку забезпечать реалізацію головних напрямів його діяльності [15]: *геоконсервація* (збереження й вивчення об'єктів геоспадщини, впровадження та демонстрація нових методів їхнього збереження й використання; збереження та підтримка місцевих традицій та чинного законодавства), *геоосвіта* (організація і вжиття заходів щодо популяризації знань у галузі наук про Землю та охорони природи для широкого кола осіб) і *геотуризм* (стимулювання економічної активності та зрівноваженого (сталого) розвитку шляхом розвитку геотуризму). Найважливішим завданням геопарків задля реалізації цих напрямів діяльності є правильно організувати управління територією та її окремими складовими. Як правило, геопарки створюють на основі природоохоронних територій (наприклад, національних і регіональних парків) й окремих об'єктів різного рангу або їхніх частин, і прилеглих земель.

Територія України вирізняється надзвичайним багатством і розмаїтістю об'єктів геоспадщини, вартими уваги вітчизняної і світової громадськості [3, 9, 12–14]. Практично кожен геоморфологічний район має певний набір своїх типових, рідкісних, а подекуди й унікальних геооб'єктів з різним ступенем їх концентрації. Для полегшення процедури вибору територій національних геопарків в Україні створено уніфікований опис кожної з них за стандартизованим планом [16], розробленим на основі рекомендацій експертів ЮНЕСКО щодо створення національних геопарків [18–20].

У результаті аналізу й оцінки георізноманітності та геоспадщини об'єктів ПЗФ у різних геоморфологічних районах України було запропоновано низку територій, придатних для створення геопарків. Згідно проведених Лабораторією інженерно-географічних, природоохоронних і туристичних досліджень Львівського національного університету імені Івана Франка досліджень обґрунтовано перспективну мережу геопарків України на основі об'єктів ПЗФ України різного рангу (природні заповідники, національни природні і регіональні ландшафтні парки, заказники, пам'ятки природи). Вона охоплює 28 потенціних геопарків [1, 2, 4–8, 10, 11, 17]:

- ✓ *Вулканічні Карпати* (НПП “Зачарований край” і окремі геомісця). Репрезентуватиме рельєф вулканічного походження, перероблений ерозійними процесами, сліди давньої вулканічної діяльності – жерла давніх вулканів, дайки й екструзії, ерозійні останці вулканічних споруд, відслонення порід вулканічного походження, історико-культурні атракції – оборонні споруди, археологічні пам’ятки тощо;
- ✓ *Скелясті Бескиди* (НПП “Сколівські Бескиди” і РЛП “Поляницький”). Репрезентуватиме скельні комплекси Сколівських Бескидів (Скелі Довбуша у Бубнищі та Урицькі скелі складені ямненськими пісковиками; скельні групи і окремі скелі), багату геолого-геоморфологічну та археологічну спадщину;
- ✓ *Кам’яне кільце* (НПП “Вижницький”). Експонуватиме георізноманіття басейнів рік Черемош і Сірет в межах низькогір’їв, стрімкі схили з відслоненнями геологічних порід, мальовничі скелі, численні водоспади, ущелини-ворота;
- ✓ *Зона Пенінських стрімчаків* (КБЗ). Презентуватиме розчленований гірський рельєф з вапняковими стрімчаками та добре розвинутим карстом: печери, гроти, шахти, колодязі тощо (понад тридцять об’єктів, серед яких найбільша печера Українських Карпат – “Дружба”);
- ✓ *Високогір’я Українських Карпат* (НПП “Карпатський”). Репрезентуватиме високогірний рельєф Українських Карпат із численними геологічними відслоненнями гірських порід, давніми льодовиковими формами (озера, кари, греготи), каньйоноподібними долинами річок, скельними виходами, водоспадами й порогами на річках;
- ✓ *Парк льодовикового періоду* (ПП загальнодержавного значення “Старуня”). Презентуватиме грязьовий вулкан у с. Старуня, місця палеонтологічних знахідок (викопного мамонта, волохатого носорога, оленів та ін.), історію озокеритового і нафтового промислу;
- ✓ *Галицьке Придністер’я* (НПП “Галицький”, ДЗ “Давній Галич” та окремі геомісця). Охопить природні і штучні (кар’єрні) відслонення, де простежується розвиток території протягом крейдового-четвертинного періодів; опорні розрізи стратиграфічних горизонтів крейди (дубновецька світа туронського і коньякського ярусів, луквинська світа сантонського ярусу); потужна товща гіпсоангідритових порід тираської серії верхнього баденію. Слугуватиме модельним районом для вивчення розвитку долини р. Дністер у пліоцен-плейстоценовий час;
- ✓ *Викопний бар’єрний риф* (НПП “Подільські Товтри”, ПЗ “Медобори”). Експонуватиме унікальне Товтрове пасмо – залишок узбережних рифів, витягнених паралельно береговим лініям давніх міоценових морів, стратиграфічні феномени різних геологічних епох та широкий спектр унікальних геоморфологічних утворень – печери, скелі і каньйони;
- ✓ *Дністровський каньйон* (НПП “Дністровський каньйон”, НПП “Подільські Товтри”, НПП “Хотинський”, РЛП “Дністровський”, окремі заказники). Охопить каньйоноподібні відрізки долин Дністра (від Нижнєва до Бакоти) та його приток: типові “дністровські стінки”, низку геологічних відслонень: виходи червоних девонських вапняків, силурійські відклади з багатою палеофауною, гіпсоангідритові товщі зі значним спектром карстового мікрорельєфу, травертинові утворення;
- ✓ *Гіпсовий карст Поділля* (низка ПП загальнодержавного значення). Лабіринтові печери у гіпсоангідритовій товщі верхнього баденію з вторинними відкладами, природні екосистеми лабіринтів. Серед них: найдовша гіпсова печера Оптимістична, печери Озерна, Кришталева, Млинки, Вертеба, Ювілейна та Атлантида, археологічні пам’ятки;
- ✓ *Кременецькі гори* (НПП “Кременецькі гори”). Експонуватиме плосковершинний пасмовий рельєф з асиметричними схилами, складений крейдою, вапняком і піском, сильно розчленований долинами річок, балками й ярами, інтенсивним розвитком процесів (ерозія ґрунтів, зсуви, карст);
- ✓ *Кам’яний ліс на Розточчі* (РЛП “Знесіння”, НПП “Яворівський”, РЛП “Равське Розточчя” та окремі геомісця). Репрезентуватиме горбисту височину Розточчя, складену літологічно різнорідними морськими відкладами крейди, еоцену й міоцену, континентальними антропогеновими відкладами. Є численні геологічні відслонення (природні та штучні кар’єрні виробки), у тім і з включенням скам’янілих дерев;

- ✓ Долина річки Случ (РЛП "Надслучанський"). Охопить каньйоноподібний відтинок долини річки Случ з виходами порід УЩ, флювіогляціальні, еолові утворення;
- ✓ *Словечансько-Овруцький кряж* (Поліський ПЗ, окремі геомісця Словечансько-Овруцького кряжу, геологічний заказник "Камінне Село"). Експонуватиме височинне пасмо, складене з пісковиків, рожевих і червоних кварцитів, пірофілітових сланців, геоструктурно пов'язане з горстом у північній частині УЩ. Сильно розчленоване, з інтенсивними ерозійними процесами. Камінне Село – визначна пам'ятка древлянської культури;
- ✓ *Долина річки Десна* (НПП "Мезинський"). Представить давні і сучасні флювіальні процеси у заплаві р. Десни (правобережжя) з численними старицями, болотами, озерами, ярково-балкову мережу, відслонення крейди; близько 50 пам'яток археології, серед яких всесвітньо відома Мезинська палеолітична стоянка;
- ✓ *Святогірсько-Дружківський* (НПП "Святі Гори", пам'ятки природи загальнодержавного значення "Дружківські скам'янілі дерева", соляні копальні Артемівська і Соледара). Репрезентуватиме крейдяні гори вздовж правого берега р. Сіверський Донець, кам'яний ліс (відслонення скам'янілих дерев, де збереглися фрагменти скам'янілих араукарій) і соляні копальні, багату археологічну й історико-культурну спадщину;
- ✓ *Бузький Гард* (НПП "Бузький Гард"). Представить долини річок Південний Буг, Мигійський Ташлик, Корабельна, Мертвовод, Арбузинка та Бакшала з каньйоноподібними відтинками, виходами кристалічних порід УЩ, річковими порогами, мережу балок та ярів;
- ✓ *Гомільшанський* (НПП "Гомільшанські ліси"). Репрезенуватиме правобережжя Сіверського Дінця, де в ярах і балках можна простежити за зміною палеографічних обставин, починаючи з еоцену, а також еволюцію ґрунтового покриву та знайти скам'янілості і відбитки давньої флори, різночасові археологічні пам'ятки;
- ✓ *Клебан-Бик* (РЛП "Клебан-Бик"). Експонуватиме Клебан-Бицьке водосховище у гирлі р. Клебан-Бик з унікальними природними комплексами й об'єктами: мальовничі горбисті ландшафти, кам'янисті пасма, значні відслонення гірських порід, скам'янілі рештки рослин, коралів, молюсків;
- ✓ *Долина річки Інгул* (РЛП "Приінгульський"). Представить виходи кристалічних порід УЩ по долинах річок Інгул та його приток – Березівка, Сагайдак, Стовпова, Софіївське водосховище, відслонення різновікових порід;
- ✓ *Канівські гори* (Канівський ПЗ і РЛП "Трахтемирів"). Репрезентуватиме сильно розчленований масив Канівських гір – район "Канівських дислокацій", де відклади осадового чохла зім'яті у складки і зібрані у лускато-насувні структури; а також заплавні острови Дніпра, об'єкти історико-культурного заповідника "Трахтемирів";
- ✓ *Олешківські піски* (НПП "Олешківські піски"). Представить другий за розмірами піщаний масив (арену) у Європі – великі за розмірами бархани, давні піщані алювіальні відклади Дніпра тощо;
- ✓ *Кінбурнська коса* (РЛП "Кінбурнська коса"). Демонструватиме сильно витягнутий мис, утворений річковими наносами матеріалу з УЩ: флювіально-еолові акумулятивні процеси, форми еолової акумуляції – дюни, бархани, добре збережені ландшафти, велика кількість солоних і прісних озер;
- ✓ *Кам'яні Могили* (ПЗ "Кам'яні Могили"). Репрезентуватиме потужні виходи кристалічних порід УЩ – унікальних за хімічним складом і фізичними властивостями гранітів; найбільша інтрузія у Донбасі і Приазов'ї. Велика історико-культурна цінність: вважається давнім культовим місцем для представників ямних, катакомбних і зрубних культур;
- ✓ *Булганацьке поле грязьових вулканів* (ПП – вулканічні сопки Обручева, Андрусова і Вернадського та низка геомісць). Представить місце прояву грязьового вулканізму, обумовленого особливістю геологічної будови Керченського півострова, нафтогазоносністю регіону і пов'язане з антиклінальними складками з пластичними глинами у ядрах;
- ✓ *Опукський* (ПЗ "Опукський" та окремі геомісця). Репрезентуватиме унікальний природний комплекс: гора Опук (тектонічного походження, складена мотичними рифовими

вапняками, схили якої розбиті на тераси, ускладнені уступами, крутими урвищами, кам’янистими осипищами), солоне озеро Каяш, скелі Кораблі у прибережній акваторії Чорного моря;

- ✓ *Карадаг* (ПЗ “Карадаг”). Представить вулканічний масив Карадагу – унікальну пам’ятку вулканізму середньоюрського часу на території України у складі Кримських гір. Це кілька гряд, складених породами від ранньоюрського до пізньоюрського віку, що простягаються з пд.-зх. на пн.-сх. Численні різноманітні оригінальні форми вивітрювання порід (лави, туфи, брекчії);
- ✓ *Великий каньйон Криму* (ландшафтний заказник “Великий каньйон Криму”). Репрезентуватиме найбільший каньйон України, утворений у верхньоюрських вапняках на місці тектонічної тріщини. Є численні водоспади, пороги, ерозійні форми (“котли” і “ванни”) на дні каньйону.

Детальніше проаналізували західний регіон України, де на основі згаданих вище критеріїв першочергово у гірській частині Українських Карпат обґрунтовано формування двох геопарків – “Скелясті Бескиди” та “Вулканічні Карпати” [5, 10, 11], одного геопарку у Передкарпатті – “Галицьке Придністер’я” [11], трьох геопарків на території Західного Поділля – “Викопний бар’єрний риф”, “Гіпсовий карст Поділля” і “Дністровський каньйон” [2, 6, 8] і міжнародного (українсько-польського) геопарку “Кам’яний ліс на Розточчі” [7].

Отже, нині найпотужнішим інструментом, який дає змогу вивчати, зберігати, популяризувати і раціонально використовувати увесь спектр георізноманітності і найцінніші зразки геоспадщини окремих територій, є геопарки. У багатьох країнах світу, зокрема європейських, вони вже створені і мають статус національних. Часто вони об’єднані у мережі всередині країни, а найвизначніші здобули міжнародне визнання. Українська наукова громадськість уже кілька років поспіль досліджує зазначену проблематику і має певні напрацювання у цій царині. Львівськими дослідниками уже розроблено положення про геопарки і методичні засади створення геопарків в Україні. Також виділено низку територій, придатних для формування геопарків і об’єднання у мережу національних геопарків України. Дослідження виконано у межах держбюджетної теми Вг 51Ф “Концептуальні і методичні засади обґрунтування мережі геопарків в Україні”, результати передано до Департаменту заповідної справи Міністерства екології і природних ресурсів України.

Список використаних джерел

1. *Адаменко О.М.* “Парк Льодовикового періоду” в Старуні / О. М. Адаменко, Д. О. Зорін, Л. В. Міщенко // Викопна фауна і флора останнього зледеніння : Тези доповідей ІІ Міжнародної наукової конференції. – Івано-Франківськ – Краків, 2007. – С. 29–31.
2. *Брусак В*. Перспективи створення геопарку на території Подільських Товтр / В. Брусак, К. Москалюк // Вісник Львів. ун-ту. Серія географ. – 2012. – Вип. 40. – Ч. 1. – С. 132–141.
3. Геологічні пам’ятки України: У 3 т. / В. П. Безвинний, С. В. Білецький, О. Б. Бобров та ін.; За ред. В. І.Калініна, Д. С.Гурського, І. В.Антакової. – К.: ДІА, 2006. – Т. 1. – 320 с.
4. *Голтуренко І*. Геологічний парк Миколаївщини / І. Голтуренко, В. Манюк, В. Артамонов // Геологічні пам’ятки – яскраві свідчення еволюції Землі: зб. матеріалів ІІ Міжнародної науково-практичної конференції. – К.: Логос, 2011. – С. 30–33.
5. *Зінько Ю. В.* Формування міжнародного геопарку “Скелясті Бескиди” як центру геотуризму / Ю. В. Зінько // Вісник Львів. ун-ту. Серія міжнародні відносини. – 2008. – Вип. 24. – С. 83–93.
6. *Зінько Ю. В.* Передумови створення геопарку “Дністровський каньйон” / Ю. Зінько, О. Шевчук // Дністровський каньйон – унікальна територія туризму: Матеріали міжнародної науково-практичної конференції. – Тернопіль: Підручники і посібники, 2009. – С. 7–12.
7. *Зінько Ю*. Міжнародний геопарк “Кам’яний ліс Розточчя”: концепція та програма формування / [Юрій Зінько, Андрій Богуцький, Віталій Брусак та ін.] // Науковий вісник НЛТУ України. – 2010. – Вип. 20.16. – С. 33–45.

8. *Зінько Ю. В.* Проектовані геопарки Західної України / Ю. В. Зінько, О. М. Шевчук // Фізична географія та геоморфологія. – К.: ВГЛ "Обрії", 2011. – Вип. 3(64). – С. 41–55.
9. *Кравчук Я.* Рельєф Вулканічного пасма Українських Карпат : монографія / Я. Кравчук, Я. Хомин. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 189 с.
10. *Кравчук Я.* Проектований геопарк "Вулканічні Карпати" / Я. Кравчук, Ю. Зінько, Я. Хомин, О. Шевчук // Вісник Львів. ун-ту. Серія географ. – Вип. 40. – Ч. 2. – 2012. – С. 30–43.
11. *Кравчук Я.* Проектовані геопарки Українських Карпат як демонстраційні моделі еволюції Землі / Я. Кравчук, А. Богуцький, В. Брусак, Ю. Зінько, О. Шевчук // Науковий вісник Чернівецького національного університету : Збірник наук. праць. – Вип. 612-613 : Географія. – Чернівці: Чернівецький національний університет, 2012. – С. 102–107.
12. *Москалюк Е.* Подольские Толтры : риф на суше. Анализ рельефа для оптимизации природопользования / Екатерина Москалюк. – Saarbrucken : LAP LAMBERT Academic Publishing, 2011. – 146 s.
13. Рельєф України: навчальний посібник / [Б. О. Вахрушев, І. П. Ковальчук, О. О. Комлєв, Я. С. Кравчук, Е. Т. Палієнко, Г. І. Рудько, В. В. Стецюк]; За загальною редакцією В. В. Стецюка. – К.: Видавничий Дім "Слово", 2010. – 688 с.
14. *Стецюк В. В.* Визначні пам'ятки рельєфу України як рекреаційний ресурс / Г. Сільченко, П. Біличенко // Геологічні пам'ятки – яскраві свідчення еволюції Землі : зб. матеріалів II Міжнародної науково-практичної конференції. – К.: Логос, 2011. – С. 123–126.
15. *Шевчук О.* Геопарки як форма збереження геоспадщини, розвитку геотуризму та геоосвіти / О. Шевчук // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 2010. – Вип. 38. – С. 357–370.
16. *Шевчук О.* Методичні засади створення національних геопарків в Україні / Оксана Шевчук // Науковий вісник Чернівецького національного університету : Зб. наук. праць. – Вип. 587–588 : Географія. – Чернівці: В-во Чернів. ун-ту, 2011. – С. 82–88.
17. *Bogucki A.* Podstawy konceptualne rozwoju sieci geoparków na Ukrainie / Andrij Bogucki, Jaroslaw Krawczuk, Witalij Brusak, Jurij Zińko, Kataryna Moskaluk, Oksana Szewczuk // Geoparki – Georóżnorodność – Geoturystyka : Streszczenia wystąpień. – Lublin, 2011. – S. 9–11.
18. Global Geoparks Network [Electronic resource] – 2010. – [Cited 2011, 24 Oct.]. – Available from: http://www.unesco.org/new/en/natural-sciences/environment/earth-sciences/geoparks/members/
19. European Geoparks Network (EGN) [Electronic resource]. – April 2010. – [Cited 2011, 1 Nov.]. – Available from: www.europeangeoparks.org.
20. UNESCO Geoparks Programme – a new initiative to promote a global network of geoparks safeguarding and developing selected areas having significant geological features // Hundred and fifty-sixth Session. United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization: Executive Board. – Paris, 1999. – S. 1–4.

* * *

УДК 551.4

ЗНАЧЕННЯ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГІЇ ДЛЯ РОЗВИТКУ ГЕОМОРФОЛОГІЇ І ЗАГАЛЬНОЇ ТЕОРІЇ ЗЕМЛІ

Олександр Комлєв

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
Україна, 03680, м. Київ, проспект Академіка Глушкова 2а,
e-mail: morpha2007@ukr.net

В геоморфологічній літературі палеогеоморфології нині приділяється мало уваги. Масштаби палеогеоморфологічних робіт, що ведуться в її основній прогнозно-пошуковій галузі, теж постійно зменшуються (більше з суб'єктивних причин). Найбільш інтенсивними

вони були у 60–80 роки минулого століття, коли створювались наукові, методичні, прикладні засади палеогеоморфології, проходило її організаційне оформлення. Власний багаторічний досвід дозволяє автору стверджувати, що науковий потенціал палеогеоморфології недостатньо використаний для розвитку власної теорії геоморфології й актуальних нині загальних теорій Землі. Цій проблемі і присвячена стаття.

Палеогеоморфологія за своїм основним призначенням має досліджувати палеогеографічні умови та історію *морфосистеми (рельєфу) Землі*. Об’єкти її вивчення (поверхні, тіла) в основному *поховані* в земній корі і вивчаються більше *геологічними* методами. Але, традиційно виявляючи їх геологічний вік (час утворення на експонованій поверхні), необхідно враховувати, що ці матеріальні рештки минулих “рельєфів” зберігаються в *реальному* часі *реальних* геосистем – *власної* – морфосистеми (Землі), а в її складі і більш крупних інтегральних мегасистем і виконують при цьому певні функції.

Морфодинамічна концепція, що домінує в геоморфології, на відміну від попередніх, більше сприяє упровадженню в геоморфологію нових наукових теорій (нерівноважової термодинаміки), нині універсальної методології теорії систем, використанню загальнонаукових підходів, нових технічних засобів. Разом з тим, при розробці вихідних положень концепції були виголошені її постулати про “єдність об’єкту і методу”, “рельєф має досліджуватись власними, *геоморфологічними*, методами”. А цим вимогам відповідає тільки “видимий рельєф” експонованої поверхні літосфери, яка є верхнім обмеженням висхідної і низхідної гілок літодинамічного потоку. Це, динамічно прив’язаний до сучасних базисів ерозії шар порід потужністю у десятки – перші сотні метрів. Натомість більшість об’єктів палеогеоморфології розташовуються нижче. Тому, палеогеомофологія – частина геоморфології, не могла увійти за визначенням до морфодинамічної концепції. Такий “рельєф” звужує традиційні просторово-часові рамки об’єкту геоморфології. За логікою розвитку наук, кожна наступна концепція (теорія) від попередніх бере основне і розвивається згідно існуючим реаліям (тенденціям). Геоморфологія в своєму розвитку прийшла до більш широкого визначення власного об’єкту досліджень давно. Морфодинамічна концепція, успішно вирішуючи нагальні технічні і прикладні проблеми, має виражену “тактичну” спрямованість, а геоморфологічну теорію поглиблює в межах окремих аналітичних напрямків. Тому, вона може вважатись *частковою* концепцією геоморфології.

Загальною, *єдиною* теорією геоморфології досі лишається *циклічність* морфогенезу, основи якої заклав У. Девіс. Ця теорія концептуально визначила і всі її аналітичні напрямки (включаючи палеогеоморфологію) і відкрита новим. Відзначаючи значний вклад багатьох видатних геоморфологів в розвиток теорії геоморфології, треба погодитись з Д. Тімофеєвим, О. Криволуцьким, Г. Уфімцевим, які вважають, що після У. Девіса *суттєвими* (дали початок новим напрямкам досліджень) доповненнями в теорії циклічності морфогенезу були лише ідеї В. Пенка (“центральна динамічна проблема геоморфології”), Л. Кінга (зокрема “кіматогенів”, які сприяли включенню “рельєфу” в інтегральні планетарні мегасистеми, зокрема “земна поверхня–літосфера–астеносфера”) і М. Флоренсова (“геоморфологічних формацій” і “літодинамічних потоків”, які ввели в геоморфологію морфолітогенетичний напрямок). Тому, матеріальний *об’єкт* геоморфології реально сприймається як 4-х (будучи статичним), а в динаміці (додається вимір часу) – 5-ти вимірний. Дефініцій такого “рельєфу” в геоморфологічній літературі не мало і усі вони зводяться в *об’єм, простір, сферу*, що заповнені (або ні) матеріальними *тілами.* Причому “субстрат” цих *тіл* лише *додатковий* об’єкт, а *основний* об’єкт – це морфологія (рельєф) поверхонь – *зовнішніх*, що ці тіла обмежують, і *внутрішніх*, що їх стратифікують, які вивчаються геоморфологією і палеогеоморфологією (поховані поверхні).

Автор статті пропонує виділяти матеріальне “тіло” морфосистеми Землі – *геоморфолітосферу*. Завданнями геоморфології є просторо-часовий аналіз геоморфолітосфери на основі використання загальних наукових підходів, зокрема, концепцій часу. Більшість часових побудов в геоморфології цілком пояснюються субстанціональною, реляційною, динамічною і статичною науковими концепціями часу. Наприклад, субстанціональній концепції відповідає “абсолютний вік рельєфу”, реляційній – “географічний” та ін. цикли, динамічній –

теперішній рельєф. За статичною концепцією часу, минуле, теперішнє, майбутнє існують одночасно, наприклад, у послідовності поверхонь вирівнювання поверхні, морфолітогенетичних пластах кори.

Провідна динамічна парадигма науки і характер об'єкта геоморфології чітко визначає і характер її загальної концепції – як *історико-динамічна*, яку можна називати *морфохронодинамічною*. Цілеспрямовані спроби її побудувати зустрічаються у багатьох дослідників і важливе в ній ними відводиться палеогеоморфології, яка дає для цього необхідну фактичну основу і можливість створити необхідний для її функціонування понятійно-термінологічний апарат. В геоморфології основним способом формування понять є класифікації – визначення понять через розкриття їх змісту. Вивчення історико-динамічної морфосистеми Землі тривалий час спирається на генетичні (розмірно- і історико-генетичні) класифікації. Вони сприяють систематизації, розробці теорії, прогнозуванню, тобто були і метою й засобом дослідження. Динамічні (історико-динамічні) класифікації рельєфу більше відповідають сучасним завданням природничих наук (передбачення, управління, конструювання), враховують досвід складання генетичних класифікацій, способи побудови. Змістом динамічних (історико-динамічних) класифікацій є виділення з використанням синтетичних показників історико-динамічних геоморфосистем різних порядків.

В таблиці 1 приведена класифікація історико-динамічної морфосистеми Землі. Використані в ній принципи дають можливість виявляти історико-динамічні геоморфосистеми за просторовою і часовою розмірністю, складністю, завершеністю, місцю в геоморфолітосфері, сучасних і древніх, екзогенними обстановками й умовами розвитку, геоструктурною позицією.

Таблиця 1

Історико-динамічна класифікація морфосистеми Землі (геоморфолітосфери)

Принципи виділення		Історико-динамічні геоморфосистеми
Розмірність просторова		Регіональні; континентів, океанського дна і перехідних зон; планетарні
Розмірність часова		мікроциклів, мезоциклів, макроциклів, мегациклів
Складність		*Прості* (сформовані протягом мікроциклу); *складні* (сформовані протягом мезо-, макро- і мегациклу)
a) Позиційність		Експоновані, поховані
b) Завершеність		*Незавершені і реліктові* (експоновані), *завершені* (поховані)
Тенденція розвитку		Стабільна, переважаюча, нестабільна
Упорядкованість рельєфу Землі	Вертикальна (гіпсометричні рівні рельєфу Землі)	Вершинний гір, снігової межі, денудаційний, абразійно-акумулятивний *континентів*; шельфових жолобів, материкових підніж, абісальних рівнин, днищ глибоководних западин *океанського дна*
	Горизонтальна (тип морфологічної упорядкованості)	Відцентровий Доцентровий відкритий Доцентровий закритий
Обстановка		Континентальна, морська, берегова
Тип поверхні		Рівнинний, горський
Генетичний	Морфоструктура і геотектура	Морфоструктура і її частини, 2 і більше морфоструктур, морфоструктури (геотектура) континенту, океанської западини, перехідної зони; геотектури (морфоархітектура) Землі
	Морфокліматичні зони рівнин суходолу (екзгенний морфолітогенез)	Гляціальна і перигляціальна (вивітрювання, нівальний, кріогенний), гумідна (флювіальний), семіарідна (флювіальний, еоловий), аридна (вивітрювання, еоловий), семігумідна (вивітрювання, флювіальний), гумідна (вивітрювання, флювіальний)

Найвищий рівень класифікації історико-динамічної морфосистеми Землі утворює геоморфолітосфера, наступний – материків, океанських западин і перехідних зон, далі – їх частин. На рівні материків – це історико-динамічні геоморфосистеми гір, перехідних зон і платформних рівнин. Далі виділяються: підсистеми, що включає геоморфологічні формації (зокрема, підняття-западина); рівень геоморфологічної формації (підняття, западина); рівень підформації. При виділенні геоморфологічних формацій основний критерій – морфологічна цілісність, підформацій – певна успадкованість умов розвитку, геоморфосистем – тип морфологічної упорядкованості, різний для місць висхідних (відцентровий тип) і низхідних (відцентровий тип) літопотоків.

Понятійно-термінологічний апарат морфохронодинамічної концепції створюється на основі обмеженої кількості і однозначних основних (базових) понять і встановлення суборинаційних і координаційних відношень між ними. Вони повинні зберігати зв’язок і створюватись на основі існуючих. Але, треба пам’ятати, що більшість понять сучасної геоморфології виникли ще на описувальній і пояснювальній стадіях розвитку науки і, тому, вирішування нових завдань не завжди може здійснюватись завдяки їх уточненню. Для цього необхідно вводити нові поняття. Найбільш звичайним і психологічно прийнятним є створення термінів на основі використання й комбінування існуючих, але, при необхідності, повинні вводитись і нові, залучені ззовні. Морфохронодинамічна концепція використовує обидва способи. Так, важливе концептуально-методологічне й методичне значення для геоморфології має положення про “поєднаний розвиток рельєфу і пухких відкладів”, яке закріплене базовим поняттям “морфолітогенезу”. В табл. 2 приведені основні поняття й терміни морфохронодинамічної концепції.

Таблиця 2

Понятійно-термінологічний апарат морфохронодинамічної концепції

рельєф Землі – історико-динамічна морфосистема Землі, що розвивається з архею;
геоморфолітосфера – простір-час рельєфу Землі, складена речовинно-морфологічними комплексами *(морфолітотілами)* геоморфологічних формацій (сучасних і древніх);
мікроцикл – висхідна і низхідна стадії розвитку рельєфу; *мезоцикл* – 2 і > мікроциклів; *макроцикл* – мезоцикли геологічного періоду; *мегацикл* – всі макроцикли, співпадає з тектонічним циклом;
морфолітогоризонт – морфолітотіло геоморфологічної формації, сформована впродовж мікроциклу (елемент вертикальної структури);
обмежувальні поверхні морфолітотіл – *експонована* і *поховані*;
морфолітокомплекс – морфолітотіло з певною кількістю представлених в ньому морфолітогоризонтів (елемент горизонтальної структури);
геоморфолітогенез – сукупність процесів формування геоморфолітосфери;
морфолітогенез (*екзогенний*) – поєднане формування рельєфу і відкладів на земній поверхні, включає стадії геоморфолітогенезу – *морфоелювіогенез* і *морфоседиментогенез*;
морфокатагенез, морфометагенез, морфометаморфізм – стадії геоморфолітогенезу, властиві термодинамічним умовам надр;
морфолітодинамічний потік – динамічно зв’язана з сучасними базисами ерозії частина геоморфологічної формації;
морфолітодинамічні тунелі – наскрізні і транзитні морфолітокомплекси, проникні потоками речовини і енергії; *морфолітодинамічні бар’єри* – закриті морфолітокомплекси, змінюють напрями руху потоків речовини і енергії; *морфолітодинамічні пастки* – ділянки накопичення речовини й енергії;
ініціальні (місця висхідних літопотоків), *транзитні* (місця транзиту речовини і енергії), *термінальні* (місця низхідних літопотоків) форми рельєфу; *термінали* – місця акумуляції речовини і енергії.

Морфосистема Землі – унікальне космічне явище (і не тільки у планет нашої Сонячної системи), почала зароджуватися і еволюціонувати ще з раннього архею (катархею) після того як виплавилась і почала руйнуватись базальтова “протокока” (нині “базальтовий шар” кори). Наслідком цього були утворення нинішньої стратисфери і давньої – “гранітно-гнейсо-

вого шару". В цьому перманентному процесі вже давно й абсолютно доведена важлива роль морфосистеми Землі. Тому, дані палеогеоморфології надзвичайно важливі в розкритті "геоморфологічних" умов формування нинішньої і древньої стратисфер земної кори в окремі етапи їх історії. Важливі вони і при створенні сучасних геодинамічних (історико-геодинамічних) моделей Землі. Одна з них – автоколивальна інтегральна мегасистема "земна поверхня – літосфера – астеносфера Гутенберга". Створення їх нині розглядається як важлива і актуальна проблема [1–8].

Список використаних джерел

1. *Комлєв О. О.* Планетарний морфолітогенез і геоморфолітосфера // Зб. наук. пр. міжнар. конф. "Українська геоморфологія:стан і перспективи". – Львів: Меркатор. – 1997. – С.41–45.
2. *Комлєв О. О.* Про основні поняття і проблеми палеогеоморфології // Укр. геогр. журн. – 1977. – №3. – С. 59–63.
3. Комлев А. А. Историко-динамические системы морфолитогенеза и их место в эволюции Земли // Мат-лы XXIV пл. ГК РАН "Геоморфология гор и равнин: взаимосвязи и взаимодействие". – Краснодар, 1998. – С. 34–36.
4. *Комлєв О. О.* Складання карт басейнових історико-динамічних систем рельєфу – напрямок геоморфологічного картографування // Картографія та вища школа. – К., 2001. – Вип. 5. – С. 36–39.
5. *Комлєв О. О.* Карти статики геоморфолітосфери як основа її структурно-функціонального аналізу // Картографія та вища школа. – К.: 2002. – Вип. 7. – С. 32–35.
6. *Комлєв О. О.* Про зміст сучасної концепції геоморфології // Укр. географ. журн. – 2002. – № 2. – С. 10–16.
7. *Комлєв О. О.* Історико-динамічні басейнові геоморфосистеми геоморфологічних формацій Українського щита: автореф. дис. д-ра географ. наук. – К., 2005. – 37 с.
8. *Комлєв О. О., Возбранна О. М., Гулий Р. Г.* Карти динаміки басейнових історико-динамічних систем рельєфу // Картографія та вища школа. – К., 2003. – Вип.8. – С. 109–112.

* * *

УДК 551.4

ДЕЯКІ ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ ТА ФОРМУВАННЯ НАДЗАПЛАВНИХ ТЕРАС Р. БУГ У РАЙОНІ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

Роман Гнатюк*, Йозеф Суперсон**

** Львівський національний університет імені Івана Франка,*
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: romanhnatyuk@ukr.net
*** Університет ім. Марії Кюрі-Склодовської,*
Польща, 20-033, м. Люблін, вул. Академіцка 19,
e-mail: jozef.superson@umcs.lublin.pl

Відтинок долини р. Буг, розміщений у районі Волинської височини, завдяки наявності усіх плейстоценових терас, відомих у верхній (волино-подільській) частині його басейну, виступає опорною ділянкою для вивчення річкових терас верхнього Бугу та його допливів. Особливо важливою і перспективною в цьому плані є північна частина цього відтинку – район Городельського пасма. У приграничній області пасма та на прилеглій до неї з півдня і півночі території України та Польщі різновікові плейстоценові тераси Бугу, Луги та Гучви чітко виражені у рельєфі, а їх будова та будова місцевого покриву четвертинних відкладів взагалі у межах Польщі порівняно добре вивчені.

Наявний фактичний матеріал, зібраний й опрацьований протягом останніх десятиліть головно польськими геологами, географами й геоморфологами [3–5, 14], засвідчує існування у північній частині Волинської височини трьох морфологічно виражених надзаплавних терас (відносні висоти добре збережених поверхонь бузьких терас коливаються тут біля 10, 17 і 30 м) і значно більшої кількості похованих ерозійних врізів, що були утворені до і після трансгресії ранньоплейстоценового (сан 1 / дон) льодовика. Відомо, що поховані “післяльодовикові” врізи, з виповненням яких традиційно пов’язують формування сучасних надзаплавних терас, зазвичай частково чи повністю вкладені в раніше утворені долиноподібні форми, а відповідні їм алювіальні товщі мають вигляд вкладених і вкладено-накладених форм. З’ясовано також, що найглибші річкові врізи були вироблені й виповнені ще у дольодовиковий час; “післяльодовикові” поховані врізи мали тут дещо меншу глибину [4, 5]. Подібна ситуація констатована і у південній частині поліського відтинку долини ріки р. Буг [11].

Існування похованих алювіальних товщ суттєво ускладнює виділення річкових відкладів, приналежних до тієї чи іншої надзаплавної тераси. Розмежування терасових товщ утруднене також через літологічну та палеонтологічну подібність різновікових заплавних і руслових відкладів середнього-пізнього плейстоцену. Вирішення цієї проблеми додатково ускладнене тим, що цокольні поверхні усіх трьох бузьких терас, підстелені плейстоценовими та верхньокрейдовими відкладами, на різних ділянках волинського відтинку долини ріки розміщені на різній висоті і залягають як вище, так і нижче сучасного базису ерозії. Дані польових досліджень і матеріали опису бурових свердловин переконують в тому, що це явище є типовим і має місцевий характер, бо різне за висотою положення цоколя певної тераси місцями фіксоване на поряд розміщених ділянках.

Суттєво різні висоти цокольних поверхонь надзаплавних бузьких терас можуть бути пов’язані з наступними особливостями їхнього формування:

1) цокольні поверхні тераси є наслідком не одного, а кількох алювіальних (ерозійно-акумулятивних) циклів; у різні цикли вироблення й виповнення долинного врізу цокольні поверхні тераси “вирізались” рікою на різних висотних рівнях;

2) формування субгоризонтальних цокольних поверхонь (рівнів) терас відбувалось не лише під час вироблення на певному гіпсометричному рівні нового заплавного дна долини в ерозійну стадію алювіального циклу, а й під час виповнення долинного врізу конктративним алювієм за умови розвитку бокової ерозії ріки; за таких умов поховання раніше утвореної заплавної тераси (високої заплави) супроводжувалось частковим розмивом її відкладів і розширенням заплави внаслідок руйнування (а, можливо, і перекриття) раніше утворених надзаплавних терас і схилів долини з одночасним формуванням одного чи кількох цокольних рівнів.

Попередній поєднаний аналіз будови та стратиграфії конкретних розрізів бузьких терас і висотного положення їх цоколів засвідчує реальність обох способів формування терасових товщ і відповідних їм цокольних рівнів. Обидва варіанти пояснення східчасто-ярусної будови цокольних поверхонь терас частково узгоджені з профільними розрізами терас Бугу та Гучви району м. Грубешув [3, 5]. Наприклад, згідно з ілюстрацією [5, с. 183], цокольна поверхня другої (за термінологією Л. Долецкого, вищої) тераси розташована тут на трьох або чотирьох висотних рівнях. Перший, найнижчий рівень (до 160 м н.р.м.) є базальною поверхнею порівняно вузького еемського врізу. Вищий рівень значно ширше поширений і його висотні показники коливаються в межах 170–177 м (можливо, є сенс виокремити не один, а два самостійні рівні). Найвищий рівень чітко виражений лише в одному місці, де його абсолютна висота перевищує 180 м. Обидва останні рівні приурочені до підошви широко розповсюдженої потужної алювіальної товщі, складеної лесоподібними відкладами. Перший ерозійний рівень прикритий кількаметровою товщею річкових пісків, яку можна тлумачити як перстративний (перестелений) алювій, на вищих лежать головно заплавні відклади, що представляють, мабуть, констративний (настелений) алювій. Це дає підстави вважати, що верхні рівні, на відміну від нижнього, були утворені в акумулятивну фазу формування тераси – під час виповнення долини ріки алювієм констративного типу. Беручи до уваги умови заля-

гання й утворення зазначених рівнів цокольної поверхні тераси, нижній рівень можна б назвати *вирізаним* або *врізаним*, а верхні – *накладеними*.

Розглянутий приклад стосується другої надзаплавної тераси, будова якої вивчена головним чином за даними бурових свердловин. В описах й інтерпретаціях типових розрізів цієї ж тераси [5, с. 165–182] звернено увагу на "приховані" ерозійні поверхні та стратиграфічні незгідності, фіксовані у товщах супіщано-суглинистих річкових відкладів чи приурочені до їх підошов. Такого типу поверхні можуть бути цокольними поверхнями накладеного типу.

Для виявлення й вивчення накладених цокольних поверхонь (регіональних поверхонь розмиву) головним об'єктом дослідження вибрано наймолодшу плейстоценову терасу волинського відтинку долини р. Буг, відому під назвою пізньоплейстоценової, першої надзаплавної [1], нижчої або кристинопільської тераси [6–8]. Внутрішню будову цієї тераси розкривають численні, місцями доволі протяжні (до 150–200 м), природні відслонення, приурочені до берегових уступів ріки.

Тераса займає значну площу у межах волинського відтинку долини р. Буг і творить її головний геоморфологічний рівень, який постійно супроводжує сучасну заплаву ріки з одного чи двох боків. Відносна висота тераси закономірно зростає за течією ріки від 5–7 м біля південного краю височини до 9–14 м у її середній частині. Північніше Сокальського пасма відносна висота тераси помітно не змінюється. Поверхня тераси злегка хвиляста, ускладнена пилуватими й піщаними еоловими підняттями висотою до 5–6 м і видовженими та ізометричними переважно безстічними пониженнями різного генезису. У середній частині Волинської височини та біля її північного краю у будові поверхні тераси важливу роль відіграють невиразні руслоподібні зниження, утворені на завершальному етапі її формування. Ширина цих руслових форм у кілька разів перевищує ширину сучасного русла р. Буг, глибина досягає 3–4 м, але зазвичай є вдвічі меншою. Форма палеорусел у плані звивисто-розгалужена, місцями – звивиста.

У районі гирла Гучви виразність і ширина палеорусел помітно зростає і рівень їх днищ асоціюється з окремою терасою, що займає проміжне положення між поверхнями пізньоплейстоценової тераси і голоценової заплави. Цей рівень в південній частині поліського відтинку долини р. Буг отримав назву проміжної (ерозійної) тераси [10].

Формування пізньоплейстоценової тераси завершилось у головну фазу останнього зледеніння (пізній пленігляціал / пізній валдай) під час утворення найпотужнішого й найпоширенішого горизонту місцевих плейстоценових лесів: численні розрізи тераси засвідчують, що у місцях, надбудованих покривом субаерального лесу, поховані ґрунти відсутні. Суворі кліматичні умови завершального етапу формування тераси підтверджують розривні та складчасті кріогенні структури, виявлені у її приповерхневих відкладах під час візуального вивчення відслнень. Морозобійні кріогенні структури, приурочені до приповерхневої частини тераси, докладно вивчені у південній частині Волинського Полісся [2].

Специфічна особливість геологічної будови фінальноплейстоценової тераси – суттєво піщаний склад верхньої частини її розрізу – найліпше проявлена у середній частині Волинської височини та поза її межами. На інших ділянках волинського відтинку долини р. Буг у будові верхньої частини товщі терасових відкладів більш чи менш виразну перевагу мають супіски та суглинки, лесоподібні у верхній частині розрізу. Цоколь тераси творять головно відклади плейстоцену, місцями – верхньокрейдові мергелі та писальна крейда. Згідно з Л. Долецким [4], у північній частині Волинської височини тіло тераси зазвичай вкладене у відклади, нагромаджені під час зледеніння варти, а також у давніші осади плейстоцену. Врізаний цоколь тераси, фіксований підошвою кількаметрової товщі руслових пісків, за даними бурових свердловин конятатований на рівні цоколя сучасної заплави (3–4 м нижче меженного рівня води). Стисла характеристика геологічної будови тераси та окремих її відслонень міститься у публікаціях А. Яна [6, 7] та Й. Мойского [9].

Для детального вивчення будови тераси вибрано берегові відслонення і кар'єри, розміщені у середній і північній частинах височини у районі сіл Вільвовек, Старгород, Литовеж (Україна), Сліпче, Лушкув (Польща). Відслонення біля сіл Сліпче та відслонення Литовеж 2

представляють лесовий тип розрізу верхньої частини тераси: під ґрунтом до глибини 5–6 м залягають леси та лесоподібні супіщано-суглинисті породи, нижче (до глибини 9–10 м) лежать виразно шаруваті та у більшій чи меншій мірі оглеєні пилуваті й піщані відклади, підстелені приховано й явно шаруватими, зазвичай сильно оглеєними, суглинками. Інші відслонення репрезентують піщаний тип розрізу. Для них типовим є чергування шарів, складених переважно піщаними та пилуватими відкладами. У нижній частині відслонень часто наявні суглинисті відклади, схожі на суглинки з району с. Сліпче. У двох відслоненнях (Вільвовек-кар’єр, Литовеж 3) на їхньому рівні залягають породи верхньої крейди.

У середній і верхній частинах усіх стратиграфічно повних відслонень терасових відкладів виявлені субгоризонтальні ерозійні поверхні, розповсюджені зазвичай у межах усього відслонення. У розрізі Лушкув виявлено декілька таких поверхонь. Одна з них, розміщена на глибині близько 4,5 м, простежена на відстані майже 200 м. Загалом, ерозійні поверхні, фіксовані у відслоненнях тераси, констатовані в інтервалі глибин 2,8–6,2 м. У вертикальному зрізі це чіткі, злегка хвилясті межі шарів, приурочені до підошов нашарувань, складених піщаними та пилувато-піщаними відкладами, інтерпретованими як русловий алювій. Руслові відклади жолобкоподібно, скісно, лінзоподібно, горизонтально та хвилясто верствуваті, містять жорству і гравій давніх і плейстоценових порід. Товщина горизонтів руслового алювію зазвичай не перевищує 1,5 м.

З товщами руслових відкладів, настелених на ерозійні поверхні, просторово пов’язані виразно верствуваті глейові горизонти, складені супісками та суглинками, що містять лінзи і прошарки тонкозернистих пісків. Це відклади старичного типу (алювій періодично функціонуючих відмерлих проток?). Порівняно незначна (зазвичай не більша 2,5 м) сумарна потужність товщ руслових і “старичних” відкладів, приурочених до одного розмиву, засвідчує незначну глибину давніх руслових форм. Беручи до уваги цей факт, а також просторове співвідношення різних субфацій руслового алювію, не типове для меандруючих рік, можна припускати, що річкові відклади верхніх частин терасових товщ нагромадились в умовах функціонування русла звивисто-розгалуженого (меандрово-розтічного) типу. Такий висновок узгоджується з морфологією давніх руслових форм, фіксованих у сучасному рельєфі поверхні пізньоплейстоценової тераси.

Отже, передбачення щодо існування так званих накладених цокольних (ерозійних) поверхонь, утворених під час формування двох нижніх надзаплавних терас р. Буг, за матеріалами вивчення нижньої (фінальноплейстоценової) тераси підтверджується. Не виключено, що ерозійні поверхні накладеного типу, приурочені до одного чи кількох рівнів, існують також і у тілі вищої (30-метрової) плейстоценової тераси й обмежують знизу її відклади у місцях їх накладеного залягання на плейстоценовому та корінному цоколі.

Список використаних джерел

1. *Богуцький А. Б.* Четвертинні відклади // Природа Волинської області / За ред. К. І. Геренчука. – Львів: Вища школа, 1975. – С. 18–25.
2. *Dąbski M., Szwajgier W.* Struktury peryglacjalne w osadach terasy vistuliańskiej doliny Bugu w Obniżeniu Dubienki // Ann. UMCS. Sect. B. – 2005. – Vol. 60. – S. 85–94.
3. *Dolecki L.* Litologia i stratygrafia mezoplejstoceńskich utworów lessowych południowo-wschodniej części Wyżyny Lubelskiej. – Lublin: Wyd. UMCS, 1995. – 169 s.
4. *Dolecki L.* Sediments of the Pleistocene terraces of the Bug and Huczwa Rivers in the vicinity of Hrubieszów // Kwartalnik Geologiczny. – 1999. – Vol. 43. – Nr 1. – P. 27–38.
5. *Dolecki L.* Podstawowe profile lessów neoplejstoceńskich Grzędy Horodelskiej i ich interpretacja litologiczno-stratygraficzna. – Lublin: Wyd. UMCS, 2002. – 264 s.
6. *Jahn A.* Utwory czwzartorzędowe i morfologia doliny Bugu pod Sokalem // Kosmos. – № 65. Ser. A. – S. 9–58.
7. *Jahn A.* Materiały do geologii czwartorzędu północnej części arkusza 1 : 300 000 “Zamość” // Biul. Inst. Geol. – 1952. – № 66. – S. 407–470.

8. *Jahn A.* Wyżyna Lubelska: rzeźba i czwartorzęd // Prace Geograficzne IG PAN. – Warszawa, 1956. – № 7. – 453 s.
9. *Mojski J. E.* Less i inne utwory geologiczne okolic Hrubieszowa // Biul. Inst. Geol. – 1956. – № 100. – S. 463–501.
10. *Rzechowski J*. Młodoczwartorzędowe osady doliny Bugu w okolicy Dubienki // Ann. UMCS. Sect. B. – 1963. – № 16. – S. 37–60.
11. *Szwajgier W*. Plejstoceńska ewolucja doliny Bugu w Obniżeniu Dubienki // Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce: stan aktualny i perspektywy. IV Zjazd Geomorfologów Polskich. Przewodnik wycieczkowy. – Lublin: Wyd. UMCS, 1998. – S. 53–58.
12. *Szwajgier W.*, *Kovalchuk I., Michalczyk Z., Turczyński M.* Fizjograficzna charakterystyka doliny Bugu i jego dorzecza // Korytarz ekologiczny doliny Bugu : stan - zagrożenia - ochrona : praca zbiorowa / Pod red. A. Dombrowskiego. – Warszawa : Fundacja IUCN Poland, 2002. – S. 11–28.

* * *

УДК 551.4.08

АНАЛІЗ НОРМАТИВНИХ ДОКУМЕНТІВ БУДІВЕЛЬНОЇ ГАЛУЗІ УКРАЇНИ В КОНТЕКСТІ РОЗВ'ЯЗАННЯ ІНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ЗАВДАНЬ

Олег Багмет

Інститут географії Національної академії наук України,
Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44,
e-mail: bagmet@ukr.net

Оцінка інженерно-геоморфологічних умов районів проектованого будівництва та функціонування інженерних споруд різних типів є одним з важливих напрямів при господарському освоєнні території, що передбачає необхідність аргументованого вибору місць будівництва, аналізу прояву небезпечних процесів і прогнозування їх впливу на природно-техногенні геоморфосистеми.

Останні, при сучасних потребах і можливостях освоєння геолого-геоморфологічного простору, потребують докладного вивчення передумов їх створення, оцінки розвитку взаємозв'язків між природною та техногенною підсистемами, передбачуваності виникнення нештатних ситуацій тощо. Ці та багато інших аспектів, безумовно мають бути враховані при обґрунтуванні нормативних документів будівельної галузі.

На сьогодні нормативна база будівельної галузі України включає СНіПи (Строительные нормы и правила), ТН (технічні нормативи), ДБН (Державні будівельні норми України), ГОСТи (Государственные стандарти), ДСТУ (Державні стандарти України) та ін. інструкції, методичні вказівки та рекомендації, що регламентують правила організації, управління, економіки будівництва, норм проектування, використання матеріальних і трудових ресурсів тощо. Загалом, тепер в Україні діє близько 1,3 тис. нормативних документів затверджених Міністерством регіонального розвитку та будівництва України (або іншими установами, правонаступником яких є Мінрегіонбуд), що є головним органом у системі центральних органів виконавчої влади з питань забезпечення реалізації державної регіональної політики у сфері будівництва. При цьому приблизно половина з них припадає на документи колишнього СРСР, дія яких поки що не була скасована в Україні.

За розпорядженням уряду № 1982-р від 12 жовтня 2010 року Кабінет міністрів України затвердив план заходів щодо виконання Концепції реалізації державної політики з нормативного забезпечення будівництва в країні на період до 2015 р. Згідно з документом, уряд доручив міністерству регіонального розвитку та будівництва до 2013 р. переглянути держстандарти колишнього Радянського Союзу (ГОСТи) у сфері будівництва і промисловості буді-

вельних матеріалів. Крім того, Мінрегіонбуд спільно з зацікавленими міністерствами та іншими центральними органами виконавчої влади повинен до 2016 р. переглянути будівельні норми і правила колишнього Радянського Союзу (СНиПы). План також передбачає впровадження системи державних будівельних норм і стандартів, які діятимуть до завершення гармонізації нормативної бази з питань будівництва з нормативною базою ЄС.

З метою узагальнення нормативних документів, що регламентують правила проектування в будівельній галузі України нами були проаналізовані державні будівельні норми і стандарти України (ДБН, ДСТУ) та будівельні норми колишнього СРСР (СНиП), що не втратили своєї чинності. При цьому, з усієї множини документів, наша увага була зосереджена на тих з них, в яких оцінюються рельєф, екзогенні рельєфоутворювальні процеси, геологічна будова, тектоніка та сейсмічність для різних видів будівництва.

Проведений аналіз дає змогу стверджувати, що найбільша увага при плануванні, будівництві й експлуатації споруд приділяється екзогенним рельєфоутворювальним процесам. З іншого боку, звертає на себе увагу той факт, що в нових українських нормах, на відміну від радянських, фактично не враховується ендогенна складова морфогенезу, зокрема активні розломні структури, що справляють значний вплив на вибір місця будівництва і безпеку функціонування споруд, зокрема, таких важливих об’єктів як атомні електростанції [1–5]. Так, наприклад, в ДБН В.1.1-24:2009 “Захист від небезпечних геологічних процесів. Основні положення проектування” розглядаються виключно екзогенні рельєфоутворювальні процеси.

З іншого боку, попри те, що рельєф є чи не найважливішим фактором, котрий визначає місце і умови будівництва, економічну ефективність і безпеку функціонування споруд, в наведених нормативних документах відсутні вимоги щодо дослідження рельєфу і конкретних аспектів його оцінки (зокрема, морфологічна, морфометрична, історико-генетична характеристики, взаємозв’язки у системі “рельєф – споруда”, прогноз їх розвитку). Переважна більшість нормативних документів обмежується просто згадкою про рельєф. Наведемо кілька промовистих прикладів: “При необходимости следует учитывать естественный рельеф поверхности основания…” (СНиП 2.02.-85 “Основания гидротехнических сооружений”); “Трасування каналізаційних мереж треба здійснювати з урахуванням рельєфу місцевості…” (ДБН Б.2.4-1-94 “Планування і забудова сільських поселень”). У кількох випадках зустрічаються вимоги щодо врахування певної крутизни схилів району будівництва. У СНіПові 2.05.02-85 “Автомобильные дороги” зазначається, що до складного рельєфу належать ділянки перемежовані густою мережею балок з перевищенням понад 50 м на відстані менше ніж 0,5 км. Абсолютно очевидно, що такої інформації не достатньо для інженерної оцінки придатності території для певного виду будівництва.

Часто нормативні документи містять загальні інструкції на зразок: “…розміщення нового будівництва на даних територіях допускається виключно з техніко-економічним обґрунтуванням і на основі геоморфологічних, інженерно-геологічних, гідрогеологічних досліджень” (ДБН Б.2.4-1-94). Так в ДБН Б.2.4-2-94, пункт 3.4 зазначається, що в процесі розробки містобудівної документації має бути здійснена підготовка та затвердження завдань інженерно-геологічних вишукувань, оглядова інженерна геологія і т. і. Але при цьому не визначається, що саме повинні включати в себе ці дослідження, які конкретні завдання мають бути виконанні і яка установа (чи організації) можуть здійснювати такі дослідження.

Відповідно до переліку чинних в Україні нормативних документів у галузі будівництва станом на 1 січня 2012 р. [6] норми захисту від небезпечних геологічних процесів визначають дев’ять документів (ДБН В1.1-1-94; ДБН В1.1-3-97; ДБН В1.1-5-2000; ДБН В1.1-12-2006; ДБН В1.1-24-2009; ДБН В1.1-25-2009; ДСТУ-НБ В1.1-27:2010; ДСТУ Б-В1.1-28:2010 та СНиП 2.06.14-85).

Слід зазначити, що у нормативних документах зовсім мало приділяється уваги оцінці сучасних ендодинамічних умов будівництва, хоча цей аспект має обов’язково враховуватися не тільки в межах сейсмічно активних територій. У цьому контексті важливого значення набуває інформація щодо активних впродовж неотектонічного і сучасного тектонічного етапів розлом них порушень і зон їхнього впливу. Така інформація є особливо цінною при

виборі місць розташування, обґрунтуванні будівництва та захисті від негативних впливів споруд типу АЕС, ГАЕС, лінійних споруд тощо.

Ще кілька десятків років тому геоморфологи вказували на те, що в будівельних нормах не враховується важлива характеристика рельєфу – здатність до саморозвитку, який спричинює зміну у взаємозв'язках між його компонентами [7]. Питання ж саморозвитку будь-якої системи найтіснішим чином пов'язане з питанням її стійкості, що, у випадку коли мова йде про рельєф, визначає ефективність, безпеку функціонування та використання інженерних об'єктів. Це завдання історичного аналізу розвитку рельєфу, що здатен пояснити особливості формування існуючого рельєфу території будівельного майданчика, його внутрішні і зовнішні зв'язки, встановити фактори, що зумовили сучасний стан рельєфу та будуть визначати його динаміку, як в природному стані, так і під впливом техногенного навантаження, що є обов'язковим при прогнозуванні умов експлуатації об'єктів.

Усе це, на нашу думку, свідчить про необхідність широкого залучення теоретичних і практичних здобутків інженерної геоморфології, що має вже понад столітню історію.

Принципова загальна схема інженерно-геоморфологічних досліджень з метою раціонального природокористування містить такі етапи [8]:

- ✓ загальний геоморфологічний аналіз (дослідження морфоструктури, морфоскульптури та антропогенних форм рельєфу);
- ✓ оцінка рельєфу з позицій інженерно-геоморфологічних напрямів раціонального природокористування;
- ✓ прогноз розвитку рельєфу з врахуванням господарської діяльності;
- ✓ розробка конструктивно-геоморфологічних рекомендацій (найраціональніше використання рельєфу для конкретного виду господарської діяльності).

Удосконалення існуючої нормативної бази будівельної галузі з інженерно-геоморфологічних позицій передбачає обґрунтування напрямів вивчення рельєфу з урахуванням реальних ризиків і небезпек природного та техногенного характеру, що набуває особливої актуальності для територій нестійких у неогеодинамічному відношенні, територій з мозаїчною генетичною, тектонічною, морфологічною будовою тощо, а також для ділянок з високим рівнем техногенної трансформації рельєфу.

Список використаних джерел

1. *Купраш Р. П., Барщевский Н. Е., Палиенко В. П., Швыдкий Ю. П.* Атомные станции // Инженерная география (Основные проблемы и направления). – М.: Моск. филиал геогр. общества СССР, 1989. – С. 91–96.
2. *Палиенко В. П., Страхов В. Н., Старостенко В. И.и др.* Сейсмические явления в районе Чернобыльской АЭС // Геофиз. журн. –1997. – Т. 19. – № 3. – С. 3–15.
3. *Палієнко В. П., Барщевський М. Є., Швидкий Ю. М., Спиця Р. О.* До проблеми геодинамічної небезпеки стосовно об'єктів атомної енергетики України // УГЖ. – 2000. – № 1. – С. 39–44.
4. *Палієнко В. П., Барщевський М. Є., Матошко А. В. та ін.* Принципи та методи геолого-геоморфологічних та морфоструктурно-неогеодинамічних досліджень в районах АЕС України для виявлення дестабілізуючих чинників і вирішення моніторингових завдань // УГЖ. – 2001. – № 3. – С. 59–68.
5. *Палиенко В., Гарецкий Р., Карабанов А., Айзберг Р., Шляупа А.* Главные направления прикладных неогеодинамических исследований // УГЖ. – 1997. – №4. – С. 18–26.
6. Перелік чинних в Україні нормативних документів у галузі будівництва та промисловості будівельних матеріалів станом на 1 січня 2012 р.: Інформаційний довідник / Під ред. Т. І. Власюка. –К.: Вид-во НВВПП "ІнтерУкраїна-софт", 2012. – 204 с.
7. Инженерные исследования для строительства в городах // Инженерная география (основные проблемы и направления). – М.:МФГО, 1989. – С. 124–148.

8. *Волков Н. Г., Кравчук Я. С., Купраш Р. П. и др.* Методические рекомендации по геоморфологическим исследованиям территории Украинской ССР в целях рационального природопользования. – К.: Отд. географии МГИ АН УССР, 1982. – 24 с.

* * *

УДК 551.791 (477)

ГОЛОВНІ ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ РІВНИННОЇ ЧАСТИНИ ЗАХОДУ УКРАЇНИ*

Андрій Богуцький*, Петро Волошин*, Марія Ланчонт, Олена Томенюк*, Роман Дмитрук*, Андрій Яцишин***

**Львівський національний університет імені Івана Франка,*
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
***Університет Марії Кюрі-Склодовської,*
Польща, 20-718, м. Люблін, ал. Красніцька, 2 cd,
e-mail: prostolena.87@mail.ru

В плейстоценовому покриві рівнинної частини заходу України виділяють низку генетичних типів континентальних відкладів: елювіальний, делювіальний, алювіальний, льодовиковий, водно-льодовиковий, озерно-льодовиковий, еоловий (перевіяні піски, навіяні леси), відклади вапнякових джерел (травертини), органогенний (торфовища), гравітаційний (обвальний, осипний, зсувний), пролювіальний тощо [1].

Нами створена карта генетичних типів четвертинних відкладів (масштаб 1 : 200 000) [3], де легко побачити певні закономірності в розподілі генетичних типів. Волинське Полісся вкрите головно відкладами льодовикового комплексу, а також еоловими (перевіяними пісками), торфовищами. Волинська та Подільська височини – це територія майже суцільного еолового (лесового) покриву. В Передкарпатті широко розповсюджені різновікові алювіальні відклади, перекриті субаеральними лесами. Перейдемо до характеристики конкретних генетичних типів плейстоценових відкладів.

Відклади власне льодовикового (моренного) генетичного типу розвинені на Волинському Поліссі, де у найтиповішому вигляді приурочені до Любомльсько-Столинського кінцево-моренного пасма, виділеного П. Тутковським [7]. Вони відомі також у Північно-Західному Передкарпатті, на Волинській височині. Якщо в Передкарпатті та на Волинській височині розвинені морени лише нижньоплейстоценового (окського, сян 2) зледеніння, то на Волинському Поліссі найпоширенішими є дніпровські морени, передбачається наявність слідів московських та доокських моренних відкладів. Останні пов’язані з долинами льодовикового виорювання та розмиву. Морени різноманітного літологічного складу (піщані, глинисті, глинисто-піщані тощо), змінних потужностей (рідко більше декількох метрів), з різним вмістом крупно-уламкового матеріалу місцевого та ератичного походження. Серед уламків порід ератичного походження домінують граніти (розміри окремих валунів перевищують 2 м), гнейси, граніто-гнейси, пегматити, кварцити та ін. Суцільного покриву льодовикових відкладів на рівнинній території заходу України не спостерігається. Льодовикові відклади, як правило, залягають острівцями і збереглися в заглибленнях дольодовикового рельєфу [5, 6, 9]. Останніми роками встановлено, що низка форм, які раніше описані як льодовикові, насправді є камами, тобто продуктами водно-льодовикової акумуляції [5]. Продовжується дискусія стосовно віку зледеніння, що досягло Карпат [10].

* Роботи виконані завдяки фінансовій підтримці міжнародного проекту 691-N/2010/0 Ukraine “Palaeolithic Oecumene of the peri- and meta-Carpathian zone – a study of environment changes of Western Ukraine and South-Eastern Poland in Pleistocene and their influence on primeval settlement and migration pattern (based on loess and cave sites)”.

Відклади водно-льодовикового генетичного типу найповніше представлені на Волинському Поліссі, де складають обширні піщані зандри потужністю до 20 м і більше, ками, ози, а також долини стоку талих льодовикових вод. На Волинській височині та в Передкарпатті водно-льодовикові відклади пов'язані винятково з долинами стоку талих льодовикових вод і ніколи не покривали вододільних просторів. Іноді вони будують камові тераси (наприклад, в околицях Крукенич у Передкарпатті). Морфологічно ці долини добре виражені в рельєфі, але, на жаль, їхня геологічна будова вивчена недостатньо. Це ж стосується долин стоку талих льодовикових вод на Волинському Поліссі (зокрема, прадолини Стир-Словечна) та всієї проблеми стоку талих льодовикових вод взагалі. Дуже гостро стоїть питання стосовно поширення водно-льодовикових пісків на Малому Поліссі. Його вивчення сприятиме розв'язанню проблем генези цієї території.

У геологічній будові долин стоку талих льодовикових вод беруть участь піски (косо- і горизонтальношаруваті, часто гравійні) потужністю до 10 м і більше, у верхніх частинах розрізів спостерігається місцями тонший супіщано-суглинистий матеріал. Матеріали наших досліджень дають підстави стверджувати, що значну частину відкладів долин стоку талих льодовикових вод можна розглядати як перигляціальний алювій. Це проблемне питання потребує спеціального вивчення.

Відклади алювіального генетичного типу – одні із найпоширеніших на рівнинах заходу України. Цю територію дренують ріки басейнів Чорного (Дністер з його чисельними притоками, Прип'ять, Стир, Горинь, Случ та ін.) і Балтійського (Західний Буг та ін.) морів. Річкові долини мають дуже різну будову, яка, зокрема, проявляється в різній кількості терас, їхніх особливостях. Якщо в долинах Прип'яті, Західного Бугу, Горині розрізняють три надзаплавних тераси, то в долині Дністра – не менше семи. Різний, очевидно, й вік долин. Важливо також, що в будові плейстоценових річкових терас практично завжди розрізняють власне алювіальну й покривну субаеральну частини, розмежованих, як правило, добре розвиненим викопним ґрунтом, іноді торфом (розріз Колодіїв у Галицькому Придністер'ї).

В алювіальних відкладах чітко розрізняють руслові, заплавні та старичні фації алювію. Русловий алювій найгрубіший. На Волинському Поліссі та Волинській височині він головно піщаний потужністю максимально до 10 м, у Передкарпатті – гравійно-галечниковий і навіть валунний потужністю до 5–7 м і більше. Крупноуламковий русловий алювій характерний для усіх терас Дністра й у межах Придністерського Поділля. Заплавний алювій у будові поліських річок здебільшого піщаний, супіщано-суглинисті відміни спостерігаються рідше. На річкових терасах Волинської височини та північної частини Поділля в будові заплавного алювію переважають горизонтально верствуваті супіски та суглинки з потужністю близько 5 м. Для передкарпатських річок заплавний алювій менш характерний і найчастіше складений пісками. Старичний алювій у порівнянні з іншими фаціями алювіальних відкладів зустрічається рідше, його потужності дещо перевищують потужності заплавної фації у рівнинних річках. Він збагачений органікою, заторфований.

Ступінь вивченості річкових долин рівнинної частини заходу України дуже різний. Найменше вивчені долини лівобережних подільських приток Дністра, немає єдиної думки навіть щодо розвитку терас в їхніх долинах. Дискусійним залишається питання стосовно будови і генези поверхонь вирівнювання Лоєвої і Красної.

Елювіальні нагромадження широко розповсюджені на території рівнин заходу України. Вони формувались на різноманітних породах, у різних кліматичних умовах, тому дуже строкаті за складом, потужностями, збереженістю. Розчленовують звітрілі товщі згідно з розробленою схемою (табл. 1).

Зона *монолітних порід, порушених звітрюванням,* є перехідною між монолітними й породами, зруйнованими до стану уламків. Вплив елювіогенезу* тут відносно незначний. Він проявляється в деякому розширенні тектонічних і тріщин напластування, озалізенні їхніх стінок, розвитку карсту тощо. Мінеральний склад порід практично не змінюється.

---

* Суть терміну "елювіогенез" приймаємо за Є. Шанцером [8].

Таблиця 1

Схема розчленування звітрілих товщ на зони

Зона	Назва зони
III	Залишкових нагромаджень і нових сполук
II	Уламкова
I	Монолітних порід, порушених звітрюванням

Уламкова зона виділяється у звітрілих товщах дуже чітко і розглядається нами як нижня частина розрізів елювію. Вона складається із уламків материнських порід, розміри яких зменшуються від підошви зони до її верхньої частини. Ця зона формувалась у перигляціальних умовах головно на скельних породах і досягає потужностей 5–10 м.

Зона *залишкових нагромаджень і нових сполук* – верхня частина розрізів елювію. Вона складається з залишкових продуктів вивітрювання й новоутворених сполук. Уламки материнських порід становлять тут невеликі домішки. Ця зона властива для елювію, сформованого на нерозчинних у воді породах або ж уміщуючих значну кількість нерозчинних у воді компонентів. На розчинних породах (гіпси, чисті вапняки та ін.) залишкові нагромадження не утворюються. Пересічні потужності цієї зони – 1,5–2 м, максимальні – 3–4 м і більше.

Оскільки продукти елювіогенезу, що сформовані на різних породах, суттєво відрізняються між собою, осадочні породи досліджуваної території за характером елювію розділено на декілька груп: 1) кременисто-глиноземисті (глини, глинисті сланці); 2) кременисті (кварцові піски, пісковики та ін.); 3) карбонатні (різноманітні вапняки, мергелі, писальна крейда та ін.); 4) хлоридно-сульфатні (гіпси, ангідрити). На кожній із названих груп порід формується різний розріз елювію. Підкреслимо, що дослідження елювію має велике значення для вивчення інших генетичних типів плейстоценових відкладів, зокрема, для розв’язання питання генезису лесів [4].

Відклади делювіального генетичного типу пов’язані з районами інтенсивно розчленованого рельєфу: схили долин Дністра та його лівих приток у межах Придністерського Поділля, Повчанська і Мізоцька височини, північний схил Розточчя, Гологоро-Кременецький низькогірний край Поділля та ін. [2]. В основі розрізів делювіальних відкладів на корінних породах залягає шар уламкового матеріалу, орієнтованого переважно по напрямку схилу. Уламки гострокутні, слабкообкатані, їхні розміри змінюються в межах від декількох сантиметрів до 1 м і більше*. Вверх по розрізу розміри і кількість уламкового матеріалу зменшуються, верхня частина розрізів делювію представлена шаруватим дрібнозернистим матеріалом, у т.ч. і лесами. Подібна закономірність у зміні розміру матеріалу спостерігається також від привершинної до периферійної частини делювіального шлейфу. Потужність делювіальних відкладів рідко перевищує 8–10 м. Оскільки різні геологічна будова схилів, їхні морфологічні особливості, протяжність, то сформовані на них делювіальні шлейфи також характеризуються великою строкатістю.

Серед еолових відкладів рівнинної території заходу України виділяють два генетичних типи – ***еолові піски*** та ***еолові леси***.

Еолові піски найпоширеніші на території Волинського та Малого Полісся, де пов’язані із зандрами, поверхнями піщаних перших надзаплавних терас поліських річок. Еолові піски винятково однорідні, добре відсортовані, зі своєрідною косою шаруватістю. Потужність еолових пісків, якими побудовані різноманітні дюни, досягає 10 м і більше.

Еолові леси плащеподібно вкривають Волинську та Подільську височини, а також переважну територію Передкарпаття, де вони поширені на річкових терасах і вододільних поверхнях. На Волинському Поліссі леси практично відсутні, а на території Малого Полісся характерні тільки для Пасмового Побужжя. На вододільних поверхнях Опілля та Розточчя лесовий покрив часто денудований.

---

* Великі брили мають гравітаційне походження.

Лесові товщі заходу України мають потужності до 30 м і більше. Вони формувались у складних перигляціальних умовах, котрі змінювались міжльодовиковими та іншими потеплліннями, під час яких формувались викопні ґрунти (ґрунтові комплекси). В лесово-ґрунтовій серій виділяється низка самостійних лесових, палеоґрунтових і палеокріогенних горизонтів. Їхнє вивчення дало змогу розробити детальну стратиграфічну схему лесово-ґрунтової серії Волино-Поділля та скорелювати її зі схемами інших регіонів України та Польщі.

Лесово-ґрунтова товща рівнинної території заходу України добре вивчена. Тут досліджено десятки опорних розрізів з використанням комплексу сучасних методів аналітичних досліджень плейстоценових відкладів. Проблемними залишаються питання відтворення палеогеографічних умов формування окремих горизонтів, особливості рельєфу лесових покривів, кореляція стратиграфічних схем лесово-ґрунтових серій тощо.

Отримано чимало інформації і стосовно інших генетичних типів плейстоценових відкладів рівнинної частини заходу України. Встановлено, що генетичні типи континентальних відкладів досліджуваної території знаходяться у тісних парагенетичних зв'язках, часто об'єднуючись у парагенетичні ряди. Оскільки плейстоценові відклади повсюдно є об'єктами господарської діяльності людини, то їхнє вивчення набирає великого практичного значення.

Список використаних джерел

1. *Богуцький А. Б.* Генетичні типи четвертинних (антропогенових) відкладів Волино-Подільської височини / А. Б. Богуцький // Матер. наук. конф. по вивченню та використанню продуктивних сил Поділля. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1966. – Вип. 1. – С. 30–35.
2. *Богуцький А. Б.* Закономірності розповсюдження, особливості будови та умови формування делювіальних відкладів Волино-Подільської плити / А. Б. Богуцький // Доповіді АН УРСР. Серія Б: геологія, геофізика, хімія та біологія. – 1967. – № 6. – С. 479–482.
3. *Богуцкий А.Б.* Генетические типы четвертичных (антропогеновых) отложений юго-западной окраины Русской платформы и их инженерно-геологическая характеристика : автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / А. Б. Богуцкий. – Москва, 1967. – 21 с.
4. *Богуцкий А. Б.* Генезис лессов юго-западной окраины Русской платформы / А. Б. Богуцкий // Труды Международн. симпоз. по литологии и генезису лессовых пород. – Ташкент : ФАН, 1970. – Т. 1. – С. 345–354.
5. Гляціал і перигляціал Волинського Полісся : матеріали XIII українсько-польського семінару (Шацьк, 11–15 вересня 2005 р.) / [гол. ред. А. Богуцький]. – Львів : ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2005. – 249 с.
6. Гляціал і перигляціал Українського Передкарпаття : збірн. наук. праць (до XVII укр.-пол. семінару. Самбір, 15–18 вересня 2011 р.) / [гол. ред. А. Богуцький]. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 306 с.
7. *Тутковский П. А.* Конечные морены, валунные полосы и озы в Южном Полесье / П. А. Тутковський // Зап. Киев. об-ва естествоиспытателей. – 1902. – Т. 16. – Вып. 2. – С. 1–108.
8. *Шанцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований / Е. В. Шанцер. – М. : Наука, 1966. – 240 с.
9. Glacial i peryglacial na międzyrzeczu Sanu i Dniestru / [red. M. Łanczont]. – Lublin, 2000. – 206 s.
10. *Lindner L.* Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian Upland (Ukraine) / L. Lindner, L. Marks // Geochronometria. – 2008. – T. 31. – P. 31–37.

* * *

УДК 551.8:631.4:681

ЗАПИСЬ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ В КУРГАННОМ МОГИЛЬНИКЕ ВЕРХНЕГО ПОДНЕСТРОВЬЯ (на примере исследований курганного могильника Буковна в 2012 г.)

Жанна Матвиишина*, Александр Пархоменко, Сергей Лысенко***, Пшемыслав Макарович******

** Институт географии Национальной академии наук Украины, Украина, 01034, г. Киев, ул. Владимирская, 44, e-mail: maptour@ukr.net*
*** Черниговский государственный институт экономики и управления (Чернигов),*
**** Институт археологии Національної академії наук Украины (Киев),*
***** Институт праистории при Университете им. А. Мицкевича (Познань, Польша), e-mail: przemom@amu.edu.pl*

Курганный могильник Буковна является одним из базовых памятников комаровской культуры тшинецкого культурного круга [1, 4]. Могильник расположена примерно в 14 км на север от г. Тлумач, к западу от с. Буковна (укр.: Буківна, пол.: Bukówna) Тлумачского района Ивано-Франковской области. Занимает высокий правый берег Днестра.

В 1931 г. Ян Брык зафиксировал 46 насыпей; 6 курганов было раскопано [3, 5]. В 1937 г. Маркиан Смишко и Ирэна Сивкувна исследовали еще семь насыпей [6]. Курганы, согласно публикациям, содержали кремации комаровской культуры.

В 2010–2012 гг. исследования могильника были возобновлены совместной украино-польской экспедицией Института археологии НАНУ (Фастовская археологическая экспедиция), Университета имени Адама Мицкевича в Познани и Прикарпатского национального университета имени В. Стефаника [2]. В 2010 г. в лесу были выделены две группы курганов – № 1 (к северо-западу от села) и № 2 (к юго-западу от села). В курганной группе № 1 был полностью раскопан курган № 1 и частично исследован курган № 2. В 2011 г. в лесу к западу от села была обнаружена ещё одна курганная группа – № 3. В 2012 г. экспедиция продолжила раскопки курганов группы № 1. В северной подгруппе был доисследован курган № 2/2010 и полностью раскопан курган №3/2012.

Палеопедологические исследования в 2012 г. были проведены на кургане № 2. Курган расположен у поворота грунтовой дороги на с. Милованье (48°58.378С, 24°57.236В). Высота насыпи над уровнем погребённой почвы – около 1,8 м, диаметр – 22х18 м. Курган насыпан над естественным возвышением, что визуально увеличивает его размеры. С курганом связаны два объекта эпохи бронзы: каменная оградка (кенотаф?) в северо-восточном секторе и сожённая деревянная конструкция с остатками кремации на месте – в юго-западном. Из насыпи и объектов кургана происходят развалы 10 сосудов, бронзовая булавка с приплюснуто-биконической головкой, изделия из кремня. Керамический комплекс позволяет датировать курган в пределах второй четверти 2 тыс. до н. э. (около 3600 BP).

Под курганом, в чёрной погребённой почве обнаружены кострище и фрагменты керамики эпохи энеолита (?) (предварительно – 4 тыс. до н.э.; ~6000–5000 BP).

В июле 2012 г. по приглашению ст. научн. сотрудника отдела каменного века Института археологии НАНУ С. Д. Лысенка, Ж. Н. Матвиишиной и О. Г. Пархоменко проведены палеопедологические исследования кургана в районе с. Буковна в составе польско-украинской экспедиции.

Во время полевых работ проведено палеопедологическое изучение отложений насыпи кургана 2 и древних голоценовых почв с артефактами эпохи бронзы и энеолита. Ранее, в 2011 г. проводилось предварительное изучение курганных почв, но по образцам отобранных

археологами. В 2012 году осуществлено детальное послойное педологическое описание отложений курганного могильника в четырех расчистках (одна из них (расчистка № 2) – в центральной части кургана, две – по периферии кургана (расчистка № 3, № 4), одна – фоновая) (рис. 1).

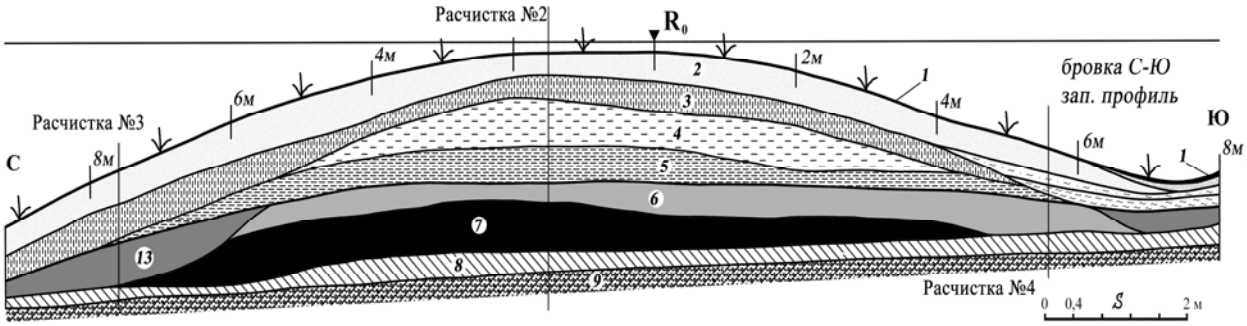


Рис. 1. Буковна – 2012, курганная группа 1, профиль кургана 2 с расчистками: (1 – дерн; 2–3 – буроземно-сильноподзолистая современная почва; 4–5 – слои валков; 6 – древняя темно-серая лесная почва; 7 – древняя луговая почва; 8–9 – суглинок).

Подход к изучению голоценовых почв как полигенетических образований дает хорошие результаты в изучении стадийности их формирования при геоархеологических исследованиях [7–10]. Наибольшего внимания заслуживают работы отечественных ученых В.П. Золотуна, М. Ф. Веклича, Ж. Н. Матвиишиной, Н. П. Герасименко, А. Г. Пархоменка и др. Среди зарубежных ученых большой вклад в развития данных исследований сделали И. В. Иванов, А. А. Александровский, А. А. Величко, Т. Д. Морозова, В. А. Демкин и др.

Детально изучена почва, перекрытая насыпью, с целью реконструкции условий древнего почвообразования. Из отложений было отобрано 21 образцы на микроморфологический и другие виды анализов для уточнения генезиса почв. По результатам археологического изучения артефакты в нижней (темноцветной) почве датируются 5000–6000 лет тому (относятся к энеолиту). Артефакты из верхней (буро-подзолистой почвы датируются эпохой бронзы) 3500 лет тому.

Наиболее полно почвенные отложения кургана описаны в расчистки № 2.

РАСЧИСТКА №2 (центральная часть кургана), курганная группа № 1 (курган № 2). Расположена расчистка в северо-восточном углу юго-западного сектора, в центральной части кургана. Здесь археологами зафиксированы артефакты эпохи бронзы (3 650–3 500 лет тому), а также энеолита в древней почве под курганом (6 000 лет тому). В расчистке вскрыто 3,4 м отложений в том числе с продуктивным слоем эпохи энеолита в почве, подобной темносерой лесной или луговой оподзоленной. В профиле четко отбивается верхняя часть (до 0,8 м) с бурой лесной почвой и средняя – (0,8–1,5 м) с четкими ортзандовыми слоями по курганной насыпи. В интервале 1,5–1,9 м – материал сероватый (дернинные валки насыпи). В интервале 1,9–2,9 м – почва, на которой сформирован курган с артефактами бронзового века – темно-серая оподзоленння, с 2,9 до 3,4 м вскрыта порода, на которой формировалась более древняя почва.

Выражены такие признаки современной почвы, как бурые тона окраски, четко выраженные гумусово-элювиальный и "отмытый" иллювиальный горизонт почвы общей мощностью около 0,4 м. Наличие иллювиального и хорошо выраженного бурого с ореховатой структурой горизонта и ортзандовых прослоев до глубины 1,5 м в материале насыпи могут быть особенностями хорошо развитой современной ***буроземно-сильноподзолистой легкосуглинистой почвы***, развитой на насыпи кургана.

Насыпь в интервале 0,7–1,5 м представлена песчано-легкосуглинистым материалом с ортзандовыми прослоями, что является подтверждением развития процессов подзолообразования. В нижней части в интервале 1,5–1,9 м насыпь кургана сложена ***валками дернины***. Насыпь перекрывает четко проявляющуюся и заметную по окраске, с выраженной диффе-

ренциацией профиля древнюю почву. Судя по характеру профиля – это темносерая оподзоленная лесная переходная к серой почва с отчетливым иллювиальным горизонтом. Она – трехчленного строения с гумусово-элювиальным (0,3 м) и гумусово-переходным горизонтом с признаками иллювиирования (0,2 м). В почве хорошо представлен также иллювиальный горизонт с характерными для него признаками бурой окраски, ореховатой структурой, с ожелезненным и оглиненным материалом. Принадлежность данной почвы к типу серых лесных подтверждается и микроморфологическими признаками: в гумусово-элювиальном горизонте отчетливы губчатая структура, множество “отмытых” микроучастков наряду с отдельными мелкими натеками. Обилие и разнообразие форм обособлений колломорфных глин (натеки, струйки, инкрустация и выполнение пор), строение в форме слитых блоков свидетельствуют об активном развитии процессов иллювиирования и лессиважа. Диагенез проявляется в несоответствии темно-серых тонов окраски верхних гумусовых горизонтов почвы и наличию там же относительно большого количества натеков колломорфных глин, что может быть связано с активным оподзаливанием и проникновением растворов из вышележащей современной почвы. В этом разрезе очень четко прослеживается черный материал гумусового горизонта, который мог сформироваться под высоким травостоем в более континентальных, чем современные условиях и, возможно, более прохладных. Бурые тона окраски, повышенные оглиненность и ожелезненность материала в иллювии свидетельствуют об условиях лесного почвообразования и формировании бурых лесных почв более теплого, чем современный климата. Отчетливость и гумусированность верхних гумусовых горизонтов почвы может свидетельствовать об усиливающихся похолодании и континентализации режима почвообразования, возможно связанного с климатическим минимумом суббореальных условий в интервале времени 3 500–3 600 лет назад. Об олуговении и остепнении почвообразования свидетельствуют и признаки активной деятельности землероев в виде кротовин и червороин, значительной гумусированности и агрегированности материала с комочками и сгустками гумуса (экскрементами червей) и развитой сети межагрегатных пор. Иллювий отражает буроземное почвообразование в пик суббореального потепления. Гумусированная луговая почва, темно-серая по цвету и с обилием кротовин связана с континентализацией условий временного похолодания. Сформированная на поверхности вала современная буроземно-сильноподзолистая почва отражает условия современного климата.

Выводы. Развитие почв можно определить следующей колонкой: I фаза – 6 000–4 200 тыс. лет тому – формированием бурых лесных иллимеризованных почв (флювисоли) в условиях пика потепления суббореального времени, когда климат был теплее современного; II фаза – 3 600–3 500 лет тому (эпоха бронзы) – развитие луговых и лугово-лесных процессов, формирование мощного темносерого гумусового горизонта под высокотравной луговой растительностью, климат прохладнее и континентальнее современного; III фаза – современность до 150 тыс. лет тому – фаза избыточного увлажнения с формированием элювиально-глеевых подзолистых осветленных горизонтов при застое поверхностных вод над материалом древних почв (второго гумусового горизонта), климат прохладнее, чем в начале суббореала и более влажный, активно развиваются оподзаливание и лессиваж, формируются буроземно-подзолистые почвы.

При формировании темносерых лесных почв бронзового века, вероятно, здесь были преобладающими лугово-лесные ландшафты с открытыми пространствами. Условия климата были более прохладными и континентальными, чем современные и связанны с пиком похолодания в суббореальное время. В низах почвы хорошо представлен бурый иллювиально-глеевый горизонт со всеми его характерными макро- и микроморфологическими признаками: бурым окрашиванием, ореховатой структурой, пленками гидрооксидов железа и марганца по граням структурных отдельностей. В микроморфологии признаки развития процессов оподзаливания, лессиважа и оглеения выражены неоднородностью мраморовидного окрашивания. Почвы были достаточно плодородными, что позволяло развиваться земледелию, а обильный травостой луговых пространств мог служить пастбищами для одомашненных животных. Лесные участки обеспечивали дополнительное снабжение ягодами, грибами и служили охотничьими угодьями, а древесина служила строительным материалом. Климат

был умеренно-теплым с достаточным количеством осадков, обеспечивая природное увлажнение для сельхозкультур. Возможно, имела место вырубка лесов, развивавшихся в более теплых условиях предыдущего периода, для обеспечения более качественного жизненного пространства.

Разрезы хорошо коррелируются с фоновыми почвами. Почва бронзового века – с иллювиальным горизонтом современной буроземно-псевдоподзолистой почвы и, по сути является вторым гумусовым горизонтом. Избыточное увлажнение современного этапа привело к формированию осветленного оглеенного оподзоленного горизонта, обедненного органическими веществами, но второй гумусовый горизонт обеспечивает растения необходимыми органическими веществами для развития.

Геоархеологические исследования необходимы в наше время для развития перспективного направления в Украине – археологический туризм, цель которого заключается в посещении мест, связанных с археологическими раскопками. Во время таких поездок туристы могут не только услышать лекцию проффесионального археолога, но и прикоснуться к предметам седой давности, даже взять участие в раскопках. Эти исследовани позволят заглянуть в глубину истории человечества и реконструировать палеообстановки прошлого.

Список литературы

1. *Лысенко С. Д.* Реконструкция погребального обряда восточного ареала тшинецкого культурного круга (по материалам исследований последних лет) // Археологія і давня історія України. – Вип. 5. – К.: Інститут археології НАН, 2011. – С. 66–71.
2. *Лысенко С. Д., Макарович П., Кочкин И. Т., Шкляревский Е. И.* Предварительные результаты исследований могильника Буковна // АДУ 2010. – К.-Полтава, 2011. – С.226–228.
3. *Bryk J.* Tymczasowe sprawozdanie z badan archeologicznch w Bukownie, pow. Tlumacki // Sprawozdania PAU, 1932. – T. XXXVII, № 5. – S. 21–22.
4. *Makarowicz P.* Trzciniecki krągu kulturowy – wspólnota pogranicza Wschodu i Zachodu Europy. – Poznan: wydawnictwo Poznańskie, 2010. – 445 s.
5. *Rogozińska R.* Cmentarzysko kultury komarowskiej w Bukownie // Materialy Archeologiczne. – T. I. – 1959. – S. 97–114.
6. *Siwkówna I.* Tymczasowe wyniki badań terenowch w Bukónej, pow. Tłumacki // Z otchtani wieków. – 1937. – XIII. – S. 67–70.
7. *Матвиишина Ж. Н.* Микроморфология плейстоценовых почв Украины / Ж. Н. Матвиишина. – К.: Наук. думка, 1982. – 144 с.
8. Методика палеопедологических исследований / [М. Ф. Веклич, Ж. Н. Матвиишина, В. В. Медведев и др.]. – К.: Наук. думка, 1979. – 271 с.
9. *Дмитрук Ю. М., Матвіїшина Ж. М., Слюсарчук І. І.* Ґрунти Траянових валів: еволюційний та еколого-генетичний аналіз. – Чернівці: Рута, 2008. – 228 с.
10. Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України // За ред. Ж. М. Матвіїшиної. – К.: Наук. думка, 2010. – 191 с.

* * *

УДК 551.435.8

КАРСТОВИЙ РЕЛЬЄФ ГАЛИЦЬКОГО РАЙОНУ ІВАНО-ФРАНКІВСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Софія Комариця

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: geomorph@franko.lviv.ua

Галицький район Івано-Франківської області знаходиться на стику двох геоморфологічних та фізико-географічних країн: Східноєвропейської рівнини і Карпатських гір, природ-

ною межею між якими є ріка Дністер. Долина Дністра і прилеглі до неї території представлені генетично і морфологічно відмінними типами рельєфу. Правобережжя утворює сильнорозчленована структурна височина Опілля, що відрізняється від структурних форм Поділля горбогірним типом рельєфу. Для опільських приток Дністра характерні субмеридіональне простягання та асиметрія схилів долин [6]. Лівобережжя досліджуваної території належить до Пригорганського Передкарпаття, для якого характерне чергування видовжених до Дністра денудаційно-акумулятивних та денудаційних поверхонь межиріч з терасованими річковими долинами [3]. На цьому фоні морфологічно чітко виділяється алювіальна Галицько-Букачівська улоговина, для якої характерний монотонний вирівняний рельєф [6].

Особливістю Галицького району, як частини Галицького Придністер’я є поширення *карбонатного* та *сульфатного типів карсту*, які зумовлені приповерхневим заляганням розчинних відкладів неогену: нижньожньобаденських вапняків, гіпсоангідритів тираської світи та верхньобаденських ратинських вапняків. Найбільш яскраво та різноманітно виражений саме сульфатний тип карсту, тому що карстові процеси розвиваються значно активніше в гіпсоангідритах, ніж у вапняках.

Порівняння карт поширення карстових форм рельєфу та геологічної показує, що ці форми рельєфу приурочені до місць, де відклади, що карстуються безпосередньо виходять на денну поверхню чи залягають близько до неї, відкриті руслами тимчасових та постійних водотоків. Для активного розвитку карстових форм рельєфу окрім контакту розчинної породи з водою необхідний також горизонтальний і вертикальних рух поверхневих та підземних вод безпосередньо в товщі цих порід, який може здійснюватися за умов їхньої тріщинуватості. Тектонічні рухи, які спричинили розривні порушення в баденських відкладах, тісно пов’язані з місцевими дислокаціями і відносяться до пізнього баденію – початку раннього сармату [4, 6]. Формування Карпат спричинило порушення монолітності цих відкладів та їхнього гідрогеологічного режиму. До природних факторів, які безпосередньо впливають на процеси карстоутворення належать кліматичні особливості Галицького району: надмірна кількість і нерівномірний розподіл атмосферних опадів, їх зливовий характер, різкі коливання температури [4].

Відклади тираської світи, у яких розвивається сульфатний карст, залягають трансгресивно на розмитій поверхні опільської світи або на породах верхньої крейди. Світа складена переважно дрібнозернистими і крупнозернистими гіпсами, які у верхній частині перешаровуються з глинами або з ратинськими вапняками. Товща гіпсів являє собою єдиний стратиграфічний горизонт, який не вміщує в собі будь-яких інших потужних і витриманих прошарків порід. Лише в деяких випадках усередині товщі зустрічаються лінзи загіпсованих глин потужністю 10–50 см чи тонкі (1–2 см) прошарки піску та глин [4]. Глинисті прошарки є серйозною перепоною для проникнення в товщу гіпсоангідритів агентів карстоутворення і можуть сповільнювати карстоутворення. Глинисті відклади, закупорюючи тріщини, затримують вертикальний рух води. Таким чином, утворилась більшість карстових озер в опільській частині Галицького Придністер’я, натомість на перед карпатській – озера майже відсутні.

Розташування Галицького району у межах різних геоморфологічних та фізико-географічних країн зумовило й інші відмінності в особливостях поширення карстового рельєфу. Для його аналізу та порівняння у межах опільської і передкарпатської ділянок території досліджень обрано репрезентативні ключові ділянки. Для встановлення літологіч-ного типу карсту на геологічну карту були нанесені карстові форми рельєфу, виявлені на аерофотознімках і топографічних картах масштабу 1 : 10 000 та обстежені під час польових робіт.

Ключова ділянка № 1 розташована на лівобережжі Галицького району, охоплює межиріччя і долини рік Тумир та Горожанка. У геоморфологічній регіоналізації П. М. Цися [6] територія належить до району південно-опільської хвилястої височини в межах дуже розчленованої структурної височини Опілля. Для цієї ділянки характерне загальне зниження місцевості в напрямку до Дністра та невеликі перепади висот. В цілому, місцевість є хвилястою височиною, що складається з більш округлих і плоских пасем, абсолютні висоти яких не перевищують 350 м.

Тираська світа поширена на ділянках межиріч. Виходи товщі на денну поверхню зафіксовані на абсолютних висотах від 280 до 320 м, у долинах головних рік та їх приток вона розмита. Гіпсоангідрити перекриті глинами з прошарками пісковиків та алевролітів косівської світи, підстелені нижньобаденськими та верхньокрейдовими відкладами (переважно вапняки з прошарками мергелів, пісковики, глини та алевроліти), які виходять на денну поверхню в долинах рік.

Карстовий рельєф ділянки представлений *блюдцеподібними і конусоподібними лійками, карстовими озерами та колодязями, закарстовиними ярами*. Найсприятливіші умови для розвитку карсту у місцях, де спостерігається густа ерозійна мережа, яка розкриває породи, що піддаються карсту. А також на вузьких плоских ділянках вододільних пасем (де підземний стік переважає над поверхневим) з незначною потужністю покривних легководопроникних лесовидних суглинистих утворень.

Серед карстових лійок найпоширеніші карстово-суфозійні. Найбільша їх кількість приурочена до зон активної вертикальної циркуляції, де атмосферні опади поглинаються вертикальними тріщинами і понорами та проникають вглиб вапняків та гіпсів [4]. Карстові лійки поширені на висотах від 260–280 м до 320–340 м. За приуроченістю до рельєфу їх можна поділити на схилові та привододільні.

На привододільних похилих (1–3°) схилах поширені поодинокі *блюдцеподібні лійки*, які за зовнішньою формою нагадують мілкі чаші глибиною 0,35–0,75 м, діаметром 25–30 м з пологими (5–7°) стінками, переважно з закупореним понором у центрі. У цих місцях товща гіпсоангідритів перекрита суглинистими відкладами. Через невелику крутизну та сповільнений водообмін процеси карстоутворення не мають на цих ділянках активного розвитку. Натомість найбільша кількість лійок приурочена до слабоспадистих (3–5°) та спадистих (5–8°) схилів, на яких вони простягаються ланцюжками з північного заходу на південний схід або групами (переважно по 10–15 штук). *Конічні лійки* поширені, в основному, на схилах крутизною 4–8°. Діаметр їх коливається від 10 до 20–25 м, глибина 3–7 м. Стінки лійок круті (27–43°), зі слідами опливин. Часто у верхній частині схилів лійок спостерігаються виходи тріщинуватих вапняків чи гіпсів. У підніжжі південно-східних схилів чи в центрі днища лійок спостерігаються відкриті або закупорені понори. Головна частка понорів шириною 0,35–0,75 м, розташована у підніжжях схилів лійок, ярів, або у днищах цих форм.

У районі с. Тумир *карстові колодязі* творять дренажну систему покривних відкладів. Води з четвертинних відкладів дренуються через тріщини у сульфатній товщі, яка їх підстилає, розвантажуються у карстові колодязі. У нижній частині схилів колодязі мають продовження з північного боку у вигляді майже горизонтального каналу, який проходить углиб сульфатної товщі [2].

Карстовий яр, довжиною 60 м, шириною 11 м і глибиною 4–7 м, розташований у верхів'ї звичайного яру на правому березі р. Горожанка, простягається з північного заходу на південний-схід. Схили яру пологі (від 2,5 до 6–12°), вкриті сповзаючою дерниною зі слідами незначних опливин. У днищі яру наявні перемички, що відділяють три з'єднані між собою лійки зі зруйнованими стінками, які розташовані ланцюжком. Весною і влітку після зливових дощів по днищі яру протікають тимчасові водотоки, води яких поглинаються понорами.

Характерною особливістю карстового рельєфу опільської ділянки Галицького району є *карстові озера* з пологими схилами. Їх утворення пов'язане з заповненням лійок водою, після закупорення тріщин і понорів, що відводять талі снігові і зливові опади в товщу розчинних порід. Типовими прикладами карстових озер є Ворониця і Сімлин. Перше розташоване на південний схід від однойменного села. Улоговина озера знаходиться у верхів'ї балки на абсолютній висоті 305 м. Форма озера – кругла, довжина – 50 м, ширина – 55–65 м, глибина – 0,8–1,5 м. Озеро Сімлин – найбільше озеро карстового походження на лівобережжі Галицького Придністер'я. Знаходиться на лівому березі р. Бибелка біля с. Медуха. Воно розташоване у верхній частині ярково-долинної форми на абсолютній висоті 320 м. Улоговина озера замкнута, нахилена на північний-захід, форма – овальна, витягнута у північно-західному напрямку. Довжина озера становить 70 м, ширина – 60 м, а максимальна глибина – 7,5 м. На північному

березі озера спостерігаються виходи на поверхню гіпсів, поширенні різноманітні за розмірами карстові лійки.

Унікальною карстовою формою рельєфу є *озеро-вікнина* у с. Озерце на південь від урочища “Долина Суходіл” на лівобережжі р. Горожанка. З озера витікає потік завширшки 1,2–1,5 м, глибиною 0,5–0,7 м, що впадає в Горожанку. Вода витікає під сильним напором, витрати води складають 1,2–1,5 м^3/с. Форма озера, що знаходиться на абсолютній висоті 250 м, кругла, діаметр його становить 15 м, глибина більше 7 м. Днище озерної улоговини трапецієвидне з карстовим проваллям на дні.

Ключова ділянка № 2 розташована на межиріччі Сивки – Лімниці та Лімниці – Лукви в межах Войнилівської та Галицько-Угринівської височин. Войнилівська денудаційно-акумулятивна височина (межиріччя Сивки – Лімниці) є частиною Зовнішнього Передкарпаття. Максимальні абсолютні висоти межиріччя не перевищують 350 м, у напрямку до Дністра вони поступово спадають. Рельєф межиріччя вирівняний, вододільні поверхні широкі, їх схили переважно пологі і спадисті (від 3–4° до 10–15°), а в долинах деяких потоків – круті (до 25°). Галицько-Угринівська височина займає частину Прилуквинської височини, якій у тектонічному відношенні відповідають ділянка Зовнішньої зони прогину і занурена частина Подільської плити. Абсолютні висоти вирівняних ділянок межиріч коливаються в межах 350–360 м [3].

Якщо на першій ключовій ділянці гіпсоангідритова товща частково розмита і збереглася тільки на межиріччях, то на другій – вона розбита на блоки регіональними тектонічними розломами та опущена на різну глибину. Карстові форми поширені там, де ця товща при піднята і виходить на денну поверхню або прорізана тимчасовими чи постійними водотоками.

Найпоширенішими карстовими формами рельєфу, як і на опільській ключовій ділянці, є *конусоподібні та блюдцеподібні лійки*. Найбільша їх кількість зосереджена у межах Войнилівської височини, зокрема, на південному-заході Блюдниківського лісництва Галицького національного природного парку. Конусоподібні лійки та їхні групи поширені переважно на схилах ярів. Діаметри лійок коливаються в межах 15–40 м, глибина від 1–2 до 5–6 м. Днища лійок, які розташовані на придолинних схилах, переважно заболочені. У днищах великих лійок, які характерні для привершинних і середніх частин схилів наявні понори шириною до 0,5 м. Форма лійок переважно округла. На півдні Блюдниківського лісництва в урочищі Пом’ярки карстові форми суттєво ускладнили ярково-балкову мережу. На крутих (25–35°) схилах ярів поширені величезні за розмірами карстові лійки, діаметр яких досягає 200 м, а глибина – до 30 м. Також тут виявлено три карстові колодязі, розміщені ланцюжком, які утворюють дренажну систему. У перший колодязь розвантажуються води четвертинних відкладів, які, ймовірно, проклали підземний потік, що сполучає усі колодязі і розвантажується на лівому березі р. Лімниця [2]. Значний розвиток карстових форм у цьому масиві зумовлений потужністю гіпсоангідритової товщі (до 50 м) [5], яка прорізана на значну глибину тимчасовими водотоками.

Поряд з лійками трапляються *карстові блюдця*, які поширені переважно на привершинних виположених схилах. Їх діаметри коливаються в межах 20–25 м, глибина – до 1 м, днища блюдець заболочені, форма округла або овальна.

Також на ключовій ділянці поширені *гіпсові скелі-останці* – виступи гіпсів висотою 3–5 м. Вони переважно грибоподібної форми, складені сірими крупнокристалічними гіпсами з прошарками селеніту, схили їх круті, покриті тріщинами різних розмірів. В околицях с. Мединя виявлене унікальне утворення – *карстовий міст*, ускладнений каррами, який сформувався внаслідок тривалої карстово-ерозійної діяльності [2].

Характерною особливістю території є поширення *підземних карстових форм*. Карстові печери виявлені на схилах ярково-балкової мережі в урочищах Вербівці та Пом’ярки. Печери Двопелюсткова, Глибока та Тепла знаходяться біля с. Тимерівці на лівобережжі р. Лімниця в урочищі Пом’ярки. Ці форми карстово-ерозійного походження, утворились у крупнокристалічних сірих гіпсах з прошарками алебастру та селеніту. Будова печер проста, переважно мішкоподібної форми, довжини коливаються від 5 до 10 м [1].

Отже, карстові лійки та блюдця є типовою формою для обох ключових ділянок. Проте морфологічна неоднорідність рельєфу досліджуваних ділянок, різна потужність гіпсоангідритової товщі, покривних та підстилаючих порід, їхня тріщинуватість та водопроникність зумовлюють морфологічні відмінності цих форм. Зокрема, більші за розміром лійки та колодязі спостерігаються у передкарпатській частині Галицького району, де більша потужність товщі розчинних порід, які розкриті ерозійною мережею. Карстові озера поширені там, де покривні відклади спричиняють закупорення карстових лійок, що характерно для опільської ключової ділянки. Натомість на передкарпатській ділянці поширені підземні форми карстового рельєфу: печери, гроти, а також гіпсові останці. Також слід зазначити, що на першій ділянці знаходиться унікальне озеро-вікнина, а на другій – карстовий міст. Ці об'єкти є унікальними не тільки в межах досліджуваних ділянок, але й всього Галицького Придністер'я.

Список використаних джерел

1. *Ковальська Л. В.* Морфологія карстових форм урочища Пом'ярки / Л. В. Ковальська [Електронний ресурс]. – Режим доступу: http://science.crimea.edu/zapiski/2008/geography/uch_21_3g/kovalska_22.pdf .
2. *Ковальська Л. В.* Атрактивні об'єкти неживої природи Галицького НПП та їх використання у рекреації / Л. В. Ковальська // Рекреаційний потенціал Прикарпаття: історія, сучасний стан, перспективи. – Івано-Франківськ, 2010. – С. 143–148.
3. *Кравчук Я. С.* Геоморфологія Передкарпаття / Я. С. Кравчук. – Львів : Меркатор, 1999. – 188 с.
4. *Кучерук А. Д.* Карст Подолья / А. Д. Кучерук. – Киев : Наукова думка, 1976. – 198 с.
5. М-35-98 : геологическая карта : 1 : 100 000 / Киевский геологоразведочный трест. – Киев, 1960. – 1 л.
6. *Цись П. М.* Геоморфологія УРСР / П. М. Цись. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 222 с.

* * *

УДК 551.8:551.791 + 902 (477.61)

ПАЛЕОПЕДОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ НА ПАЛЕОЛІТИЧНОМУ МІСЦЕЗНАХОДЖЕННІ ПІОНЕРСЬКЕ-1 ЛУГАНСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Сергій Кармазиненко*
Віктор Ветров**

** Інститут географії Національної академії наук України,*
Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44,
e-mail: Karmazinenko@mail.ru,
***Інститут археології Національної академії наук України,*
Україна, 01034, м. Київ, просп. Героїв Сталінграда 12,
e-mail: vet@iteam.net.ua

Серія палеолітичних місцезнаходжень у районі с. Піонерське Станично-Луганського району Луганської області були виявлені у 2011–2012 роках В. С. Вєтровим, В. А. Скориковим. У ці ж роки С. П. Кармазиненком були проведені роботи по стратиграфічному розчленуванню і палеопедологічному дослідженні давніх відкладів на ділянці Піонерське-1.

Місцезнаходження у районі с. Піонерське розміщені на правому березі Сіверського Дінця, на плато вододілу і у верхній частині схилів (рис. 1). Деякі пункти пов'язані з виходами кварцитів, що залягають на цій ділянці у палеогенових пісках канівської і бучацької світи [9].

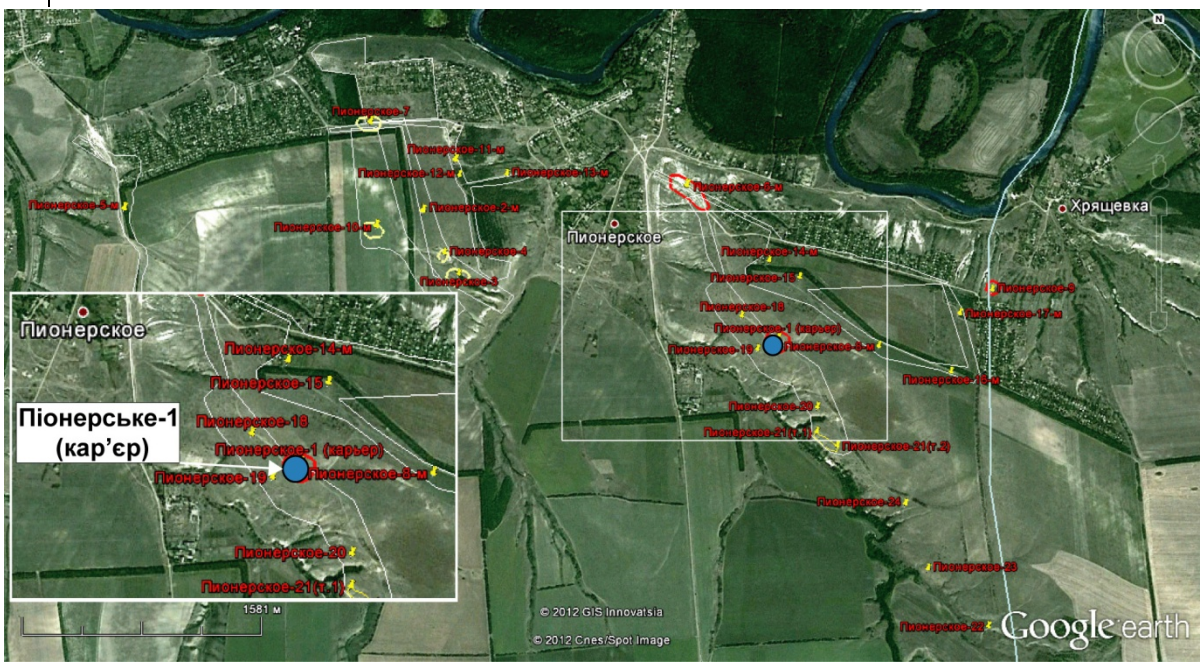


Рис.1. Розміщення палеолітичних місцезнаходжень у районі с. Піонерське.

Місцезнаходження Піонерське-1 було знайдене у процесі огляду колишнього піщаного кар’єру по видобутку пісків із піщаників, які скоріше за все палеогенового віку і залягають у його основі.

Палеогеографічні, зокрема палеопедологічні дослідження цієї території раніше проводилося М. Ф. Векличем, Н. О. Сіренко, Ж. М. Матвіїшиною, Н. П. Герасименко та ін., що відображено у їх публікаціях [1–3, 6–8, 10].

Палеопедологічна характеристика давніх відкладів цього розрізу з використанням їх мікроморфологічних ознак та особливостей проводиться вперше і базується на працях Ж. М. Матвіїшиної [6–8], а також автора [4].

Під час палеопедологічних досліджень давніх відкладів, було зроблено дві розчистки.

Розчистка № 1 потужністю 1,80 м була закладена відразу при вході у кар’єр на південно-західній його стороні (рис. 2, 3). У ній були морфологічно описані відклади голоценового, дніпровського (?), завадівського (?) стратиграфічного горизонтів [11] і нижчележачі піски палеогеонового віку.

Рис.2. Піонерське-1. Місце розташування розчисток № 1 і

№ 2 у піщаному кар'єрі.

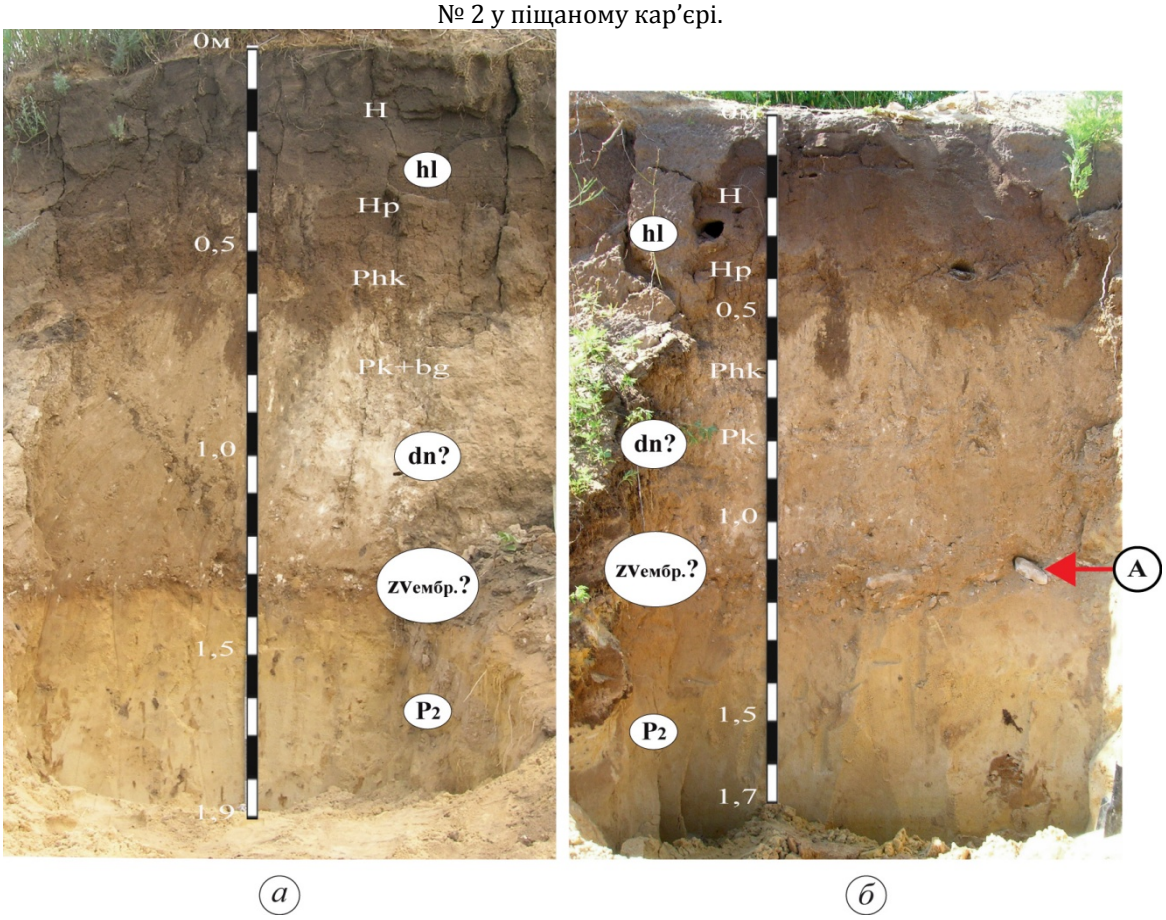


Рис. 3. Піонерське-1. Будова профілів (фото): *а* – розчистка № 1, *б* – розчистка № 2, місце положення артефактів(← A).

Розчистка № 2 розміщена на протилежній північно-східній стороні від розчистки № 1 (рис. 2). На відміну від попередньої розчистки у ній є знахідки артефактів, тому наведемо більш детальний морфологічний опис відкладів з використанням мікроморфологічних даних. Як й у першій розчистці тут представлені відклади голоценового, дніпровського (?), завадівського (?) стратиграфічних горизонтів [11], що також підстеляються товщею палеогенових пісків (рис. 3).

Голоценовий стратиграфічний горизонт (hl) – 0,0–0,70 м – представлений сучасним чорноземоподібним ґрунтом із такими генетичними горизонтами.

Н – 0,0–0,35 м – темно-сірий з буруватим відтінком, у верхній частині пронизаний корінням трав, ущільнений, піщано-пилуватий легкий суглинок, з червориїнами, не реагує з 10 % розчином соляної кислоти. Перехід до нижчележачого генетичного горизонту поступовий за кольором, межа рівна.

Нр – 0,35–0,55 м – коричнювато-сірий до низу стає світлішим, ущільнений, піщано-пилуватий легкий суглинок, грудкуватий, без видимих форм карбонатів. Наявна одна кротовина овальної форми діаметром 15 см з темно-сірим заповненням. Перехід відносно різкий за кольором, межа хвиляста.

Phk – 0,55–0,70 м – світло-бурувато-палевий, опіщанений матеріал, що активно реагує з розчином соляної кислоти. Зустрічаються карбонати у формі міцелію і поодиноких кремнисто-карбонатні конкрецій до 2 см у діаметрі. Наявна також одна кротовина видовженої форми з темно-сірим матеріалом.

Дніпровський (dn?) стратиграфічний горизонт (Pk сучасного ґрунту) – 0,70–0,90м – світло-палевий, опіщанений матеріал. Карбонати зустрічаються у формі міцелію і конкрецій

до 3 см у діаметрі. Перехід до нижчележачого горизонту поступовий за кольором і деяким ущільненням, межа відносно рівна.

Завадівський (zv?) стратиграфічний горизонт – 0,90–1,20м – бурий до темно-бурого за кольором, ущільнений, піщано-пилуватий матеріал. Активно реагує на розчин соляної кислоти, що підтверджується наявністю карбонатних конкрецій. У нижній частині (1,10–1,20 м) багато камінчиків, лусочок та іншого археологічного матеріалу. Загалом цей прошарок не можна назвати ґрунтом, це скоріше ініціальний (ембріональний) прошарок з ознаками ґрунтоутворення, що чітко підтверджується і мікроморфологічними даними.

Під мікроскопом матеріал відзначається наявністю незначної кількості складних мікроагрегатів до II порядку, розділених звивистими порами (рис. 4а, б). Багато мікроділянок де переважає темно-сіра за кольором органо-глиниста плазма. Серед зерен мінерального скелету переважають піщані розміром 2,5–3,0 мм, які часто облямовані органо-глинистою речовиною. Характерна піщана мікробудова, де матеріал шліфа є більш карбонатним у порівнянні з сучасним ґрунтом, але масштаб просочення плазми (переважно мікрокристалічним кальцитом) не надто великий (рис. 4в, г).

Палеогенові піски – 1,20–1,70 м (видно) товща пісків, серед яких можна виділити два інтервали. *Світло-бурі піски* (1,20–1,40 м) які реагують з розчином HCI і більш світлі за кольором світло-палеві з жовтуватим відтінком піски (1,40–1,70 м (видно)) які навпаки не киплять з 10 % розчином соляної кислоти з однією кротовиною до 10см у діаметрі з коричнюватим матеріалом. Нижче у кар’єрі піски переходять у пісковики, які і формують дно кар’єру.

Проведені археологічні дослідження, підтверджують наявність культурного шару, що скоріше за все на значній площі, виявився зруйнованим. Крім розчистки № 2 знахідки археологічного матеріалу були зафіксовані і у осипах бортів кар’єру та його відвалів, де був зібраний багаточисленний підйомний матеріал. В цілому можна сказати, що він однорідний, представлений виключно знахідками із кварциту світло-коричневого і коричневого кольору, високої якості, без тріщинуватості, порожнин і включень. Всі предмети мають гарну збереженість, досить гострі краї, обкатаність і заполірованість відсутні. Типологічна однорідність і однаково гарна збереженість знахідок дозволяє передбачати гомогенність комплексу.

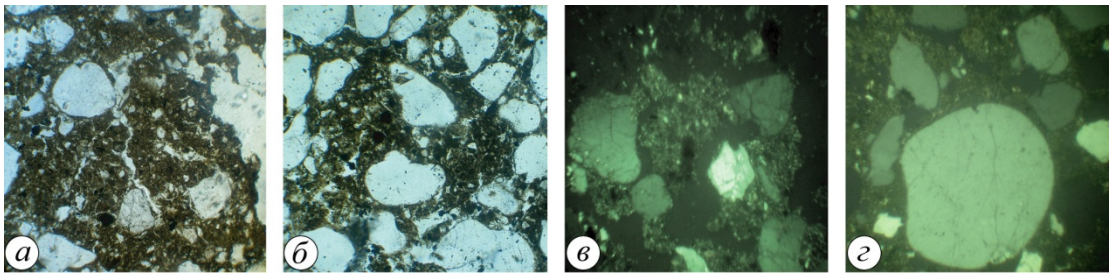


Рис. 4. Піонерське-1. Мікробудова завадівського (?) ембріонального ґрунту: *а* – складні мікроагрегати до II порядку, розділені звивистими порами; б – темно-сіра органо-глиниста плазма, що облямовує зерна скелету, складні мікроагрегати овальної форми, дрібні ортштейни; *в, г* – піщана мікробудова, плазма просочена мікрокристалічним кальцитом (*а, б* – нік. II, *в, г* – нік. +, збільшення 100).

Розщеплення кварциту на місцезнаходженні Піонерське-1 представлено виключно “відщеплювальною технікою”. Крупні відщепи інколи розміром до 30–40 см знімалися з безсистемних нуклеусів або великих кварцитових блоків (рис. 5а). Знаряддя (рис. 5б) представлені крупними рублящими виробами, масивними скреблами, виїмчастими знаряддями, відщепами з ретушшю. Рублячі знаряддя виготовлені на відщепах ширина яких у середньому в 1,5 рази перевищує довжину. Інколи грубим відбиванням їм надавалася симетрична у плані форма, близька до мигдалеподібної, хоча слід відзначити, що форма знарядь не стійка. Часто видалявся ударний бугорок у преформі знаряддя. Деякі сікачі і колуни мають майже симетричну форму і закінчений вигляд. Вцілому знаряддя відрізняються певною симетричністю, хоча реалізовувалася вона економною і часто грубою обробкою. Левалуазька і пластинчаста

техніка відсутні. Найбільш вірогідним, судячи по техніці розщеплення і типологічному складу знарядь, є віднесення місцезнаходження Піонерське-1 до ашельського часу [5, 12].

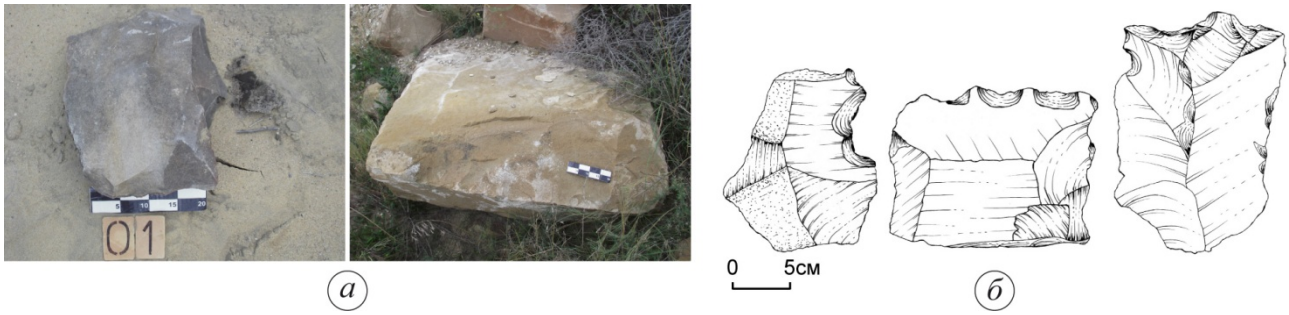


Рис. 5. Піонерське-1. Нуклеуси (*а*) і знаряддя (*б*)

Проведені палеопедологічні дослідження плейстоценових відкладів з використанням мікроморфологічних даних палеолітичного місцезнаходження Піонерське-1 дали змогу провести стратиграфічне розчленування і прослідкувати послідовність нашарувань відкладів у розрізі. Завдяки співставленню палеопедологічних і археологічних даних можна говорити про віднесення місцезнаходження Піонерське-1 до кінця раннього палеоліту (завадівський час), хоча залишається відкритим питання віку відкладів, для відповіді на яке потрібне проведення подальших спільних досліджень.

Список використаних джерел

1. *Веклич М. Ф., Сіренко Н. О., Дубняк В. О. та ін.* Розвиток ґрунтів України у пізньому кайнозої. – К.: Наук. думка, 1973. – 224 с.
2. *Веклич М. Ф., Сиренко Н. А., Матвиишина Ж. Н. и др.* Детальная схема палеогеографических этапов и стратиграфического расчленения верхнего кайнозоя Левобережья р. Северского Донца. – К., 1979. – 360 с.
3. *Герасименко Н. П.* Розвиток зональних ландшафтів четвертинного періоду на території України: дис. … доктора геогр. наук: 11.00.04. – К., 2004. – 461 с.
4. *Кармазиненко С. П.* Мікроморфологічні дослідження викопних і сучасних ґрунтів України. – К.: Наук. думка, 2010. – 120 с.
5. *Колесник А. В.* Средний палеолит Донбасса // Археологический альманах. –Донецк, 2003. – № 12. – С. 250.
6. *Матвиишина Ж. Н.* Микроморфология плейстоценовых почв Украины. – К.: Наукова думка, 1982. – 144 с.
7. *Матвиишина Ж. Н.* Микроморфология и педогенез верхнекайнозойских ископаемых почв Украины: дисс. … доктора геогр. наук: 11.00.04. – К., 1992. – 439 с.
8. *Матвіїшина Ж. М., Герасименко Н. П., Передерій В. І. та ін.* Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України. – К.: Наукова думка, 2010. – 191 с.
9. Національний атлас України. Гол. ред. Руденко Л. Г. Веліканов В. А., Гожик П. Ф., Педанюк Г. І. Геологічна будова (до четвертинний зріз) / [Гожик П. Ф., Педанюк Г. І. Геологічна будова (до четвертинний зріз)]. – К.: ДНВП "Картографія", 2007. – С. 108–109. (2007. – 440 с.).
10. *Сиренко Н. А., Турло С. И.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. – К.: Наукова думка, 1986. – 188 с.
11. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Украины. Объяснительная записка / [М. Ф. Веклич, Н. А. Сиренко, Ж. Н. Матвиишина и др.]. – К.: Госкомитет геологии Украины, 1993. – 40 с., 8 табл.
12. *Santonja M., Villa P.* The Acheulian of Western Europe // Axe Age. Acheulian toolmaking from quarry to discard / N. Goren-Inbar, G. Sharon (Eds.). – London, 2006. – P. 429–478.

* * *

УДК 551.4.037

ДЕЯКІ РЕГІОНАЛЬНІ ВІДМІННОСТІ СХИЛІВ БАГНЕНСЬКОЇ РІВНИНИ

Ірина Цапок

Чернівецький національний університет імені Юрія Федьковича,
Україна, 58012, м. Чернівці, вул. Коцюбинського, 2,
e-mail: kafedrafgrpk@rambler.ru

Природа, зокрема орографія, Буковинського Передкарпаття, в цілому, вивчена достатньо. У результаті тривалих досліджень різними науковцями (К. І. Геренчуком, М. С. Кожуріною, І. Д. Гофштейном, П. М. Цисем, В. Г. Лєбєдєвим, С. І. Проходським, Я. С. Кравчуком та ін.) було встановлено, що своєрідність рельєфу Буковинського Передкарпаття тісно пов’язана з тектонічною будовою, характером гідросітки (основні ріки – Прут і Сірет мають типовий карпатський напрямок – північний захід – південний схід), поганою збереженістю або ж відсутністю високих терас (сьомої, шостої), глинистими відкладами тортону, густою гідрографічною сіткою, які сприяли розвитку горбисто-грядового, структурно-ерозійного рельєфу з активними сучасними екзогенними процесами [2].

Однак, варто вказати, що на фоні рельєфу передгір’я виділяються окремі ділянки, що не відповідають загальним рисам, чому значною мірою сприяли річкові перехвати лівих приток Сірету, правими притоками Пруту [4].

Саме такою територією є Багненська долина (долина пра-Черемошу). Виділяється своїми плоскими, злегка хвилястими межиріччями; майже рівним, ледь нахиленим, слабо дренованим, досить широким заболоченим днищем долини, що мало відповідає розмірам сучасних водних потоків (річок Міхидри та Міходерки); великою потужністю галечникового алювію (майже 25 м) тощо.

Визначення деяких морфометричних показників рельєфу Багни, зокрема густоти ерозійного розчленування та кутів нахилу поверхні дало підставу стверджувати, що виположена, майже рівна Багненська долина в рельєфі має територіальні відмінності та диференціюється. Картографічними розрахунками встановлено, що коефіцієнт густоти ерозійного розчленування території коливається в межах від 0,75 до 6 км/км^2, кути нахилу поверхні змінюються від 0°30' до10°.

Для розуміння сучасних геоморфологічних процесів території та її раціонального використання важливо знати диференціацію схилів. Саме їх детальний аналіз дає можливість пояснити походження і розвиток тих чи інших форм рельєфу та схилових процесів.

При вивченні схилів важливою морфологічною (зовнішньою) ознакою є форма профілю. Форма профілю схилів є результатом первинних (схилоутворюючих) та, безпосередньо, схилових процесів. Ця взаємодія в різних місцях складається по-різному, в залежності від фізико-географічної та неотектонічної обстановки [7]. Основними чинниками, що впливають на форму профілю схилів є: тектонічні рухи, геологічна будова та клімат території. Форма профілю схилів несе важливу інформацію про процеси, що проходять на них [1].

Також, варто відмітити, що із морфологією (довжина, крутизна, форма профілю) та експозицією схилів пов’язують схилову мікрозональність, тобто відхилення від середнього зонального типу, що проявляється на окремих компонентах (рельєф, ґрунти, рослинність та ін.) [3].

Оскільки, навіть слабонахилені, майже рівні поверхні, такі як Багненська долина, також є схилами доцільно було б розглянути їх детальніше. Так, загальний перепад висот на даній території змінюється від 75 до 85 м і виглядає таким чином. Від північно-східного борту (с. Майдан, Майдан-Іспас) до врізу річки Міхидри перепад складає близько 75 м, при довжині 3,5 км; від південно-західного борту (вододіл між Сіретом і Міхидрою) – 85 м,

довжиною 2,5 км; від крутого уступу р. Черемош (початок долини) до впадіння в р. Сірет – 80 м (рис. 1).

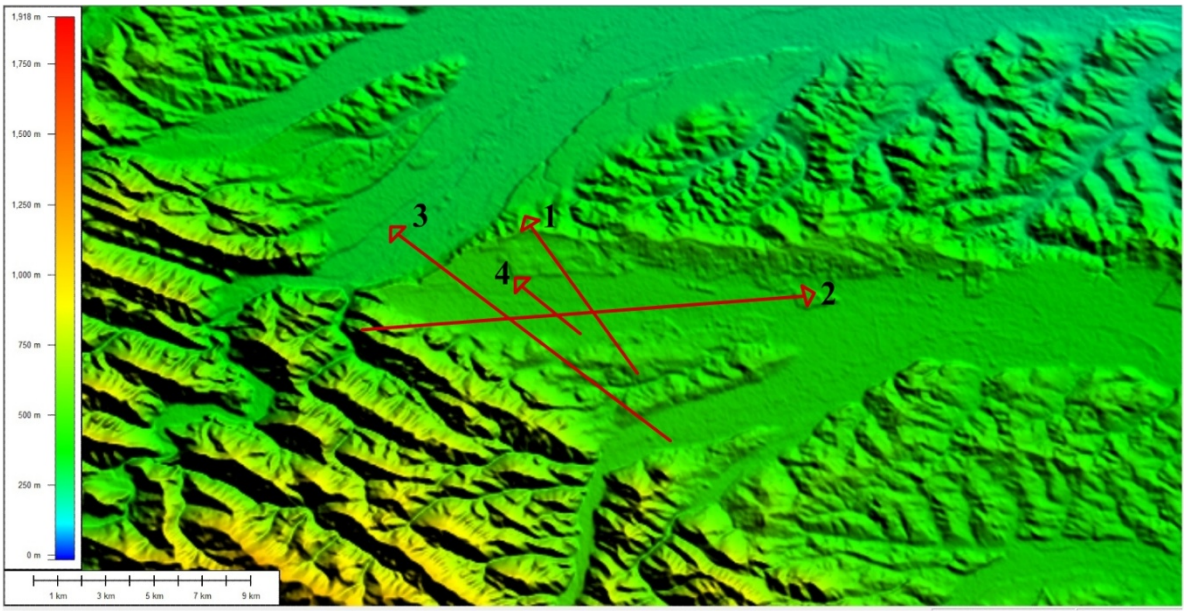


Рис. 1.

Схили в межах Багненської долини відрізняються за довжиною та формою профілю. У верхів'ях Міходерки, на лівобережжі та у її нижній течії схили прямі, довгі (понад 500 м) та середньої довжини (50–500 м). Тут прослідковується широкий, рівний, продовгуватий вододіл між долиною Багни та річкою Черемош і доволі довгі схили з приблизно однаковими кутами нахилу. Зрозуміло, що кути нахилу до деякої міри змінюються на окремих відрізках схилів, однак ці зміни незначні (0°30'–1°).

Якщо враховувати те, що форма схилів не завжди визначається тектонічними рухами, а відношенням врізу річкових долин і розвитком схилових процесів (тектонічний фактор виступає тільки в якості необхідної умови утворення схилів). Тому прямі схили утворюються в умовах рівномірного врізання ріки [5]. Можна вказати на те, що коли пра-Черемош впадав в Сірет, з рівномірним, поступовим врізанням русла, тобто це проходило за довготривалий час, і зміг виробити прямий тип профілю в цій частині долини. Пізніше, в результаті тектонічних рухів (під час річкового перехвату) русло було зміщене, і подальший розвиток схилів контролюється окремими схиловими процесами.

При ввігнутому типі профілю вузькі горбасті або гребенисті вододіли, мають круту верхню, спадисту середню та рівну нижню частину [7]. Такі схили зустрічаються у верхів'ях Міхидри, між незначними підвищеннями струмків Солонця та Славця, та в районі сіл Черешенька і Багна, ближче до впадіння Міхидри в Сірет. Тут схили короткі (довжина становить менше ніж 50 м).

Переважання ввігнутого типу профілю в південно-західній частині Багни спричинене, мабуть, інтенсивнішим тектонічним підняттям Карпат у порівнянні з передгірними територіями. Тектонічний режим та літологія порід вплинули на вироблений на контакті Карпат і Багненської долини ввігнутого типу профілю (рис. 2).

Важливе значення при характеристиці схилів є їх експозиція. Від експозиції схилів залежить сонячне освітлення поверхні, що впливає на світловий та тепловий режим, інтенсивність випаровування, вітровий режим, площинний змив, зволоженість ґрунтів, що зумовлюють формування різних комплексів природних умов на одній території [6].

Загальний нахил Багненської долини спостерігається із північного заходу на південний схід. Однак, на фоні загального південно-східного напрямку, а також значної кількості

схилів в її південно-західній та південній частині, експозиція схилів складнодиференційована.

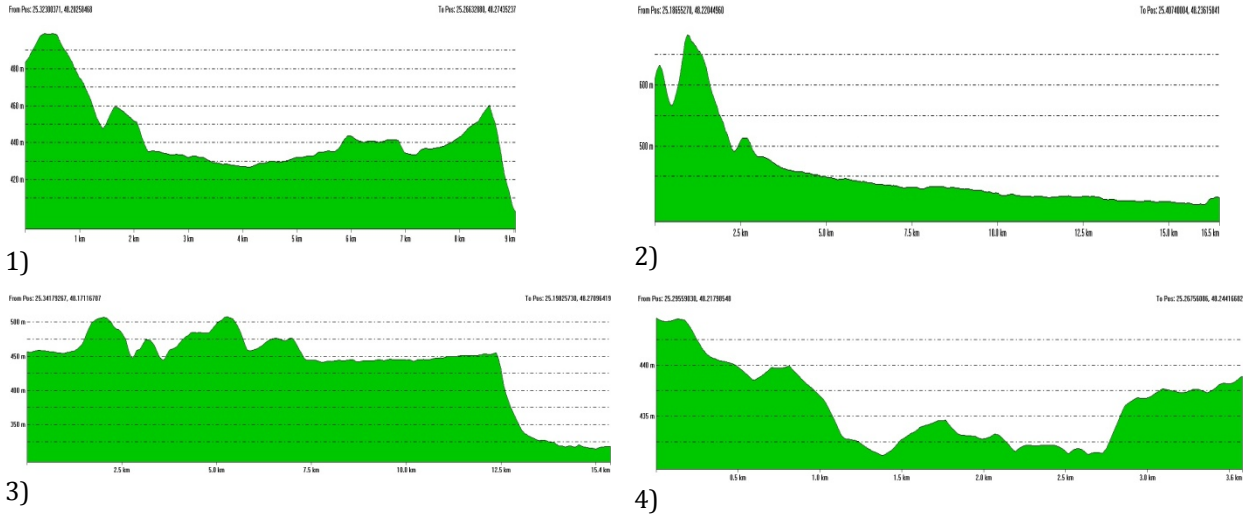


Рис. 2.

Так, на північ від річки Міходерки схили мають, в основному, південний, південно-східний та східний напрямки, напрямлені до русла ріки, за вказаними експозиціями чергуються. Лише на відрізку, де Міходерка впадає в Міхидру зустрічаються схили південно-західної експозиції; схили північно-східного напрямку є на витоках Міходерки.

На проміжку між Міхидрою та Міходеркою територія майже виположена, тут поверхня ледь нахилена на схід до Міходерки і на південний схід до Міхидри.

Дещо по-іншому спостерігається зміна експозиції схилів у тій частині Багни, де долина прилягає до краю Буковинських Карпат. Тут схили мають північний та північно-східний напрямки. Однак далі, в напрямку до струмків Солонець та Славець, а саме у їх верхів’ях, схили набувають північної, північно-східної, східної та північно-західної експозицій. При впадінні струмка Солонець у Міхидру схили лівобережжя орієнтовані на південний схід, а схили правобережжя мають такі ж експозиційні напрямки як і у його верхів’ях (рис. 3).

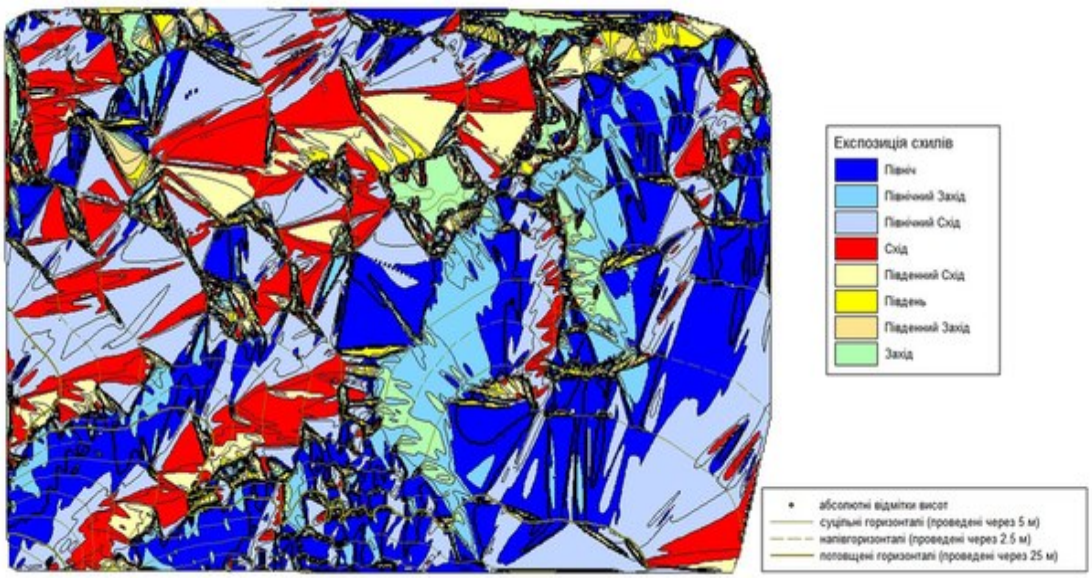


Рис. 3.

Отже, розглянувши схили Багненської долини орієнтовно сторін горизонту, можна вказати, що в межах долини наявні схили усіх експозицій, однак переважаючими є північно-східні, східні та південно-східні.

Картографічний аналіз даної території показав, що в більшості випадків, сучасні схили Багненської долини являють собою співвідношення наслідуваних і сучасних форм розвитку рельєфу.

Список використаних джерел

1. *Воскресенский С. С.* Типичные профили склонов / С. С. Воскресенский // Вопросы географии. Склоны, их развитие и методы изучения. – М.: Мысль, 1971. – С. 10–24.
2. *Кравчук Я. С.* Геоморфологія Передкарпаття / Я. С. Кравчук. – Львів: Меркатор, 1999. – 188 с.
3. *Мильков Ф. Н.* Основные географические закономерности склоновой микрозональности ландшафтов / Ф. Н. Мильков // Науч. записки Воронеж. отдела Геогр. общества СССР. – 1974. – С. 5–11.
4. Природа Чернівецької області / [за ред. проф. К. І. Геренчука]. – Львів: Вища школа, 1978. – 158 с.
5. *Панов Д. Г.* Общая геоморфология / Д. Г. Панов – М.: Высшая школ", 1966. – 428 с.
6. *Сильвестров С. И.* Рельеф и земледелие / С. И. Сильвестров. – М.: Сельхозгиз, 1955. – 286 с.
7. *Спиридонов А. И.* Актуальные вопросы изучения склонов / А. И. Спиридонов // Вопросы географии. Склоны, их развитие и методы изучения. – М.: Мысль, 1971. – С. 3–9.

* * *

УДК 551.4:550.81

ДОСВІД ЗАСТОСУВАННЯ МЕТОДІВ МОРФОСТРУКТУРНО-НЕОТЕКТОНІЧНОГО АНАЛІЗУ ПРИ ПОШУКАХ РОЗСИПІВ В ОРОГЕНАХ І НА ПЛАТФОРМАХ

Сергій Жилкін

Інститут географії Національної академії наук України,
Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44,
e-mail: morfo75@ukr.net

Пошуки та розвідка розсипів майже завжди проводились по результатам вивчення структурно-геоморфологічних, неотектонічних, загально геоморфологічних та палеогеоморфологічних умов територій. При цьому на різні види та генетичні типи розсипів корисних копалин використовувались відмінні групи методів досліджень [1].

При вивченні умов формування та переформування, а також трансформації розсипів родовищ корисних копаланин важливе значення набуває комплексний різномасштабний морфоструктурно-неотектонічний аналіз, як в орогенних зонах, так і на рівнинно-платформенних територіях.

В останні десятиріччя проведено ряд досліджень присвячених питанням історії формування, генезису, методики вивчення, петрографо-мінералогічних та металогенічних характеристик розсипних родовищ корисних копалин.

Створення ефективних методів пошуків полігенних золотоносних розсипищ у Східному Забайкаллі здійснюється на основі врахування їх вікових, генетичних, геоморфологічних, речовинних і структурних особливостей в комплексі [2].

Комплексні дослідження базуються на сукупності методів геолого-пошукових, геоморфологічних, інженерно-геологічних та картоскладальних. Теоретичні узагальнення підкріпляються експериментальными дослідженнями, які можуть включати мінералогічні,

гранулометричні, термічні, рентгеноструктурні, хімічні, спектральні, палінологічні методи, дешифрування аерофотознімків, складання різних карт і розрізів, а саме неотектоніки, четвертинних відкладів, геоморфологічних та розсипної золотоносності.

На формування і збереженість полігенних золотоносних розсипищ суттєво впливають четвертинні зледеніння. Екзараційна та акумулятивна діяльність льодовиків сприяла не тільки перерозподілу золотоносних розсипів, а і формуванню таких генетичних нових типів, як моренні, воднольодовикові та алювіальні.

На основі вивчення розповсюдження золотоносних розсипів встановлюється просторовий зв’язок їх з розломними зонами та розломами, які розділяють морфоструктури різних порядків.

Комплексний структурно-геологічний і геоморфологічний анализ рельефа і розсипної золотоносності дає можливість у кожному із геоморфологічних районів встановлювати найбільш перспективні типи полігенних розсипів.

На основі морфоструктурного аналізу виділяються площі розповсюдження реліктів кор звітрювання і встановлюються перспективи їх золотоносності [3].

Важливим є визначити ступінь збереженності кор звітрювання для конкретних морфоструктур, який характеризується через запропонований коефіцієнт збереженності пенеплена (Кз). Він розраховується як відношення суми площ виділених в межах морфоструктури реліктів вихідної поверхні вирівнювання (ПВ) до загальної площі цього морфоблоку (МБ).

Можуть бути використані методи картографічного аналізу геологічної будови території, елементи палеогеоморфологічного аналізу, а також дробовий гранулометричний, якісний і кількісний мінералогічний шліховой аналізи золотовміщуючих відкладів, морфологічний, кількісний мікрорентгеноспектральний аналіз золота [4].

При формуванні розсипів золота і платини ближнього зносу (включаючі і техногенні), а також прибережно-морських розсипів алмазів, в тому числі і на шельфі Білого моря, проводиться аналіз розсипоутворюючих факторів (формаційних, палеогеографічних, неотектонічних, геоморфологічних, литологічних, минералогічних і геохімічних) [5]. При цьому систематизуються материали по палеогеографічним і палеокліматичним обстановкам кайнозоя, як важливим факторам розсипоутворення, виділяються перспективні структурні елементи щодо накопичення розсипних алмазів. На основі анализа просторового розміщення гранулометричних класів відкладів складається карта-схема літологичних фацій і робиться висновок про широке площове розповсюдження грубозернистих порід (гравійників, галечників і валунників), з якими, як правило, асоціюються алмазоносні розсипи. Сформульовані основні фактори алмазного розсипоутворення – формаційний, структурно-тектонічний, геоморфологічний, палеогеографічний і стратиграфічний, а також литолого-фаціальний і минералогічний.

Для золотоносних площ, вузлів і розсипів приміняється методика кількісного прогнозування нових локальних об’єктів в межах вже відомих алювіальних розсипів і нових геологопромислових типів розсипів у відносно старих золотоносних районах [6]. Проводиться дослідна експлуатація деяких об’єктів і завірка результатів прогнозуваняя буровими і гірничими роботами і була показана хороша їх збіжність. Залучались, також, і методи локального рентгеноспектрального анализу і електронної мікроскопії, враховувались фактори, які визначають величину денудаційного зрізу корінних джерел і темп денудації, особливості вивільнення золота з первинних руд і роподілення їх по геоморфологічним рівням. При цьому визначались стадії розвитку розсипів, проведилась їх морфогенетична і геолого-промислова класифікації та пошуки недорозвіданих ділянок, а також реконструкції положення корінних і проміжних джерел, оптимізувалась густота пошуково-розвідочної сітки.

При регіональному і локальному прогнозі сладних морфогенетичних типів розсипів, зв’язаних з похованими корами звітрювання, з фрагментами давньої неогенової гідросітки, з льодовиковими і флювіогляціальними відкладами давньольодовикових районів, встановлено ступінь впливу основних епох зледенінь на розсипоутворення [7]. Морфоструктури, сформовані у мезозой-кайнозойський час, визначили умови розсипоутворення, найбільш яскраво

відобразилися у формаційно-геоморфологічних комплексах. Встановлені основні металогенічні і тектоно-геоморфологічні закономірності розміщення розсипної золотоносності у древніх і новітніх морфоструктурах регіону, показано тісний зв'язок новітнього структурного плану з активізацією глибинних розломів і перебудовою давніх структур.

Особливості розвитку морфоструктур на геоморфологічному етапі, який об'єднує платформенний і епіплатформенний етапи розвитку, визначають процес утворення і перетворення розсипів в умовах новітніх диференційних рухів склеппінне-блокового характеру. Новітні морфоструктури, які формуються у одноманітних неотектонічних, геоморфологічних і ландшафтно-кліматичних умовах мають спільність розвитку рельефу й еволюції розсипів.

Негативні рухи блоків, або відносне опускання на фоні підняття сусідніх блоків, супроводжується похованням розсипів міоцен-нижньопліоценової гідросітки, різко знижує продуктивність наступних епох розсипоутворення. Помірне переривисте підняття сприяє максимальній успадкованності давньої гідросітки сучасною долинною сіткою з багаторазовим перемивом та перевідкладенням розсипів різних епох і їх збагаченню. На територіях, які активно піднімаються і переживають інтенсивне вертикальне розчленування на протязі всього неотектоничного етапу (зони підвищеної тектоничной активності) проходить приріст еродованого об'єму, головним чином за рахунок ерозійного врізу по долинах рік. Високий темп осадконакопичення і слабка роль процесів хімічного звітрювання мало сприяють елювіальній диференціації і вивільненню розсипутворюючих компонентів. Це дозволяє встановити провідні епохи розсипоутворення , які чітко корелюються з основними етапами тектоничної активізації і рельефоутворення, наступними за періодами вирівнювання і спряженого з ними утворення кор хімічного звітрювання.

На найбільш перспективних площах у відношенні збереженості давніх і формування сучасних акумулятивних розсипних тіл в межах берегової зони, де проходить природня гранулометрична і мінералогічна сепарація теригенного матеріалу і збагачення прибережно-морських наносів абразивно-стійкими мінералами (у тому числі алмазами і його мінералами-супутниками), проводиться схематичне профілюваня берегової зони і окремих ділянок примор'я з використанням GPS, наземне дешифрування аерокосмічної інформації, анализ різномасштабних топографічних і батиметричних карт, відбір зразків наносів з поверхні пляжів і осушок, а також із розрізів пухких відкладів для анализу гранулометричного і мінералогічного складу [8].

На основі вивчення умов формування новітніх структурних форм, а саме кільцевих об'єктів, з допомогою методики комплексування разнорідної інформації, отриманої з застосуванням геолого-геофізичних, дистанційних і геоморфологічних методів, проводиться тектонічне і неотектонічне районування території, де дається детальна характеристика тектонічних зон и блоків, які створюють новітній структурний план району [9]. Роскривається стадійність формування новітніх структурних форм, визначається взаємовідношення давнього і новітнього структурних планів, а також характеризуються умови формування неоструктур.

Для прогнозу кімберлітових тіл і розсипів алмазів у Східному Сибіру і вивчення новітньої будови, а також сучасної активності розломів Гірського Алтаю, проводилась автоматизована обробка материалів дистанційного зондування і цифрового рельєфу в програмі Lineament. Розроблена і опробовувана програма оцінки інформативності ознак для оперативного створення різномасштабних прогнозно-пошукових моделей корінних та розсипних родовищ. Обробка в програмі цифрового рельєфу дозволяє об'єктивно виділяти розломи і лінеаменти, визначати їх кінематику, оконтурити межі новітніх западин, встановлювати відносну інтенсивність сучасних піднять і прогинів різних ділянок земної кори [10]. Виділені різні ознаки сприятливі для локалізації розсипів. По методиці обробки їх можливо розділити на дві групи. Перша – площові ознаки, які виділені у вигляді полігонів, друга – зони і розломи, що відображені як лінійні.

Розроблена програма призначена для полегшення процесу тематичної геологічної обробки дистанційних даних. Вона включає в себя комплекс процедур і функцій для обробки знімків, цифрового рельєфу, геофізичних і геохімічнких полів, лінеаментного анализу.

Дозволяє оперативно провести дистанційне вивчення території, виділити з усього комплексу полів ознак лише ті, які можуть контролювати пошукові об’єкти, і, взявши їх за основу, створити комп’ютерну прогнозну модель. Головна відмінність представленого методу – використання об’єктивних характеристик місцевості і перевірка їх інформативності для конкретного типу об’єкта. Методика робить неможливим використання ознак, які не є інформативними і дозволяє уникнути суб’єктивного підходу.

В цілому, застосування методів морфоструктурно-неотектонічного аналізу в умовах орогенних та рівнинно-платформенних територій відкриває додаткові шляхи до пізнання історії формування та подальшої трансформації розсипів, дає можливість більш повно врахувати інформацію при визначенні перспективних ділянок.

Список використаних джерел

1. *Билибин Ю. А.* Основы геологии россыпей. – М.: Изд-во Академии наук СССР, 1955 – 471 с.
2. *Киселева З. Н.* О геоморфологическом районировании Восточного Забайкалья // Вторая науч.-техн. конф., посвящ. 25-летию Горн. фак. (ин-та). – Чита, 1999. – № 4.1. – С. 88–90.
3. *Гусаров Ю. В.* Морфоструктурный план Кузнецкого нагорья // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. – Красноярск, 1998. – С. 258–264.
4. *Рогова О. Ю.* Эпохи рельефо- и россыпеобразования на Южном Урале // Тезисы докладов XXV научной конференции РУДН “Актуальные проблемы теории и практики инженерных исследований”. – М.: Изд. РУДН, 1999. – С. 13.
5. Гавриленко Б.В. Минерагения благородних металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита: автореф. дис. … д-ра. геол.-мин. наук: 25.00.11/ Гавриленко Борис Викторович; Геологический институт Кольского научного центра РАН. – М., 2003. – 34 с.
6. *Матвеева Е. В.,Набровенков Е. С. и др.* Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов алмазов, благородных и цветных металлов. Выпуск “Экзогенная золотоносность”. – М.: ЦНИГРИ, 2002. – 130 с.
7. *Прудников С. Г.* Основные этапы россыпеобразования и морфогенетические типы золотоносных россыпей Тувы // Проблемы геологии Сибири. – Томск, 1996. – Т. 2. – С. 171–172.
8. *Ермолов А. А.* Геоморфология и динамика Кандалакшского и Терского берегов Белого моря: автореф. дис. … канд. геогр. наук: 25.00.25 / Ермолов Александр Александрович. – М., 2005. – 21 с.
9. *Журавлёв А. Н.* Тектоническое развитие Верхнеселеннях – Уяндинского района Колымской петли в мезо-кайнозое: дис. … канд. геол.-мин. наук: 25.00.01/ Журавлёв Алексей Николаевич. – М., 2010. – 15 с.
10. *Загубный Д. Г.* Способы обработки цифрового рельефа программой “Lineament” // Исследование Земли из космоса. – 2004. – № 6. – С. 30–58.

* * *

УДК 551.8

ПРО ПОШИРЕННЯ ТА БУДОВУ РЕЛІКТОВИХ ЕОЛОВИХ ФОРМ В МЕЖАХ НАДСЯНСЬКОЇ УЛОГОВИНИ

Андрій Яцишин, Віктор Мік

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: Viktormik91@gmail.com

Дослідження реліктового еолового морфолітогенезу є важливим елементом реконструкції палеогеографічної ситуації, а особливо в тих випадках, коли він на певних етапах

геологічної історії розвитку території був визначальним. Наявність еолових форм свідчить про специфічні палеогеографічні умови в час їхнього формування, зокрема сухість клімату, відсутність або значна розрідженість рослинного покриву, наявність достатньо сильних вітрів тощо. Розкриття особливостей поширення, морфології та будови еолових форм є "ключем" до з'ясування аеродинамічних умов їхнього формування, зокрема сили вітру та його напрямку.

Характер розповсюдження дюн вказує на розміщення областей постачання вихідного матеріалу для розвіювання, а також на інтенсивність еолового перенесення, а аналіз їхніх морфологічних показників: форма в плані, відносні висоти, крутість схилів різної експозиції, дає можливість віднести різні еолові форми до тих чи інших типів, а також визначити напрямок вітру, який їх формував.

В останні роки спостерігається збільшення наукового інтересу до палео-еолових процесів, особливо в рамках співпраці українських та польських науковців, серед них: Л. Дубіс, М. Длужевський, І. Залеський, П. Зелінський, С. Федорович [3, 5, 6]. Особливої уваги заслуговує праця польських вчених П. Зелінського та І. Семенюк, які проводили свої дослідження на території Надсянської улоговини в 2006 р. [5]. Однак еолові відклади, їхнє поширення в межах рівнини, морфологія та будова на наш погляд не є достатньо вивченими.

Метою цієї роботи є комплексна характеристика еолових форм в межах Надсянської улоговини, зокрема їхнє поширення та літологічні особливості.

Надсянська акумулятивна рівнина охоплює північно-західну, найбільш понижену частину Передкарпаття в межах межиріч Бухти – Вишні – Віжомлі – Шкло – Завадівки [2]. Вона межує на північному сході з Розточчям, а на півдні і сході з Городоцько-Щирецькою та Сянсько-Дністерською височинами. Рельєф рівнини плоскохвилястий, згладжений. Абсолютні висоти поверхні досягають 220–260 м з незначним вертикальним, до 20–30 м, та горизонтальним, менше 1 км/км^2, розчленуванням рельєфу. Характерною ознакою поверхні улоговини є чергування широких терасованих долин вище згаданих водотоків і хвилясто-горбистих межиріч. У загальному плані поверхні виразно простежується лінійність та північно-західне спрямування утворюючих його головних орографічних форм. Генезис рельєфу моренно-зандровий, омолоджений флювіальною та еоловою діяльністю [2].

Ідентифікація еолових форм проводилась з допомогою топографічних карт масштабу 1 : 25 000 та космознімків. Дюни території дослідження сконцентровані, головно, в межах долин річок Вишні і Шкло (рис. 1).

Характер поширення дюн свідчить про те, що первинним матеріалом для утворення еолових форм були відклади надзаплавних терас названих водотоків – алювіальні і флювіогляціальні піски. Найбільші, та морфологічно найкраще виражені, дюни сконцентровані на правому схилі долини р. Вишні в смузі, шириною 4–7 км, яка межує із заплавою, хоча на самій заплаві еолових форм практично немає.

Форма в плані більшості дюн, особливо великих, є серпоподібною, а їхні "роги" обернені в західному напрямку, що служить важливою ідентифікаційною ознакою – така форма дюн пов'язана з тим, що їхні периферійні частини закріплені рослинністю, а тому в цих місцях різко гальмується рух піску і, відповідно, рух дюн [1].

Довжина по гребеню окремих форм сягає 1,5–2,0 км, а висота – 30 м (рис. 2). Їхні схили пологі – до 10–15°, а поверхня ускладнена дрібнішими формами. Поруч з великими дюнами поширені і менші, які у плані мають вигляд горбів або пасом, довжиною до 100–200 м, і висотою 5–10 м. У більшості форм спостерігається незначна асиметрія схилів – схили західної експозиції пологіші. Варто також наголосити на тому, що еоловий рельєф на заліснених ділянках зберігся краще, і його риси тут значно контрастніші.

Під час опису та аналізу чотирьох розрізів дюн, закладених, головно, в околицях с. Арламівська Воля, виділено шість типів текстур.

Горизонтальношаруваті піски і супіски – це найхарактерніший тип текстур досліджених форм, для якого властиве близьке до горизонтального залягання прошарків, не більше 15°. Шаруватість, зазвичай, дуже тонка – потужність окремих прошарків не перевищує 1–2,

максимум 3–4 мм. Піски тонкозернисті і добре сортовані. Іноді зустрічаються добре витримані за простяганням прошарки грубозернистих пісків, потужністю до декількох сантиметрів. Формування такого типу текстури відбувається при швидкостях вітру понад 12 м/с з поривами до 18 м/с [5].

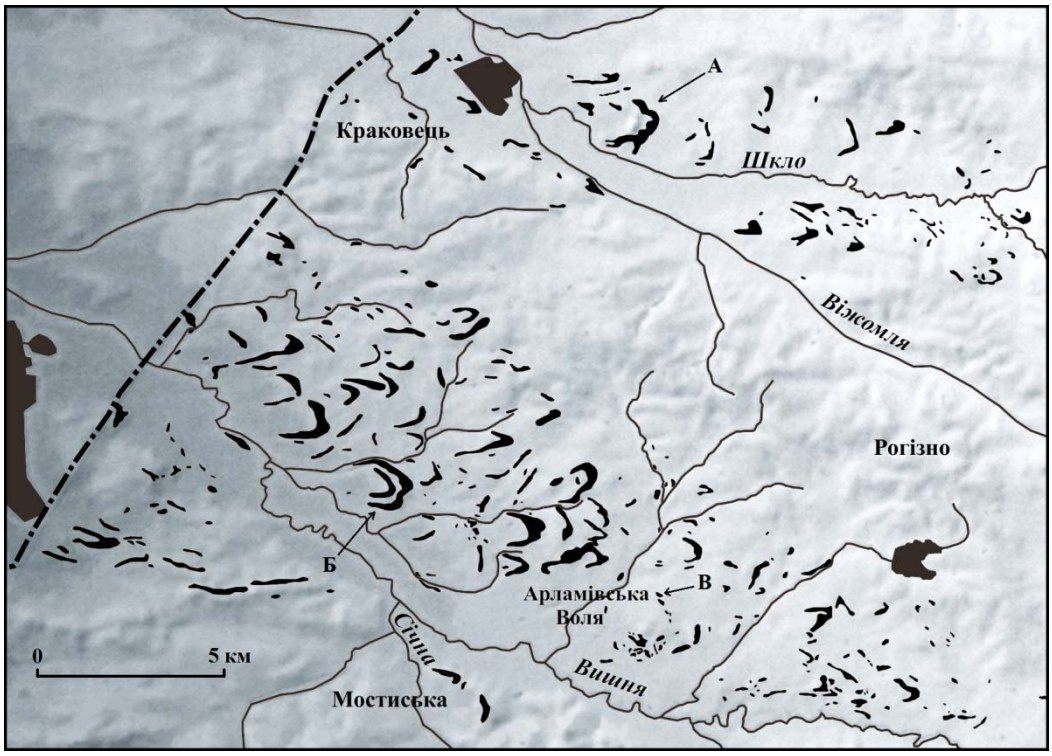


Рис. 1. Схема поширення еолових форм в межах Надсянської улоговини.
А, Б, В – досліджувані дюни.

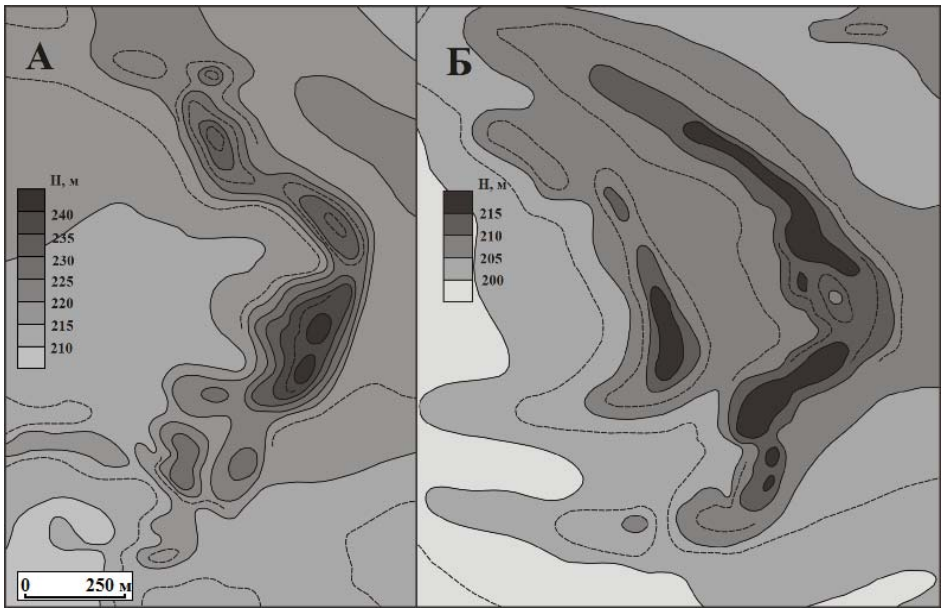


Рис. 2. Гіпсометричні моделі двох дюн (А і Б відповідно на рис. 1).

Піски з порушеним заляганням прошарків. Тут горизонтальне залягання часто порушується завихреннями, а самі прошарки нерівні та невитримані за простяганням. Грануло-

метричний склад, як і в попередньому випадку, відзначається значною неоднорідністю суміжних серій. Формування такого типу текстур пов'язують з розвитком на поверхні еолових форм розрідженої рослинності, яка перешкоджала утворенню правильних прошарків. Поява таких текстур у верхніх частинах розрізів товщ дюн свідчить, що на заключних етапах свого формування більшість з них були вкриті слаборозвиненою трав'яною рослинністю.

Косошаруваті піски дюн утворюються внаслідок лавиноподібного осипання матеріалу на їхніх завітряних схилах. Вони складаються з однорідних серій, нахилених в напрямку пануючих вітрів. Потужність окремих прошарків, збудованих середньо- і дрібнозернистими фракціями, досягає 2–3 мм. Такий тип шаруватості домінує у відкладах дюн аридних кліматів, проте у нашому випадку зустрічається фрагментарно.

Піски з косою діагональною шаруватістю також зустрічаються обмежено. Окремі прошарки в серіях дуже тонкі – близько 1 мм, їхнє формування пов'язують зі швидкостями вітру у 12–15 м/с [5]. У гранулометричному складі пісків домінують середньозернисті відміни.

Гравійні брижі утворюються при швидкостях вітру близько 18 м/с [5]. Вони формують лінзи, потужністю до 3–4 см серед інших типів шаруватостей. Характерною ознакою їхнього гранулометричного складу є велика частка фракцій грубозернистих пісків та дрібного гравію.

Піщані брижі характеризуються чергуванням слабонахилених, до 10–12°, прошарків пісків з хвилястою поверхнею контактів. Їхнє формування відбувається при швидкостях вітру у 4–8 м/с [5]. Піщані брижі спостерігались у нижніх частинах розрізів дюн.

З допомогою ситового методу [4] було досліджено гранулометричний склад товщі відкладів розрізу "Горнівка", який розкриває будову верхньої частини однойменної дюни (рис. 1В).

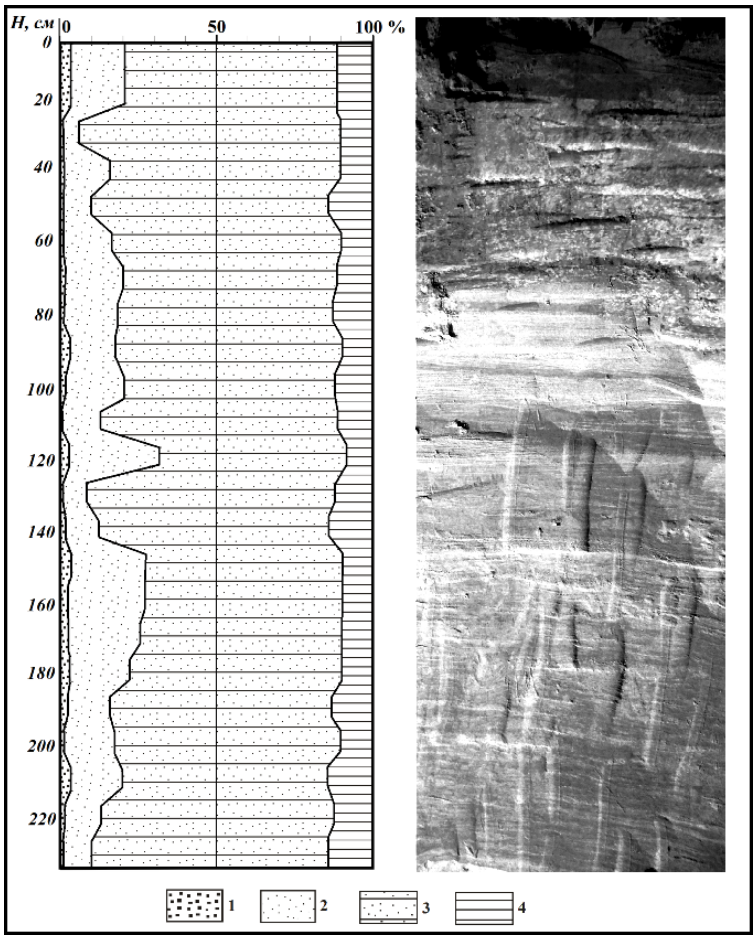


Рис. 3. Гранулометрична діаграма розрізу "Горнівка".
Фракції: *1* – понад 0,5 мм; *2* – 0,5–0,25 мм; *3* – 0,25–0,1 мм; *4* – до 0,1 мм.

Розріз закладено на південному, пологішому схилі еолової форми. Відклади дюни представлені горизонтальношаруватими пісками, та пісками з порушеним заляганням прошарків. Гранулометричний склад товщі характеризується однорідністю з домінуванням фракції 0,25–0,1 мм, відносний вміст якої досягає 70–75 % від загальної маси уламків проби. До 40 % від загальної маси уламків проби припадає на фракції розміром 0,5–0,25 та менше 0,1 мм. Найменший вміст припадає на уламки розміром понад 0,5 мм.

Список використаних джерел

1. *Градзиньский Р.* Седиментология : пер. с пол. / Р. Градзиньский, А. Костецкая, А. Радомский, Р. Унруг // пер. изд. ПНР. – М. : Недра, 1980. – 640 с.
2. Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000, аркуші М-34-23 (Пшемисль), М-34-24 (Дрогобич). Карпатська серія. Пояснювальна записка. К: Державний комітет природних ресурсів України, НАК “Надра України”, ДП “Західукргеологія”, Львівська геологорозвідувальна експедиція, 2005. – 113 с.
3. *Дубіс Л.* Літологічні особливості відкладів та вік реліктової дюни в околиці села Маневичі / Л. Дубліс, М. Длужевський // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 2011. – Вип. 39. – С. 140–148.
4. *Рухин Л. Б.* Гранулометрический метод изучения песков / Л. Б. Рухин. – Л., 1947. – 213 с.
5. *Zielinski P.* Strukturalny zapis procesow akumulacyjno-dedlacyjnych w wydmi1e walowiej we wschodniej czeci Kotliny Sandomierskiej (Ukraina) / P. Zielinski, I. Semeniuk // Annales uniwersytet Marii Curie-Sklodowskiej. – Lublin, 2008. – Sectio B. – S. 169–176.
6. *Zaleski I.* Warunki aerodynamiczne akumulacji osadow eolicznych na przykładzie wydm w okolicy Maniewicz (Polesie Wołynskie) / I. Zaleski, P. Zielinski // Гляціал і перигляціал Волинського Полісся : матеріали XIII укр.-пол. семінару. – Львів, 2005. – С. 203–210.

* * *

УДК 551.4

ПЛАНЕТАРНІ ТА ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНІ МОРФОСТРУКТУРИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПУ ТЕРИТОРІЇ ЄВРОПИ

Сергій Бортник *, Наталія Погорільчук**
Ольга Ковтонюк **

** Університет імені Я. Кохановського,*
Польща, м. Кельце,
*** Київський національний університет імені Тараса Шевченка,*
Україна, 03680, м. Київ, проспект Академіка Глушкова 2а,
e-mail: geography@univ.kiev.ua

Важливий напрям морфоструктурних досліджень – виявлення ролі морфоструктур центрального типу (МЦТ) в будові земної кори та організації рельєфу земної поверхні – представлений в пропонованій статті результатами досліджень вказаних морфоструктур на території Європи. Спираючись на результати наших попередніх робіт і наведені в них класифікації МЦТ нами на території Європи в масштабах даного дослідження виявлені МЦТ трьох рангів: планетарного, трансконтинентального та трансрегіонального (рис. 1).

Планетарні МЦТ мають значні латеральні розміри і простягаються в межах кількох континентів, відіграючи визначальну роль у латеральній організації земної поверхні. Разом із лінійними морфоструктурами, вони обумовлюють конфігурації материків, крупні елементи їхньої берегової лінії тощо.

Трансконтинентальні МЦТ належать до наступної ланки класифікації МЦТ за латеральними розмірами [1, 2, 3, 4]. Вони відіграють важливу роль у будові материків, обумов-

люють положення більш дрібних елементів берегової лінії, розташування крупних орогідрографічних елементів земної поверхні тощо.

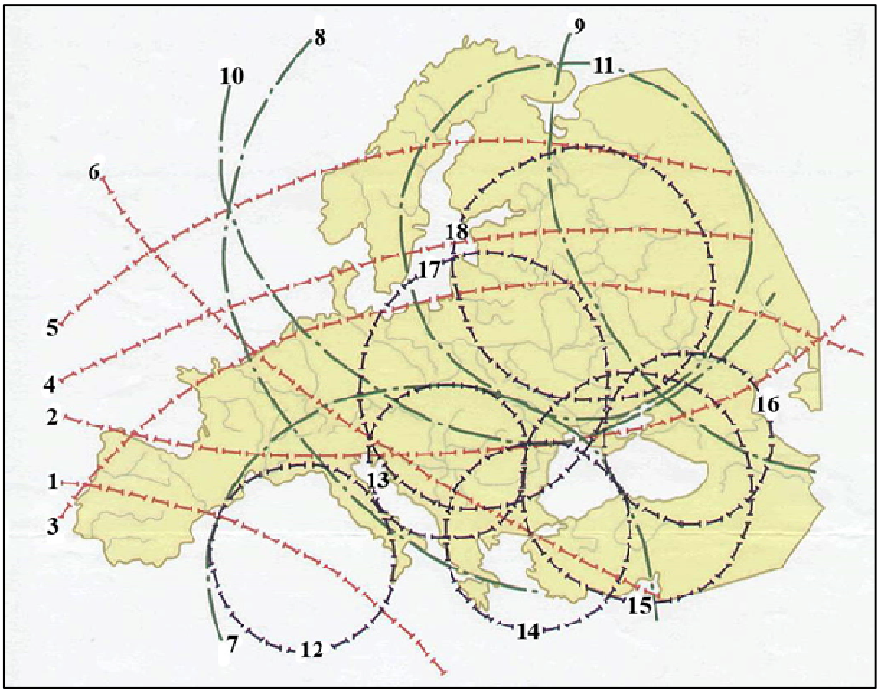


Рис. 1. Схема морфоструктур центрального типу території Європи

Номерами на схемі показані: *планетарні МЦТ* – 1. Південноєвропейсько-Африканська; 2 – Північноатлантична; 3 – Європейсько-Азійсько-Африканська; 4 – Європейсько-Західноазійська; 5 – Північноєвропейсько-Африканська; 6 – Північноєвропейсько-Азійська; *трансконтинентальні МЦТ:* 7 – Середземноморська; 8 – Західноєвропейська; 9 – Східноєвропейсько-Центральноазійська; 10 – Північноєвропеська; 11 – Балтійсько-Приволзька; *трансрегіональні МЦТ:* 12 – Західносередземноморська; 13 – Карпатсько-Балканська; 14 – Чорноморсько-Балканська; 15 – Чорноморсько-Малоазійська; 16 – Чорноморсько-Кавказька; 17 – Центральноєвропейська; 18 – Східноєвропейська.

Трансрегіональні МЦТ є визначальними при розгляді закономірностей латеральної організації території у регіональних масштабах. Вони знаходять своє відображення у дугових елементах гірських хребтів, особливостях рисунку гідрографічної мережі, берегової лінії.

Виходячи з відповідності радіусів та глибин закладання структур, усі вище перераховані групи МЦТ мають ендогенне, зокрема – тектоногенне, походження.

При аналізі трансконтинентальних та планетарних МЦТ у дрібних масштабах досліджень проявляється одна з характерних властивостей лінеаментів – масштабна трансформність. Суть її полягає у тому, що при змінах масштабу одиничні лінеаменти трансформуються у лінеаментні зони і навпаки. Тому, для даних структур не можливо встановити чіткий контур, а можна говорити лише про зону, що обмежує дану морфоструктуру центрального типу. Оскільки МЦТ цих рангів в межах Європи розташовані лише фрагментарно, то немає можливості говорити про їх внутрішню будову та просторову організацію внутрішньої фактури, через що обмежимось лише описом їх контурів.

Планетарні МЦТ Європи. На основі аналізу картографічних матеріалів та проведеного нами дешифрування МАКЗ в межах Європи виділено шість *планетарних* МЦТ: Південноєвропейсько-Африканська, Північноатлантична, Європейсько-Азійсько-Африканська, Європейсько-Західноазійька, Північноєвропейсько-Африканська та Північноєвропейсько-Азійська МЦТ.

Південноєвропейсько-Африканька МЦТ. В межах Європи дана МЦТ представлена фрагментарно лише сегментом її північно-східного замикання. Охоплює центральну та південну

частину Піренейського півострова. В межах цієї території контур трасується по зоні лінеаментів, що в рельєфі відповідають вододілам південної частини Іберійських гір, Центральної Кордильєри, по північному узбережжю остова Менорка Балеарських островів. В межах Середземного моря контур є інтерпольованим.

Північноатлантична планетарна МЦТ. Ця МЦТ охоплює західну, центральну, східну Європу, північну Азію, частину Північного Льодовитого океану. Включає в себе територію всієї Європи за виключенням її південних регіонів – Піренейського, Апенінського, Балканського, Кримського півостровів та прилеглих морських басейнів. Її контур на даній території представлений фрагментарно. Виділити його досить складно, оскільки концентр “розкладається” на зону лінеаментів. У рельєфі вони виражені фрагментами вододілів річкових басейнів, дуговими вигинами елементів річкових долин та ін. На заході концентр трасується по вододілах масиву Канталь, підкреслюється субпаралельними лінеаментами долин річок Дордонь та Ло. На півдні замикання даної МЦТ являє собою низку субпаралельних фрагментів вододілів. У східній частині контур є інтерпольованим.

Європейсько-Азійсько-Африканська МЦТ. В межах Європи проходить замикання її північного сегменту. Охоплює західну, центральну та південну частини Європи. Контур має складне вираження, є нечітким і проявляється фрагментарно. В східній частині підкреслюється елементами берегової лінії Піренейського півострова, в північній та північно-західній частинах проявляється у вододілах північної частини Середньоруської та південній частині Приволзької височин. В межах інших ділянок контур проявлений не чітко.

Європейсько-Західноазійька МЦТ. Північне замикання цієї МЦТ проходить в межах центральної частини Європи, охоплюючи південно-східну частину Великобританії, півострів Ютландія, південну частину Скандинавського півострова, Ризьку затоку, південну частину Уральських гір. Її концентр характеризується складним проявом в рельєфі. В межах Великої Британії контур трасується по вододілах південної частини Кембрійських гір, в межах Скандинавського півострова по вододільних ділянках північного Смоланду. В північно-східній частині обмеження підкреслюється дугоподібними вигинами долини Волги та її приток. На інших ділянках контур являє собою лінеаментні зону і тому не має чіткого вираження.

Північноєвропейсько-Африканська МЦТ охоплює майже всю Європу (за виключенням північних районів Скандинавського півострова та рівнинної території Європи), територію південно-західної Азії та північної та центральної Африки. В межах Європи виділяється обмеження її північного сегменту. Контур характеризується складністю вираження, утворений лінеаментної зоною різної ширини. В західній частині підкреслюється елементами берегової лінії північного узбережжя Великобританії, північно-західної частини Скандинавського півострова. В північній та північно-східній сегментах знаходить своє вираження у фрагментах вододілів Східно-Європейської рівнини.

Північноєвропейсько-Азійська МЦТ охоплює центральні, північні та західні регіони Європи. Тут знаходить вираження обмеження її південно-західного сегменту. Концентр трасується по центральній частині Острова Ірландія, південній частині Великобританії, Центрльних Альпах, по вододілах північно-західної частини плоскогір’я Дінара; в межах півострова Мала Азія по північно-західним хребтам Тавру.

Трансконтинентальні МЦТ Європи представлені пятьма МЦТ: Середземноморською, Західноєвропейською, Східноєвропейсько-Центральноазійською, Північноєвропейською, Балтійсько-Приволзькою.

Середземноморська МЦТ. Її більша частина території розміщена в межах південної Європи та Середземного моря. Лише південна частина охоплює північні райони Африки. Концентр цієї МЦТ нечітко проявлений. У своєму північно-західному сегменті трасується фрагментарно по вододілах північно-західних хребтів Альпійської складчастої споруди. Далі за лінеаментами вододілів Чесько-Моравської височини, Високих та Низьких Бескидів – по лінії зчленування Східно-Європейської платформи та Карпатської складчастої системи. В межах півострова Мала Азія також проявляється у фрагментах вододілів.

Західноєвропейська МЦТ. З поміж усіх МЦТ цього рангу в межах Європи проявлена найчіткіше. Її концентр проявляється в межах Великобританії по осьовій зоні Пенінських гір, західним уступам Норманських гір Морвану, Вододілам Центрального Масиву. В своєму південно-західному сегменті концентр трасується по концентричних дугах хребтів складчастої системи Апенінського півострова. На півдні підкреслюється елементами берегової лінії Балканського півострова.

Східноєвропейська-Центральноазійська МЦТ. В межах Європи трасується її західний концентр, обмежуючи територію на схід від Середньоруської височини. Контур проявляється зоною паралельних лінеаментів. В північній частині проходить по вододілу Хібін, по вододілу басейнів Ладозького та Онезького озер. Далі на південь по осьовій зоні Середньоруської височини. В межах Кавказької складчастої системи підкреслюється вододілом басейнів річок Терек та Алазані.

Північноєвропейська МЦТ. В межах Європи знаходиться її південний сегмент. Її контур має досить складне проявлення. В окремих частинах він інтерпольованим. Включає центральну, північну та східну частини Європи. Концентр знаходить своє вираження у фрагментах вододілів Шумави, Чеського Лісу, елементах річкових долин, зокрема Лаби та інших приток Ельби.

Балтійсько-Приволзька МЦТ повністю розміщується в межах Європи. Включає північно-східну частину Скандинавського півострова, Східно-Європейську рівнину. Концентр має чітке вираження в східній частині МЦТ, де представлений вододілами західної частини передуральсього підняття та дуговими елементами річкової долини річки Чусової. В південно-східній частині також трасується по фрагментах вододілів, утворюючи лінеаментні зону зовнішнього концентру. В межах інших ділянок виявлення положення зовнішнього концентру є досить складним.

Комбінації МЦТ планетарного та трансконтинентального рангів. Під комбінаціями морфоструктур центрального типу розуміють їх перетини у вигляді морфоструктурних вузлів, лінз та трикутників. Власне ці поєднання формують морфоструктурний план території. Певні з них мають чітке вираження в рельєфі, інші – ні, що може бути пов'язаним із активізацією енергогенеруючих осередків на різних етапах розвитку МЦТ.

В межах території Європи нами було виділено 27 вузлів, що утворені одноранговими МЦТ: сім морфоструктурних вузлів, що утворені планетарними МЦТ, та сім вузлів, що утворені трансконтинентальними МЦТ.

Цікавими об'єктами також є вузли, що утворені трьома і більше різноранговими МЦТ. Європейсько-Азійсько-Африканська та Пінічноєвропейсько-Азійська планетарні МЦТ у місці їх перетину із Західноєвропейської трансконтинентальною МЦТ утворюють морфоструктурний вузол, що знаходиться в районі протоки Па-Де-Кале. У східній частині Південних Карпат, в межах вододілу басейнів Прута та Дунаю наявний морфоструктурний вузол, що утворений Карпатсько-Балканською, Чорноморсько-Балканською та Чорноморсько-Малоазійською трансрегіональними МЦТ та Північноатлантичною планетарною МЦТ. В межах північної частини Кримського півострова розміщений площовий морфоструктурний вузол, який утворений чотирьма різноранговими МЦТ: Центральноєвропейською та Чорноморсько-Кавказькою трансрегіональними, Північноєвропейською трансконтинентальною та Північноатлантичною планетарною МЦТ.

Північноатлантична та Європейсько-Азійсько-Африканська МЦТ, перетинаючись між собою, утворюють опуклу лінзу, яка охоплює територію центральної частину Західної Європи, центральні та східні регіони Європи та, звужуючись на схід, замикається морфоструктурним вузлом в північній частині Каспійського моря. Також на території Європи присутні фрагменти лінз планетарних МЦТ – Північноатлантичної та Північноєвропейсько-Азійської – вузол перетину яких розміщений в районі м. Загреб.

Трансконтинентальні МЦТ також перебувають у певних взаємовідношеннях з іншими МЦТ. Таким чином, Середземноморська та Західноєвропейська трансконтинентальні МЦТ, перетинаючись у морфоструктурних вузлах, утворюють випуклу лінзу, що охоплює Альпій-

ську та Карпатську складчасті структури, Середньодунайську та Нижньодунайську низовини, Балканський півострів, Адріатичне, Іонічне та Тіренське моря, західну частину Чорного моря та півострова Мала Азія. Північну частину даної лінзи відтинає частина концентру Північноєвропейської трансконтинентальної МЦТ, утворюючи лінзу значно менших розмірів, яка включає в себе північну та східну частини Карпат.

Взаємовідношення транрегіональних МЦТ. Разом із Чорноморсько-Балканською МЦТ Карпатсоко-Балканська МЦТ та Центральноєвропейська МЦТ утворюють об’ємний трикутник. Чорноморсько-Балканська МЦТ перебуває у певних взаємозв’язках із іншими МЦТ. Так, утворює випуклі лінзи із Чорноморо-Балканською, Чорноморсько-Малоазійською та Центральноєвропейською одноранговими трансрегіональними МЦТ. Інтерферуючи із одноранговою Чорноморсько-Малоазійською МЦТ, утворює випуклу лінзу. Центральноєвропейська трансрегіональна МЦТ Разом із Східноєвропейською одноранговою МЦТ утворює випуклу лінзу, яка характеризується загальним зниженням гіпсометричних відміток в її межах по відношенню з іншими частинами Центральноєвропейської МЦТ. Інтерферуючи із Карпатсько-Балканською, Чорноморсько-Балканською та Чорноморсько-Малоазійською МЦТ, утворює опуклий трикутник.

Аналізуючи взаємодії МЦТ нами була виявлена цікава особливість. Всі трансрегіональні МЦТ є сателітними по відношенню до структур вищих рангів. Таким чином, геометричні центри трансрегіональних МЦТ знаходяться в межах зон зовнішніх концентрів планетарних та трансконтинентальних МЦТ. Геометричний центр Західносередземноморської трансрегіональної МЦТ знаходиться в зоні зовнішнього концентру Південноєвропейсько-Африканської планетарної МЦТ; Карпатсько-Балканської трансконтинентальної МЦТ – в зоні концентру Північноатлантичної планетарної МЦТ; Східноєвропейської трансрегіональної – в зоні концентру Європейсько-Азійсько-Африканської планетарної МЦТ. Геометричний центр Чорноморсько-Балканської трансрегіональної МЦТ лежить в межах морфоструктурного вузла Північнєвропейсько-Африканської планетарної та Чорноморсько-Кавказької трансрегіональної МЦТ. Чітка приуроченість до осьових частин периферійних зон планетарних МЦТ геометричних центрів сателітних трансрегіональних МЦТ свідчить про активізацію в межах даних зон енергогенеруючих осередків. Сателітні МЦТ утворюють комбінації МЦТ із спряженими та накладеними варіантами з’єднань.

Таким чином, були визначені основні особливості латеральної організації території Європи. Основу власне морфоструктурного плану Європи формують прояви морфоструктурних взаємодій – морфоструктурні вузли, лінзи та сферичні трикутники – різнорангових МЦТ – планетарного, трансконтинентального та трансрегіонального.

Наступним етапом розшифрування закономірностей просторової організації рельєфу земної поверхні має стати виділення та аналіз основних лінійно-площинних морфоструктур та проведення більш крупномасштабного дослідження, що дасть змогу, крім усього, визначити елементи внутрішньої фактури МЦТ усіх рангів. Саме це дозволить отримати цілісну картину морфоструктурної будови території Європи.

Список використаних джерел

1. *Аристархова Л. Б.* Морфоструктурный анализ аэрокосмических снимков и топографических карт: Учебное пособие/ Л. Б. Аристархова. – М.: Изд-во МГУ, 2000 – 60 с.
2. *Бортник С. Ю.* Розмірні класифікації морфоструктур/ С. Ю. Бортник, О. В. Ковтонюк, Н. М. Погорільчук // Фізична географія та геоморфологія. – 2011. – № 2 (63).– С. 6–9.
3. *Гололобов Ю. Н.* Линеаменты и морфоструктуры центрального типа северного Сахалина/ Ю. Н. Гололобов, Н. И. Мочалов// Морфоструктуры центрального типа Сибири и Дальнего Востока; под ред. Б. В. Ежова, С. М. Тащи. – Владивосток: ДВО АН СССР, 1988.
4. *Тащи С. М.* Связь рифтогенных морфоструктур с морфоструктурами центрального типа/ С. М. Тащи // Морфоструктурные исследования на Дальнем Востоке; под ред. А. П. Кулакова, С. М. Тащи. – Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1983

* * *

УДК: 551.43+552.43.1

АНАЛІЗ ГЕОМОРФОДИНАМІЧНИХ І НЕОГЕОДИНАМІЧНИХ УМОВ ФУНКЦІОНУВАННЯ ЛІНІЙНИХ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННИХ ГЕОМОРФОСИСТЕМ

Роман Спиця

Інститут географії Національної академії наук України,
Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44,
e-mail: geo-ins@kiev.ldc.net

Територія України характеризується високим ступенем антропогенного освоєння. Вона перетинається густою мережею лінійних інженерних комунікацій: залізничних та автомобільних магістралей, ліній електропередач, кабельних мереж, трубопроводів, меліоративних систем. Кожен такий об'єкт, взаємодіючи з навколишнім середовищем, формує природно-техногенну геоморфосистему, ефективність функціонування якої визначається великою кількостю природних і техногенних чинників. Природно-техногенні геоморфосистеми, що сформувалися в місцях прокладання лінійних промислових об'єктів, за характером функціональних зв'язків належать до відкритих, характеризуються двостороннім обміном речовиною й енергією з оточуючим середовищем, що дає підстави говорити про існування взаємовпливів між техногенними системами і навколишнім середовищем.

В процесі будівництва й експлуатації лінійних об'єктів відбуваються зміни морфології, морфометричних характеристик рельєфу, властивостей рельєфоутворювальних відкладів, особливостей циркуляції і складу грунтових, підземних вод, гідрологічного режиму водотоків, динаміки руслових, карстово-суфозійних, еолових, зсувних, гравітаційних процесів. Одночасно навколишнє середовище (ендогенні та екзогенні процеси) є потужним чинником, що впливає на безпеку функціонування лінійних об'єктів, характеристики їх технічного стану та залишкового ресурсу. Необхідною умовою для забезпечення стабільного функціонування лінійних природно-техногенних систем є організація досліджень, які б дозволили врахувати весь спектр взаємодій між їх природними і техногенними підсистемами, визначити порогові значення дії окремих факторів, перевищення яких може призвести до порушення рівноважного стану функціонування системи і, як наслідок, погіршення технічного стану, скорочення ресурсу функціонування техногенної підсистеми, виникнення аварійної ситуації з негативними екологічними наслідками.

При проведенні моніторингу лінійних природно-техногенних систем вирішуються два головних завдання: зменшення негативного впливу техногенних об'єктів на природні системи і зменшення негативного впливу навколишнього середовища на технічний стан лінійних об'єктів з метою збільшення залишкового ресурсу їх безаварійного функціонування [4].

Широкий спектр динамічних зв'язків між природними і техногенними підсистемами виникає в процесі прокладання та експлуатації об'єктів трубопровідного транспорту, які за протяжністю не поступаються шляхам сполучення і можуть функціонувати як в субаеральних (підземних і надземних), так і в субаквальних умовах (табл. 1).

Будівництво та експлуатація трубопроводів супроводжується зміною механічного складу грунту внаслідок прокладання траншей, активізацією процесів лінійної ерозії, зсуво- та осипоутворення на підрізаних і позбавлених рослинності схилових ділянках. Після засипання траншеї внаслідок ущільнення шару грунту відбувається його просідання. Утворене зниження в рельєфі є сприятливим для розвитку процесів лінійної ерозії, накопичення дощових, талих вод, зміни коефіцієнту зволоження ґрунту. У місцях перетину трубопроводами водних об'єктів відбуваються зміни гідрологічного режиму водотоків, умов транспортування і акумуляції алювію тощо. Прокладена під землею труба є причиною зміни природної циркуляції ґрунтових

вод, що нерідко призводить до виникнення ділянок підтоплення вздовж магістралі трубопроводу. Функціонування газо- та нафтопроводів, є причиною зміни теплового режиму ґрунтів, що, в свою чергу, викликає зміни умов зволоження, промерзання, просадочних властивостей рельєфоутворювальних відкладів, збільшення концентрації мікро і мезоформ рельєфу біогенного походження вздовж траси трубопроводу [2].

Таблиця 1

Типи та умови функціонування об’єктів трубопровідного транспорту

Типи трубопроводів	Умови експлуатації			Протяжність, км
	Субаеральні		Субаквальні	
	Наземні	Підземні	Підводні	
Нафтопроводи:				
магістральні	+	+	+	$10^2 – 10^3$
локальні	+	+	+	$10 – 10^2$
Газопроводи:				
магістральні	+	+	+	$10^2 – 10^3$
локальні	+	+	+	$10 – 10^2$
Продуктопроводи	+	+	+	$1 – 10^2$
Аміакопроводи	+	+	+	$1 – 10^3$
Пульпопроводи	+			$1 – 10^2$
Теплотраси				1 – 10

Функціонуючий трубопровід зазнає негативного впливу навколишнього середовища. Однією з причин активізації процесів корозії труб є зміна хімічного складу грунтових і поверхневих вод, підвищення електропровідності ґрунтів, еманація газів, зміни мікробіологічних властивостей середовища, викликані активізацією процесів заболочування, перезволоження грунтів в зоні прокладання трубопроводу. Негативний вплив на формування водного режиму в зоні прокладання трубопроводів мають під’їзні шляхи та інші порушення мікро- і мезорельєфу території, викликані будівництвом та експлуатацією трубопроводу.

Причиною деформацій поздовжнього профілю лінії трубопроводу часто є крипові процеси, внаслідок дії яких відбувається “виштовхування” труби на поверхню. Результати інструментальних спостережень глибини залягання ряду трубопроводів свідчать, що найбільш активно крипові процеси протікають на перезволожених, заболочених ділянках [4].

Потужним фактором погіршення технічного стану трубопроводів є ерозійні процеси. Внаслідок активізації лінійної ерозії можливе “оголення” підземних ділянок трубопроводів, покриття яких не адаптоване до тривалого функціонування в умовах атмосферного середовища. Процеси площинного змиву, особливо в присхилових ділянках призводять до зменшення, порівняно з проектною, глибини залягання трубопроводу.

Значний вплив на функціонування трубопроводів мають також ендодинамічні процеси, пов’язані з активізацією активних площових і лінійних структур (розломів, складчастих, солянокупольних структур тощо). Зони тріщинуватості, дислокації приповерхневої частини літосфери, пов’язані з активізацією розломів, впливають на фізико-механічні властивості ґрунтів, особливості циркуляції та хімічний склад підземних вод, визначають інтенсивність перебігу екзогенних процесів.

Утворення тектонічних тріщин знижує щільність порід, зменшує їх стійкість щодо дії процесів вивітрювання, підвищує фільтраційні властивості. Зони активних розломів у багатьох випадках характеризуються підвищеною обводненістю, зміною хімічного складу підземних вод, що підвищує корозійну агресивність середовища, пришвидшує перебіг карстових, суфозійних, зсувних процесів. З зонами активних розломів пов’язуються електричні аномалії, аномалії теплового потоку, зони еманації газів, нейтралізація негативного впливу яких у ряді випадків вимагає вжиття додаткових заходів з електрохімічного захисту.

До ендодинамічних чинників, що найбільше впливають на стан природно-техногенних геоморфосистем належать сейсмічність і сучасні повільні вертикальні та горизонтальні рухи земної кори. Негативний вплив на технічний стан лінійних об'єктів мають так звані "енерго-небезпечні зони", які формуються в зонах взаємодії морфоструктур з різною неотектонічною і сучасною тектонічною активністю і часто пов'язані з розломами розтягнення та стискання, які у відносно спокійних платформних умовах не мають яскраво вираженої вертикальної компоненти рухів крил [5]. На підвищену увагу заслуговують і зони перетину неотектонічно активних розломів (морфоструктурні вузли). Тектонічне подрібнення земної кори в морфоструктурних вузлах сприяє активізації процесів вертикальної міграції водних і газових потоків, утворенню геохімічних аномалій [1, 3].

Для тестової ділянки нафтопроводу Анастасівка–Артюхівка, розташованої в межах центральної частини Придніпровської низовини, проведено геодинамічне мікрорайонування на основі результатів вивчення морфоструктурно-неогеодинамічних умов та оцінки неогеодинамічної позиції площових і лінійних морфоструктур з використанням методу спряженого геоінформаційного аналізу. Для бальної оцінки усереднених показників активності площових морфоструктур застосовано комплекс основних і допоміжних оцінкових критеріїв, які кількісно характеризують їх сучасну та новітню активність. Враховуючи різнорозмірність показників, інтегральна оцінка проводиться шляхом присвоєння кожному з критеріїв балу за чотирибальною шкалою (табл. 2).

Таблиця 2

Бальна оцінка усереднених показників геодинамічної активності площових морфоструктур на ділянці нафтопроводу Анастасівка–Артюхівка

Оцінкові критерії		Усереднені геодинамічні показники							
		значення	бал	значення	бал	значення	бал	значення	бал
Основні	Відхилення від фонових значень швидкостей сучасних повільних рухів земної кори (мм/рік)	0,0	1	1,0	2	2,0	3	3,0	4
	Аномалії середніх градієнтів швидкостей неотектонічних рухів земної кори (мм/км/рік)	0,0–0,010	1	0,011–0,020	2	0,021–0,040	3	>0,040	4
	Сумарні амплітуди неотектонічних рухів земної кори, м	≤190	1	191–210	2	211–230	3	>230	4
	Середні градієнти швидкостей неотектонічних рухів земної кори см/км/тис. років	≤0,015	1	0,016–0,025	2	0,026–0,035	3	>0,035	4
Допоміжні	Абсолютні відмітки поверхні експонованого рельєфу, м	≤120	1	121–130	2	131–140	3	>140	4
	Інтегральний коефіцієнт розчленування рельєфу	≤1,0	1	1,1–2,0	2	2,1–3,0	3	>3,0	4
	Глибина розчленування (енергія) рельєфу, м	≤5	1	6–10	2	11–15	3	>15	4
	Кути нахилу земної поверхні (градуси)	≤1,0	1	1,1–2,0	2	2,1–3,0	3	>3,0	4

В залежності від суми балів, проводиться морфоструктурне районування з виділенням активних, помірно активних, слабо активних та неактивних морфоструктур.

Важливою складовою неогеодинамічних досліджень в районах прокладання трубопроводів є виявлення ознак та кількісна оцінка новітніх і сучасних переміщень по розломах,

особливо в зонах їх перетину з трасою трубопроводу. Достовірність виділення та оцінка сучасної геодинамічної позиції лінійних морфоструктур в межах платформних територій підвищується шляхом залучення додаткової інформації, зокрема щодо вираженості розломів у значеннях сумарних амплітуд та середніх градієнтів неотектонічних рухів земної кори, гіпсометрії підошви і потужностях відкладів реперних горизонтів, морфології та морфометричних параметрах сучасного рельєфу, планового рисунку ерозійної мережі, інтенсивності сучасних екзогенних процесів.

При виділенні розломних порушень з диференційованою неотектонічною активністю було взято до уваги той факт, що переважна їх більшість розмежовує різнорангові площові морфоструктури, а тому лінійно впорядковані морфоструктурні межі, вздовж яких фіксуються відмінності в амплітудах неотектонічних рухів, є достатньо надійним і достовірним індикатором неотектонічно активних розломів.

За достовірністю виділення в межах дослідженої ділянки встановлено три типи розломів: 1) розломи, що виділяються за результатами морфоструктурно-неогеодинамічного аналізу та підтверджуються даними геолого-геофізичних досліджень; 2) розломи, що виділяються за результатами морфоструктурно-неогеодинамічного аналізу та підтверджуються результатами дешифрування матеріалів дистанційного зондування Землі; 3) розломи, що передбачаються за даними морфоструктурно-неогеодинамічного аналізу.

З метою об’єктивної інтегральної оцінки ступеня впливу чинників навколишнього середовища на функціонування тестової ділянки нафтопроводу створено морфоструктурно-неогеодинамічний модуль ГІС, головними функціями якого є збір, систематизація, аналіз даних з метою виявлення та оцінки небезпечних геодинамічних процесів, що можуть порушити стабільність природно-техногенної геоморфосистеми за комплексом геодинамічних критеріїв: даних інструментальних геодезичних вимірів, що характеризують швидкості сучасних повільних тектонічних рухів, градієнти швидкостей, сейсмічність території, показників сумарних амплітуд та середніх градієнтів швидкостей неотектонічних рухів земної кори, режимів тектонічних рухів по розломах тощо [4, 6].

Факторна та інтегральна оцінка ступеня впливу неогеодинамічних чинників на трасу трубопроводу здійснена з урахуванням впливу геодинамічно активних розломів, ареалів прояву несприятливих екзогенних процесів, зокрема, підтоплення, дозволила виявити в межах дослідженого трубопроводу ділянки, на яких вплив інтегрального неогеодинамічного чинника практично відсутній, незначний, помірний та значний.

Список використаних джерел

1. *Гласко М. П., Ранцман Е. Я.* Влияние современной блоковой структуры земной коры равнинных территорий на сохранность технических объектов // Изв. Акад. наук, Рос. АН. Сер. Геогр. – 1995. – № 3. – С. 76–80.
2. *Горшков С. П.* Экзодинамические процессы освоенных территорий. – М.: Недра, 1982. – 286 с.
3. *Ранцман Е. Я., Гласко М. П.* Морфоструктурные узлы – места экстремальных природных явлений. – М.: Медиа-Пресс., 2004. – 224 с.
4. *Спиця Р. О.* Дослідження із застосуванням ГІС-технологій динаміки неотектонічно активних структур приповерхневої частини літосфери в зонах прокладання трубопроводів // УГЖ. – 2007. – №3. – С. 20–25.
5. *Худяков Г. И.* Энергоопасные зоны и трансрегиональные трубопроводы / Проблемы экологической геоморфологии: Материалы Межгосударственного совещания XXV пленума геоморфологической комиссии РАН. – Белгород: Изд-во БелГУ, 2000. – С. 79–80.
6. *Yukhymets P., Kobelsky S., Spitsa R.* Geographic information system for evaluation of technical condition and residual life of pipelines // Proceedings of the European Safety and Reliability Conference, ESREL 2008, and 17th SRA-Europe, Valencia, Spain, September, 22–25, 2008. – Vol. 2. – P. 1141–1146.

* * *

УДК 551.8: 634: (477.52)

ПАЛЕОПЕДОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ДАВНІХ ПОСЕЛЕНЬ НА СУМЩИНІ

Жанна Матвіїшина*, Олександр Пархоменко, Євген Ногін*****

** Інститут географії Національної академії наук України, Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44, e-mail: maptour@ukr.net,*
*** Чернігівський державний інститут економіки та управління (Чернігів),*
**** Чернигівський історичний музей ім. В. В. Тарновського (Чернігів)*

В останні десятиріччя активно розвивається новий напрямок палеопедологічних досліджень – *геоархеологічний,* основні результати якого висвітлені у працях О. А. Величка, Т. Д. Морозової, О. П. Александровського, Б. П. Ахтирцева, І. В. Іванова, В. А. Дьомкина, Ю. Г. Чендєва та ін. В межах України дані дослідження найбільш відображені у роботах В. П. Золотуна, М. Ф. Веклича, Ж. М. Матвіїшиної, Н. П. Герасименко, О. Б. Богуцького, Ю. М. Дмитрука, О. Г. Пархоменка та ін. М. Ф. Векличем розроблена схема етапності розвитку голоцену [1]. Значна роль мікроморфологічного аналізу у визначенні генезису сучасних і давніх голоценових грунтів в межах археологічних об'єктів [2–5].

Неолітичне поселення відкрите у 1961 р. В. І. Непріною [6] під час розвідок у Подесенні, досліджувалося нею впродовж семи польових сезонів в період з 1961 по 1990 р. У 2008 р. Є. В. Ногіним на пам'ятці був закладений невеличкий розкоп (28 м^2). Загальна розкопана площа становить 725 м^2.

Пам'ятка розташована поблизу с. Погорілівка, Кролевецького району Сумської області, за 2 км на північний захід від північної околиці села. Займає підвищену ділянку лівого берегу р. Есмань за 0,5 км від місця її впадіння до р. Десна в урочищі Вир. Висота підвищення над сучасним рівнем річки близько 4 м. Площадка пам'ятки задернована та поросла луговими травами, з боку річки – густим чагарником, через це на фоні ландшафту високої заплави візуально майже не вирізняється.

Порівняльно-типологічний аналіз артефактів, знайдених під час проведених досліджень та дані абсолютної хронології [7], дають підстави датувати початок заселення місцевості в урочищі Вир у першій чверті V тис. до н. е. населенням гомельсько-чернігівської культури, що входила до складу дніпро-донецької культурно-історичної спільноти. Згодом тут з'являються носії культурних традицій рибноозерської, деснянської та лисогубівської культур. Своє існування поселення припиняє на межі IV–III тис. до н. е.

Можна припустити, що його територія періодично заселялася різнокультурними групами населення, матеріали яких через особливості складу місцевого ґрунту, алювіально-делювіальні процеси тощо, врешті-решт виявилися сильно перемішаними, а культурний шар перекритий потужним шаром алювію.

В липні 2011 р. за запрошенням Є. Логвіна – співробітника Чернігівського історичного музею імені В. В. Тарновського, нами було педологічно досліджено пам'ятник неолітичної культури неподалік с. Погорілівка на Чернігівщині і закладено на ньому дві розчистки (рис. 1).

Ґрунти давнього поселення Погорілівка вивчалися у розрізі, що розташований на лівобережжі р. Десна, у впадінні в останню лівого притока р. Редь. Висока заплава Десни з обширними луками, а береги річки поросли деревами верби. Заплава досить широка з розкішною лучною рослинністю (злаково-різнотравні луки). Серед трав – осока, пирій, суниця, хвощ, шалфей, щавель, тонконіг та ін. Висота трав'яного покриву – до 0,5 м. На березі річки Рудь простежується низька заплава шириною 20–30 м, висока заплава підвищується над

урізком води на 3–5 м. На уступі високої заплави розміщувалося давнє неолітичне поселення, яке вкривалося площадкою розкопу 5 × 5 м. Нами закладено дві розчистки – в межах поселення і фонову, відібрано 15 зразків на мікроморфологічний аналіз. Основні результати дослідження викладено нижче.

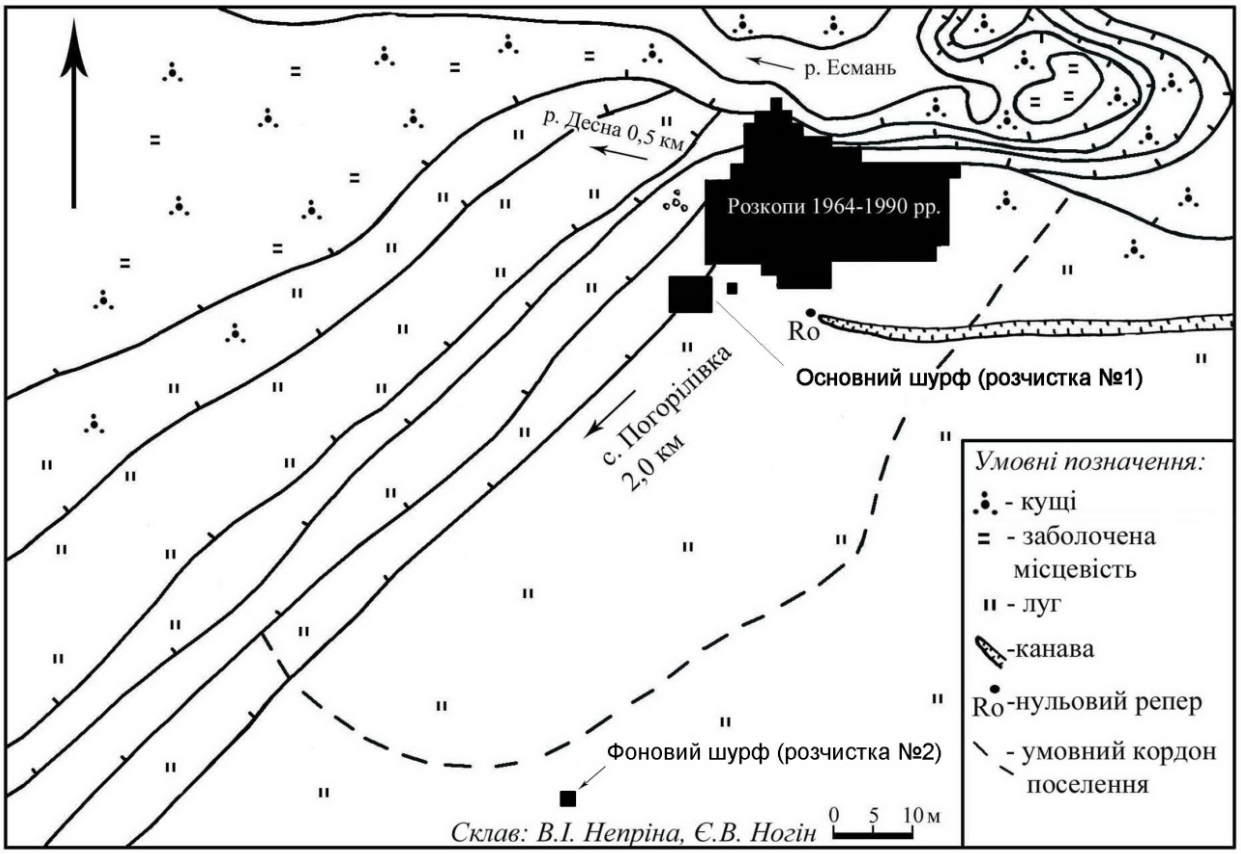


Рис. 1. Поселення Погорілівка-Вирчище. План

Ґрунти давнього поселення Погорілівка вивчалися у розрізі, що розташований на лівобережжі р. Десна, у впадінні в останню лівого притока р. Редь. Висока заплава Десни з обширними луками, а береги річки поросли деревами верби. Заплава досить широка з розкішною лучною рослинністю (злаково-різнотравні луки). Серед трав – осока, пирій, суниця, хвощ, шалфей, щавель, тонконіг та ін. Висота трав’яного покриву – до 0,5 м. На березі річки Рудь простежується низька заплава шириною 20–30 м, висока заплава підвищується над урізком води на 3–5 м. На уступі високої заплави розміщувалося давнє неолітичне поселення, яке вкривалося площадкою розкопу 5 × 5 м. Нами закладено дві розчистки – в межах поселення і фонову, відібрано 15 зразків на мікроморфологічний аналіз. Основні результати дослідження викладено нижче.

В розчистці № 1 в межах поселення артефакти по профілю зосереджені у товщі з 0,27 до 0,7 м і представлені ямочно-гребінчатою керамікою.

Верхній ґрунт – (0,0–0,25 м) – слабко розвинений дерновий.

Нижній ґрунт – (0,25–0,65 м) – лучно-дерновий опідзолений.

У розрізі представлено два ґрунти: верхній – сформований при розвитку дернових процесів – до 0,25 м з горизонтами H_0, He, P(h); нижній – з чітко вираженим профілем з горизонтами (Hрпер., Hgl, Phgl, Pal), які відображають лучно-дернове ґрунтоутворення. Проявляється більш забарвлений гумусовий горизонт, в якому видно відмиті ділянки та ознаки опідзолення. Залізиста та глиниста речовина вмивається в нижче лежачі горизонти ґрунту. Є

ознаки слабкого перерозподілу глини у вигляді струмочків, наявні залізисті мікроорштейни. Вказані ознаки свідчать про розвиток лучних процесів при слабкому опідзолені матеріалу. Оглеєння пов'язане з високим положенням ґрунтових вод. Саме з темнозабарвленими гумусовими горизонтами пов'язані основні знахідки артефактів. Ґрунти мали значний до 0,2 м гумусовий шар, були родючими, хоча сформовані на піску.

В розчистці № 2 (фонового ґрунту) також прослідковано дві стадії ґрунтоутворення: верхній ґрунт з горизонтами Hp, Hepgl, Phgl, Pal, Pgl. Ґрунт сформований на алювіальних відкладах (0,95–1,3 видно). По поверхні цього ґрунту на одній із стінок простежено темно-сірі суглинкові нашарування, в яких виявлено артефакти.

За результатами макро- і мікроморфологічного дослідження ґрунтів встановлено, що як у ґрунтах поселення, так і у фоновому чітко проявляються дві стадії ґрунтоутворення. Сучасний фоновий ґрунт представлений шаруватим ***дерновим ґрунтом заплави***, зі світлішим матеріалом у середній частині профілю, ніж це проявляється у первинній стадії формування ґрунту поселення. Ґрунт фону відноситься до ***лучно-дернових глеєвих грунтів***. У ґрунті поселення більшою мірою проявляються дернові, а не лучні процеси, хоча ґрунти добре мікроагреговані, з ознаками активної діяльності землериїв у вигляді кротовин, зі складними агрегатами, основою яких є згустки і грудочки гумусу.

В обох профілях грунтів зафіксовані риси профілю давнього ґрунтоутворення неолітичного часу у вигляді краще, ніж сучасні, сформованих профілях давніх грунтів на глибині 0,3–0,7 м. На відміну від сучасного світло-сірого за кольором дернового ґрунту поверхні (0,3 м), в грунтотворенні давніх часів переважали дерново-лучні процеси. Тільки під високим різнотравним травостоєм в умовах більшої, ніж сучасна вологості і, можливо, дещо теплішого клімату могли формуватися потужні (0,3–0,4 м) темно-сірі до чорного гумусові горизонти з ознаками оглеєння, з перехідними горизонтами, утвореними на алювії. У фоновому ґрунті зафіксовано на глибині біля 1,0 м – ще один гумусований прошарок зі знахідками давньої кераміки. Давні ґрунти сформовані на алювіальних пісках або лесовидних відкладах заплави.

Такі мікроморфологічні ознаки як сконцентрованість гумусу у згустках і грудочках, складна (до четвертого порядку) мікроагрегованість по всьому профілю, поступовість переходів між горизонтами, темне до чорного забарвлення гумусових горизонтів, ознаки оглеєння у вигляді сизих плям і плям озалізнення дозволяють визначити неолітичний ґрунт як ***дерново-лучний глеєвий***, сформований в умовах заплавних терас Полісся на відкритих просторах. Більша гумусованість давніх грунтів у порівнянні із сучасними, вказує на сприятливі обстановки проживання тут людини: землі були досить родючими і людина могла використовувати їх для землеробства, луки відрізнялися різноманітністю і багатством трав і могли використовуватися як пасовища для свійських тварин. Безумовно, існували і ділянки широколистяних і хвойних лісів, що забезпечували потреби будівництва.

Ця територія розвивалася в обстановках південного Полісся в умовах теплішого за сучасний клімату, землі були більш родючими.

Поширення алювіальних відкладів призводило до їх розвіювання, формування дюн, поховання давніх грунтів. Процеси накопичення еолового матеріалу на давніх ґрунтах були досить інтенсивними.

Сучасний ґрунт (0,3 м) – дерновий, світло-сірий за кольором і внаслідок розвитку еолових процесів менш гумусований, ніж давній ґрунт, який сформувався на цій території в атлантичний максимум, але період потепління 6000 років тому був короткочасним.

Ґрунти поселення в яких виявлено артефакти неолітичного віку (6 000 р. BP) відносяться до лучно-дернових опідзолених і порівняно із сучасними розвивалися у вологіших (і ймовірно тепліших) умовах. На це вказує більш активне та глибоке накопичення гумусу. Поблизу низької заплави ґрунти більш опіщанені у порівнянні з фоновими і в них більшою мірою проявляється дернове ґрунтоутворення.

Спостерігається однакова циклічність ґрунтоутворення з дерновим слабкорозвинутим ґрунтом з поверхні і добре вираженим ґрунтом кліматичного оптимуму на відстані 30 см від

поверхні. Фоновий ґрунт відрізняється дещо важчим гранулометричним складом. В ньому більшою мірою проявляються процеси перехідного від дернового до лучного грунтоутворення. Лучні процеси проявляються у темно-сірому забарвленні профілю гумусом, ознаках активної діяльності землериїв у вигляді кротовин, але останні можуть бути пов’язані з сучасним грунтоутворенням. Можливо, ґрунтові зони 6000 р. тому були зміщені дещо на північ. Як і зараз на високих заплавах панували лучні ландшафти з високотравним покривом, що забезпечувало давню людину якісними пасовищами. Річки були більш повноводними, а одним з джерел живлення давньої людини була риболовля. На збагачених на гумус ґрунтах могло розвиватися примітивне землеробство.

У фоновому розрізі описаний напіваквальний гідроморфний ґрунт в інтервалі 1,0–1,4 м з досить однорідним матеріалом. Цікаво, що в перекриваючому цей ґрунт шарі в інтервалі 0,1–0,2 м на одній із стінок знайдені фрагменти кераміки. Можливо, саме в цьому розрізі можуть бути представлені давніші , ніж це зафіксовано на вже вивчених ділянках, шари з артефактами давнішої палеолітичної культури. Знайдені нові артефакти можуть бути базою до нових пошукових досліджень.

Верхній ґрунт (до 0,23 м) можна визначити як ***ініціальний дерновий***, що сформований на дюнному піску.

З глибини 0,23 м простежено темно-сірий до чорного за забарвленням ґрунт, з виразним темно-сірим гумусовим горизонтом – дерново-лучний з розвиненими процесами лучного грунтоутворення, виділяється найбільш темна частина на глибині (гумусовий горизонт темніший, ніж у сучасному ґрунті), що є свідченням перезволоження.

Цей ґрунт відповідає ландшафтам степово-лучних обстановок. В мікроморфології він зі складними мікроагрегатами, що формуються при акумуляції гумусу в нижній частині профілю спостерігаються ознаки деякого перерозподілу заліза. Ґрунт сформувався на алювіально-шаруватих відкладах. Нижче – гумусовий прошарок (перехідний від субаквального до субаерального стану) з археологічними рештками іншого часу.

Ґрунти розчистки № 1 та № 2 близькі за генетичними профілями, однак ґрунт розчистки № 2 – більш гумусований, з ознаками лучного ґрунтоутворення з перерозподілом залізистої речовини в нижній частині. Територія використовувалась як пасовище. Ландшафти відповідали профілю високої заплави, ймовірніше за все, поверхня була на 0,3–0,5 м нижчою за сучасну. Кліматичні умови були більш вологими з переважанням луків.

Подібні дослідження дозволяють реконструювати обстановки палеосередовища та визначити умови існування давньої людини, що вкрай важливо для формування картини історії людського суспільства на теренах України.

Список використаних джерел

1. *Веклич М. Ф.* Проблемы палеоклиматологии. – К.: Наук. думка, 1987. – 203 с.
2. *Матвиишина Ж. Н.* Микроморфология плейстоценовых почв Украины / Ж. Н. Матвиишина. – К.: Наук. думка, 1982. – 144 с.
3. Методика палеопедологических исследований / [М. Ф. Веклич, Ж. Н. Матвиишина, В. В. Медведев и др.]. – К.: Наук. думка, 1979. – 271 с.
4. *Дмитрук Ю. М., Матвіїшина Ж. М., Слюсарчук І. І.* Ґрунти Траянових валів: еволюційний та еколого-генетичний аналіз. – Чернівці: Рута, 2008. – 228 с.
5. Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України // За ред. Ж. М. Матвіїшиної. – К.: Наук. думка, 2010. – 191 с.
6. *Неприна В. И.* Неолит ямочно-гребенчатой керамики на Украине. – К.: Наук. думка, 1976. – С. 53–65.
7. *Котова Н. С.* Неолитизация Украины. – Луганск: Шлях, 2002. – прилож. 2, табл. 8.

* * *

УДК 551.4

РЕКРЕАЦІЙНА ГЕОМОРФОЛОГІЯ: ГОЛОВНІ ТЕНДЕНЦІЇ ПРИКЛАДНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Надія Карпенко

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: geomorph@franko.lviv.ua

Швидкий розвиток науково-технічного прогресу, концентрація населення у великих індустріальних центрах, суттєве загальне погіршення стану довкілля, поступове скорочення фізичної і відносне збільшення розумової та інтелектуальної праці в другій половині XX ст. істотно змінило характер життєвих умов людини, спричинених зростанням їхньої складності, напруженості та емоційного виснаження, що викликало гостру потребу у відпочинку для відновлення життєвих сил. Відпочинок людини у фізіологічній, медичній і соціально-економічний літературі з 60-років XX ст. почали називати рекреацією, а поведінку, направлену на задоволення своїх потреб у відпочинку, лікуванні, компенсації затрат життєвої енергії – рекреаційною діяльністю. Отож, термін "рекреація" трактується двояко: від латинського "recreatio" – відновлення і відпочинок до французького "recreation" – розвага, відпочинок від роботи і навчання, зміна дій, яка визначає діяльність людини у вільний час, спрямовану на відновлення і зміцнення здоров'я, фізичних і духовних сил, працездатності, поліпшення настрою та характеризує простір, пов'язаний з цими діями [6]. Зростаюча роль темпів і масштабів відпочинку зумовила виникнення нової галузі господарства – рекреаційної, яка почала розвиватися в двох головних напрямах: лікувально-оздоровчому (відновлення фізіологічних сил людини) та туристично-пізвавальному (зняття емоційної напруги і духовно-інтелектуального розвитку особистості). Оскільки, поняття "рекреація" характеризує не тільки процес і заходи щодо відновлення сил людини, але й умови природного середовища, в якому це відбувається, то потреба в оцінці довкілля для розвитку рекреації зумовила виникнення нового науково-прикладного напряму досліджень – рекреаційної науки, дослідження якої здебільшого направлені на соціально-економічний аспект розвитку рекреаційної галузі [3, 5, 7].

Рельєф, як один із головних компонентів довкілля, суттєво впливає на рекреаційне освоєння території загалом. У всіх роботах з рекреаційної географії рельєф розглядається як один із головних природних компонентів, що входять в блок рекреаційної системи [5]. Однак варто зауважити, що рельєф не є тим чинником, який у цілому визначає розвиток рекреаційної галузі, проте рельєф суттєво впливає на переважаючу рекреаційну діяльність і спеціалізацію галузі. Вже в геоморфологічних работах Ю. Г. Симонова і В. І. Кружаліна [8] були визначені основи нового напряму прикладних геоморфологічних досліджень – "рекреаційної геоморфології", де рельєф розглядається з метою рекреаційного використання територій в трьох головних аспектах: технологічному, емоційно-естетичному і фізіологічному. Більш детальніше при рекреаційному освоєнні рельєфу в геоморфологічних роботах досліджувалися естетичні і пізнавальні властивості рельєфу, що зумовило формування таких наукових напрямів як екологічний та естетичний [10]. Рельєф України як рекреаційний ресурс висвітлюється В. Стецюком, Ю. Сілецьким, Т. Ткаченко [9]. Сьогодні рекреаційна геоморфологія сформувалася як самостійній науковий напрям прикладних геоморфологічних досліджень, де рельєф є базовою природною складовою рекреаційної системи як природна умова, природний та інформаційний ресурси [1]. В роботах А. В. Бредихіна з позицій системного аналізу визначений "предмет рекреаційної геоморфології – рекреаційно-геоморфологічні системи і функції рельєфу в них, які визначаються під час рекреаційної діяльності та взаємовідносин рельєфу, рекреантів і організаторів відпочинку"[1, с. 16]. Автором вводиться таке

поняття як “рекреаційно-геоморфологічний простір – частина географічного простору, в межах якого рельєф, що характеризується територіальною структурою, виконує різні рекреаційні функції і впливає на збереження стійкого стану і розвитку рекреаційно-геоморфологічні системи” [1, с. 35].

Оскільки рельєф є природним середовищем відпочинку, то, на нашу думку, рельєф як об’єкт рекреаційного природокористування необхідно розглядати з позицій загального геоморфологічного аналізу (вивчення морфоструктурних особливостей території, генетичних типів і форм рельєфу, динаміки рельєфу), оцінки рельєфу для видів рекреаційної діяльності, прогнозу розвитку рельєфу з врахуванням рекреації та розробку конструктивно-геоморфологічних рекомендацій щодо найбільш оптимального його використання. Отож, рекреаційна геоморфологія – новий науково-прикладний напрям у геоморфології, що вивчає властивості рельєфу як природну умову рекреаційного освоєння територій та як ресурс для розвитку рекреаційних систем. Об’єктом рекреаційної геоморфології є рельєф (морфологія, генезис, вік та динаміка) як умова і ресурсозабезпечуючий чинник для розвитку рекреаційних систем, а предметною областю дослідження рекреаційної геоморфології є наявні властивості рельєфу, які придатні забезпечити відновлення та розвиток фізичних і духовних сил людини.

В світлі вищезгаданого є потреба визначити зміст таких понять як “геоморфологічні рекреаційні умови”, “рекреаційна придатність” і “рекреаційний господарський потенціал” рельєфу, що мають визначальне значення для розвитку рекреаційної галузі. Під геоморфологічними умовами розуміють середовище, створене сукупністю елементів рельєфу і комплексу рельєфоутворюючих процесів, які змінюються в часі й просторі, можуть впливати на рекреаційну діяльність та розвиток рекреаційної галузі. Критеріями оцінки геоморфологічними умов для потреб рекреаційного використання слід називати такі ознаки та властивості рельєфу, які впливають на ступінь придатності для розвитку рекреаційної галузі. Під “придатністю рельєфу” розуміємо здатність рельєфу виконувати рекреаційні функції, зберігаючи при цьому головні функції, що притаманні йому як компоненту певного ландшафту (морфокліматичні, морфогідрологічні, морфопедологічні, морфолітологічні, морфобіологічні). Придатність рельєфу для розвитку рекреації варто визначати двома категоріями – придатний і непридатний. Категорію придатності оцінювати трьома ступенями – оптимальної, середньої та низької придатності, а категорію непридатності двома ступенями – тимчасово непридатний і непридатний постійно.

Придатність рельєфу для потреб рекреаційного використання забезпечує його господарський потенціал. Під “господарським потенціалом рельєфу” розуміємо потенційні можливості геоморфологічного об’єкта (наявні характеристики і показники рельєфу), які можуть бути використані для рекреаційного освоєння територій або при оптимізації рекреаційної галузі в конкретному регіоні, що не приведе до докорінних негативних змін довкілля. Господарський потенціал рельєфу визначається ємністю геоморфологічних об’єктів при виконанні ним рекреаційної функції. Аналіз придатності рельєфу території та визначення його рекреаційного потенціалу здійснюється із використанням системи геоморфологічних показників. Геоморфологічними показниками території виступає набір кількісних та якісних характеристик рельєфу, що впливають на його оцінку як об’єкту господарського використання, при цьому важливе значення мають крайні (порогові) значення антропогенного навантаження, при яких природний рельєф зберігає свої функції як компонент навколишнього середовища.

Оскільки рекреаційна діяльність носить чітко виражений ресурсний характер, то безумовно рельєф впливає на територіальну організацію рекреаційної діяльності, формування рекреаційних систем, спеціалізацію рекреаційних районів та центрів і, в певній мірі, й на економічну ефективність. На думку М. С. Мироненка і І. Т. Твердохлєбова [1], рекреаційніми ресурсами можуть бути всі об’єкти і явища природного і антропогенного походження, які можна використовувати з метою відпочинку, туризму чи лікування. Як правило, більшість авторів рекреаційні ресурси поділяють на природні, курортологічні і культурно-історичні. Рельєф як рекреаційний ресурс можна віднести до будь-яких із них, однак тут більш

важливими є естетичні властивості рельєфу, в тому числі такі як розміри форм, візуально-географічне положення, географічна специфіка, екзотичність, унікальність чи, навпаки, типовість, атрактивність, контрастність, ритмічність, пам'ятки природи тощо. Рекреаційно-ресурсний потенціал рельєфу варто розглядати з визначенням трьох видів комфортності [7]: 1) функціональної – визначення властивостей рельєфу для рекреації; 2) часової – визначення максимального за протяжністю періоду з комфортними рекреаційними умовами і 3) територіальної – визначення оптимальної за розмірами ділянки земної поверхні зі сприятливими рекреаційними властивостями.

Оцінка рельєфу для потреб рекреації заснована переважно на аналізі морфометричних показників. Завданням такої оцінки є визначення загальної і функціональної придатності рельєфу окремо або в комплексі з іншими характеристиками природного середовища [4]. На нашу думку при рекреаційному використанні територій рельєф є визначальним ресурсозабезпечуючим чинником, який визначає рекреаційні властивості території, вид рекреаційної діяльності (курортно-лікувальна, оздоровчо-спортивна та пізнавальна рекреація) і будівництво рекреаційної інфраструктури. В основу рекреаційної оцінки рельєфу покладена комплексна оцінка рельєфу, яка включає [2, 4]: 1) інформаційну оцінку – стану, властивостей та динаміки рельєфу як ресурсозабезпечуючого чинника напрямів рекреаційного використання та 2) функціональну оцінку (функціонально-галузеву), яка визначає ступінь придатності рельєфу при виконанні ним конкретної рекреаційної функції. Рельєф як чинник рекреаційного освоєння оцінюється за показниками інформаційної оцінки – морфометричними, морфолітологічними, морфодинамічними та оцінкою антропогенного перетворення рельєфу. Морфометрична оцінка є найбільш об'єктивною та інформаційно ємною, яка дозволяє виявити закономірності стану рельєфу територій в кількісній формі, а також відкриває широкі можливості для використання математичних методів і застосування обчислювальної техніки. За ступенем придатності рельєфу при рекреаційному використанні морфометрична оцінка характеризується співставленням реальних морфометричних показників з вимогами, які регламентуються характером рекреаційної діяльності. З цією метою проводиться побудова серії морфометричних карт, які відображають нормативні виробничі показники рельєфу. На основі цих матеріалів створюється карта комплексної морфометричної оцінки рельєфу території, на якій виділяються морфологічні типи рельєфу за ступенем придатності для різних видів рекреаційного використання. Морфолітологічна оцінка рельєфу направлена на встановлення зв'язку рельєфу з комплексом гірських порід, які безпосередньо приймають участь у будові рельєфу. Особливості нагромадження і літологічні властивості пухких відкладів безпосередньо впливають на формування грунтового покриву і водно-геохімічний режим території. Основними показниками морфолітологічної оцінки рельєфу, що безпосередньо впливають на стан рекреаційного використання, виступають: потужність пухких відкладів, їхній літологічний склад і властивості (коефіцієнт фільтрації, протиерозійна і протидефляціна стійкість, водопроникливість тощо), обводненість рельєфоутворюючих порід. Морфодинамічна оцінка рельєфу дається на основі врахування особливостей просторового поширення негативних сучасних рельєфоутворюючих процесів в межах району та їхнього впливу на рекреаційні умови. Показник ураження негативними рельєфоутворюючими процесами може оцінюватися в балах, або ж в коефіцієнтних одиницях. Оцінка антропогенного впливу на рельєф території визначає ступінь його зміненості під впливом дії людини і здійснювалась за допомогою співставлення коефіцієнтів антропогенного навантаження й антропогенного перетворення геомофологічних об'єктів. Отже, на підставі критеріїв і показників інформаційної оцінки виділяють території за ступенем придатності при рекреаційному використанні та визначають його види.

Оцінку рельєфу як чинника, що лімітує виконання рекреаційної функції і орієнтується на визначення ступеня придатності рельєфу для конкретних видів рекреаційного використання називаємо функціональною (функціонально-галузевою) оцінкою. Функціональна оцінка рельєфу дається на основі інформаційної оцінки геоморфологічних умов території та оцінки стійкості рельєфу до антропогенного навантаження. Оцінка стійкості рельєфу вира-

жається здатністю рельєфу протистояти зовнішньому впливу і проводиться з врахуванням ступеню антропогенного навантаження на рельєф. Рельєф як ресурсозабезпечуючий чинник рекреаційного використання визначає рекреаційний потенціал території та його рекреаційну ємкість. Рекреаційну ємність визначає загальна кількість відпочиваючих, яку можна забезпечити рекреаційними ресурсами для конкретних видів відпочинку (K_1, K_2, … K_i) за нормативними показниками рекреаційної ємкості. Кількість людей (K_0), яка може бути забезпечена всіма видами рекреаційних ресурсів, дорівнюватиме мінімальному із цих показників: $K_0=\min(K_1, K_2, \ldots K_i)$. Цей мінімальний показник визначає екологічну рекреаційну ємність території з умовами використання різних видів рекреаційної діяльності. Навіть незначна зміна меж цього показника в бік зростання потребуватиме додаткових витрат на природоохоронні заходи. Така функціональна оцінка території дозволяє визначити головні критерії і показники рельєфу, від яких залежить конкретний вид рекреаційного освоєння в межах певного геоморфологічного району та запропонувати найоптимальніші варіанти його вирішення зі збереженням екологічної рівноваги в регіоні.

Отже, рекреаційна геоморфологія є самостійним науково-прикладним напрямом геоморфологічних досліджень, який розглядає рельєф як природну умову і ресурс при рекреаційному використанні територій. Головним завданням дисципліни є геоморфологічна інвентаризація всіх природних об’єктів з визначенням ступеня їхньої рекреаційної придатності. Курс “Рекреаційна геоморфологія” варто ввести в усі програми з підготовки спеціалістів рекреаційної галузі.

Список використаних джерел

1. *Бредихин А. В.* Рекреационно-геоморфологические системы / А. В. Бредихин. – Смоленск: Ойкумена, 2010. – 328 с.
2. *Карпенко Н. І.* Інженерний аналіз рельєфу рівнинних територій для портеб рекреаційного використання / Н. І. Карпенко // Матеріали міжнар. наук.-практ. конф., присвяченої 50-річчю кафедри геоморфології і палеогеографії ЛНУ “Геоморфологічні дослідження в Україні: минуле, сучасне, майбутнє”.– Львів, 2001. – С. 133–135.
3. *Масляк П. О.* Рекреаційна географія. Навчальний посібник / П. О. Масляк. – К.: Знання, 2008. – 343 с.
4. Методичні рекомендації до курсу “Рекреаційна оцінка рельєфу” (для студентів географічного факультету) / уклад. Н. І. Карпенко, П. М. Горішній, Ю. В. Зінько. – Львів: Видавн. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2005. – 80 с.
5. *Мироненко Н. С.* Рекреационная география / Н. С. Мироненко, И. Т.Твердохлебов. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. – 207с.
6. Новий словник іншомовних слів / Л. І. Шевченко, О. І.Ніка, О. І. Хом’як, А. А. Дем’янюк; За ред. Л. І. Шевченко – К.: Арій, 2008. – С. 525.
7. Рекреационные системы / [под ред. Н. Мироненко, М. Бочварова]. – М. : Изд-во МГУ, 1986. – 136 с.
8. *Симонов Ю. Г.* Инженерная геоморфология / Ю. Г. Симонов, В. И. Кружалин. – М.: Изд-во МГУ, 1993. – 208 с.
9. *Стецюк В.* Рельєф земної поверхні України як рекреаційний ресурс / В. Стецюк, Ю. Сілецький, Т. Ткаченко // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: Матеріали третього міжнар. Семінару (Ворохта, 11–14 вересня 2008 р.). – Львів: Видавн.центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. – С. 29–42.
10. *Стецюк В. В.* Екологічна геоморфологія України. Навчальний посібник / В. В. Стецюк, Г. І. Рудько, Т. І. Ткаченко. – К.: Видавничий Дім “Слово”, 2010. – 368 с.

* * *

СЕКЦІЯ

ҐРУНТОЗНАВСТВО І ГЕОГРАФІЯ ҐРУНТІВ

УДК 631.4+504.53 (477.83)

СУЧАСНИЙ СТАН, ОСОБЛИВОСТІ ВИКОРИСТАННЯ ТА ПРОБЛЕМИ ОХОРОНИ ҐРУНТІВ ЛЬВІВЩИНИ

Степан Позняк*, Володимир Гаськевич*,
Микола Пшевлоцький*, Ольга Телегуз**

** Львівський національний університет імені Івана Франка,*
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: kfgeogrunt@franko.lviv.ua
*** Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України*
Україна, 79060, м. Львів, вул. Наукова, 3а

Проблема охорони ґрунтів першочергово зумовлена господарською діяльністю людини, яка часто спричиняє втрату природної родючості, деградацію ґрунтів або навіть цілковите їхнє знищення. Десятки років ґрунти нещадно експлуатуються, при цьому дуже мало робиться для їхньої охорони. Питання стану ґрунтового покриву є актуальним і на часі не лише для Львівщини, але й для всієї України. Водночас це глобальна, загальносвітова проблема. Ще наприкінці XIX – початку XX ст. в США, внаслідок інтенсивного розорювання прерій, різко активізувалися пилові "чорні бурі", і тодішній президент США Теодор Рузвельт сказав: "Народ, який не піклується про охорону ґрунтів, не піклується про своє майбутнє".

Наприкінці XX ст., за даними Міжнародного наукового проекту "Глобальна оцінка деградації ґрунтів", процеси деградації поширені на площі близько 2 млрд га. Із них частка ґрунтів, що зазнали водної ерозії, становить 5,6 %, вітрової – 27,9 %, хімічних чинників деградації (засолення, забруднення, виснаження на елементи живлення) – 12,2 %, фізичного ущільнення і підтоплення – 4,2 % [3].

Активізувалися деградаційні процеси і в ґрунтах України. За даними наукових організацій, які займаються вивченням ґрунтового покриву, в ґрунтах нашої держави спостерігається зниження вмісту гумусу (з 3,5 % до 3,2 %), зростання кислотності ґрунтів (площі кислих ґрунтів зросли на 1,8 млн га), засолення ґрунтів (їхні площі зросли на 24 %), збільшення вмісту важких металів, зокрема в ґрунтах промислових центрів. Набуває небезпечних масштабів розвиток ерозійних процесів – 32 % орних земель є еродованими водною ерозією; понад 6 млн га орних земель зазнають вітрової ерозії. Площа деградованих і малопродуктивних орних земель перевищує 6,5 млн га, що становить близько 20 % від площі ріллі. Прямі

збитки від використання деградованих і малопродуктивних ґрунтів становить в середньому 66,5 грн/га. Щорічні втрати в державі через деградацію сягають 400 млн грн. [2]. Якщо цей негативний процес не зупинити, його наслідки для суспільства, довкілля, можуть бути важкими і непередбаченими, деградація ґрунтів може стати національним лихом.

Не краща ситуація зі станом ґрунтів у Львівській області. У різних публікаціях і різними інституціями наводяться різні цифри, однак усі вони свідчать про те, що у нас, так само, як і в усій Україні, простежується тенденція до погіршення якості ґрунтів та інтенсифікації деградаційних процесів, триває спад обсягів робіт з підвищення родючості ґрунтів. За даними ґрунтових обстежень 1957–1961 рр. на Львівщині було 94 тис. га еродованих орних ґрунтів [1]. Станом на 01.01.2012 р. їх налічується вже 220,2 тис. га, тобто їхня площа збільшилась на 234,3 %, а площа еродованих сільськогосподарських угідь зросла з 121 тис. га до 270, 2 тис. га.

Ґрунтовий покрив Львівської області складний, контрастний, мозаїчний, оскільки територія області розташована в трьох природних зонах: широколистяних лісів, лісостеповій і Карпатській гірській.

У ґрунтовому покриві північної частини області (Поліська зона) переважають дерново-підзолисті та дернові ґрунти, а також рендзини. Значні площі займають напівгідроморфні і гідроморфні ґрунти (лучні, лучно-болотні, болотні, торфові). Далі на південь, у лісостеповій зоні, переважають сірі лісові, темно-сірі опідзолені, чорноземи опідзолені і типові. У Передкарпатті найпоширенішими є дерново-підзолисті поверхнево оглеєні ґрунти. У Карпатах – це буроземи, буроземно-підзолисті та дерново-буроземні ґрунти, часто щебенюваті і кам'янисті.

Орні землі на Львівщині становлять 54 %. Такою розорюваністю значною мірою зумовлений розвиток деградаційних процесів. На Львівщині значного поширення набула водна ерозія. Найбільший відсоток еродованих ґрунтів у Сокальському (36 % від усіх угідь), Перемишлянському (33 %), Радехівському (29 %) районах. Найменша площа еродованих ґрунтів у Кам’янко-Бузькому (6 %), Самбірському і Жидачівському (по 3 %) районах. На Малому Поліссі наявні дефльовані ґрунти (приблизно 3 %). Погіршення зазнають ґрунти перелогів, що спричинено утворенням купинного зоогенного мікрорельєфу.

Зазначимо, що на території Львівщини є 143,1 тис. га чорноземних ґрунтів, з яких розорюється 134,9 тис. га. Також в нашій області є особливо цінні ґрунти, їхня площа невелика – 92 тис. га, що становить 12,7 % від загальної площі ріллі області. Поширені особливо цінні ґрунти головно в Городоцькому, Золочівському і Перемишлянському природно-сільськогосподарських районах (ПСГР), найменше їхні площі у Дрогобицькому, Турківському та Борщовицькому ПСГР [4].

З метою оцінки стану ґрунтів Львівщини та їхньої охорони необхідні такі заходи:

- ✓ проведення великомасштабних ґрунтових обстежень в масштабі 1 : 10 000 та 1 : 5 000, щоб у кожному районі, кожній сільській чи селищній раді була сучасна карта ґрунтів, зокрема й електронна, з бонітетною, вартісною, агроекологічною оцінкою. Такі карти агроекологічної оцінки для різних культур для Львівської області були складені нашою науковцями кафедри ґрунтознавства і географії ґрунтів [4];
- ✓ розробити комплексну програму освоєння деградованих ґрунтів Львівщини і підвищення їхньої родючості;
- ✓ звернутися до депутатів Верховної Ради України від Львівщини щодо підтримки проекту Закону України “Про збереження ґрунтів і охорону їх родючості”. Проект такого Закону розроблений за участю вчених кафедри ґрунтознавства і географії ґрунтів Львівського національного університету імені Івана Франка, ННЦ “Інституту ґрунтознавства і агрохімії ім. О. Н. Соколовського” і кафедри аграрного, земельного і екологічного права НУ “Одеська юридична академія”;
- ✓ створити науковий методично-консультаційний центр з питань раціонального використання та охорони ґрунтів;
- ✓ провести оцінювання інвестиційної привабливості та вартості земельних ділянок Львівщини для вирощування польових культур. Такі розрахунки розроблені для ґрунтово-

кліматичних умов України з виділенням класів оцінки привабливості – найкращий, середній, гірший [4].

Важливим аспектом, що забезпечував би раціональне використання, охорону, відтворення родючості ґрунтів має бути збалансування інтересів землевласника та оператора сільськогосподарського виробництва (землекористувача), який орендує земельну ділянку. Адже їхні інтереси не завжди співпадають. Землекористувачі, особливо крупні, ставлять за ціль отримати максимальний економічний ефект вже зараз, рідко коли працюють на забезпечення сталого ґрунтокористування навіть на середню перспективу, не кажучи про режим перманентності.

Нормативною базою для підтримання як балансу інтересів так і забезпечення сталого ґрунтокористування є проекти еколого-економічного обґрунтування сівозмін та впорядкування угідь. Для цього існує законодавча основа. Однак введення в дію відповідного закону відкладалося з року в рік, починаючи з часу його прийняття у 2009 р. На 2013 р. мораторій з цього питання не встановлювався. Однак і на сьогодні не розроблено практично жодного відповідного проекту.

До речі, аргументи на користь мораторію не витримують ніякої критики. Перший з них – це додаткові затрати. Для прикладу, ДП "Науково-дослідний і проектний інститут землеустрою" розраховує собівартість таких затрат на 1 га площі від 17 до 30 грн. В той же час оператори аграрного виробництва лише за реєстрацію договорів оренди на одну земельну ділянку платять близько 200 грн. Інші оргвидатки теж можуть складати кілька сотень гривень. Таким чином виходить, що на вирішення процедурних питань (які аж ніяк на підвищення родючості ґрунтів чи її збереження не впливають) не шкода і сотень гривень, а на речі посутні не знаходиться і кількадесят гривень.

Другий аргумент, чи скоріше міф – посилання на нібито не готовність до складання проектів еколого-економічного обґрунтування сівозмін. На Львівщині завжди були землевпорядні організації спроможні до виконання вказаних завдань (Інститут землеустрою та інші). Не готовими, можливо, є управлінські структури (в плані наявності "політичної волі"), які, не виключено, діють у змові з крупними землекористувачами (латифундистами). Таким чином, чи не єдиним реалістичним поясненням ухиляння від складання проектів обґрунтування сівозмін може бути прагнення операторів сільськогосподарського виробництва доводити останні навіть до трьохпілки, чи безкарне практикування посівів ґрунтовиснажуючих культур (наприклад, ріпаку) впродовж кількох років поспіль на одному полі.

Ще один аспект, дуже важливий для землевласників, який повинні відображати проекти сівозмін – це фіксація "стартового" стану ґрунтів. Адже без цього неможливо оцінити наслідки використання ґрунтів по завершенні оренди і, або виставити претензії, або в той чи інший спосіб стимулювати землекористувача, як це робиться в ряді країн Європи. Зрозуміло, що зафіксувати стартовий стан ґрунту можна лише на основі даних великомасштабних ґрунтових обстежень, які не втратили актуальності. А такі обстеження повинні проводитись не рідше одного разу в 20 років. На Львівщині лише в 4-х районах (Сокальський, Жовківський, Золочівський, Бродівський) проводились суцільні великомасштабні ґрунтові обстеження, в Яворівському – частково (в середині 90-х років). Важливість такого підходу можемо проілюструвати одним прикладом. Восени минулого (2012) року на Львівщині побував чеський фахівець з вирощування енергетичної верби доктор В. Чіжек, який вивчав можливість її культивування на наших теренах та придатності для цього наших ґрунтів. Для ознайомлення із станом ґрунтів чеському вченому були надані матеріали агрохімічних досліджень, зроблених на основі ґрунтових карт кінця 60-х – початку 70-х років XX ст., після чого наш гість запропонував взяти зразки ґрунтів для проведення аналізів. І лише після надання матеріалів великомасштабних ґрунтових обстежень, проведених на даних територіях в середині 90-х років, потреба в додаткових аналізах відпала.

До слова, окремі, найбільш далекоглядні, крупні оператори сільськогосподарського виробництва розуміють актуальність значення докладних аналітичних даних щодо оцінки

сучасного стану ґрунтів. Зокрема, агрофірма “Західний Буг” створило для цієї мети сучасну агрохімічну лабораторію, яка не лише досягла акредитаційного рівня, а й дозволила суттєво підняти продуктивність рослинництва, запроваджувати ґрунтоощадні технології.

Що ж стосується великомасштабних суцільних ґрунтових обстежень відповідно до нормативних вимог, то вони повинні виконуватись за бюджетні кошти на замовлення органів влади. Вони, по-перше, повинні охопити землі різних форм власності, по-друге, мають бути позбавлені будь-якої кон’юнктурності.

Інша умова, що дає змогу забезпечити інтереси землевласників (особливо з числа громадян – власників земельних паїв) – це їхня обізнаність та поінформованість, як щодо стану ґрунтів, так і своїх прав і обов’язків стосовно них. З огляду на це створення науково-методичного консультаційного центру з питань використання та охорони ґрунтів для громадян та інших землевласників і землекористувачів могло б відіграти першорядну роль. Діяльність такого центру мала б поєднувати засади бюджетної підтримки та самоокупності. При цьому друге з часом (після завершення інституційного етапу) повинне повністю замістити перше.

Окремо слід сказати про необхідність бюджетної підтримки ґрунтоохоронних заходів в діяльності дрібно- і середньотоварних виробників, зокрема, фермерських господарств. Підтримуючи їх ми не лише сприятимемо дотриманню режиму сталого ґрунтокористування, а й оптимізації структури суб’єктів сільськогосподарського виробництва тощо.

З метою підняття рівня знань про ґрунти та їхній сучасний стан найближчим часом плануємо:

- ✓ видання монографії “Ґрунти Львівщини”, а також методично-практичного посібника “Землевласникам і землекористувачам про ґрунти і право на них”;
- ✓ проведення Міжнародної наукової конференції “Актуальні проблеми генетичного, географічного, історичного, екологічного ґрунтознавства”;
- ✓ виходячи із значення і ролі ґрунту в біосфері, його екологічної та естетичної цінності, створити музей ґрунтознавства;
- ✓ переглянути програми викладання курсу ґрунтознавство у вищих навчальних закладах України зі збільшенням годин на викладання предмету.

Іще декілька слів стосовно термінології в контексті розглянутих проблем. Землю ми розуміємо в двох аспектах – як територіальний чинник і як ресурс. Так от, її ресурсний потенціал визначається якісними параметрами, тобто, найперше складом і станом ґрунтів. Тому доречно не лише говорячи про потенціал сільськогосподарських земель застосовувати поняття “ґрунти земель”, але й закріпити це на законодавчому і нормативному рівнях, в свідомості широкого загалу громадян. Зрештою, згадаймо, що колись наші предки, бажаючи підкреслити найпосутнішу характеристику того чи іншого предмету, казали: “Ґрунт в тому...”.

Список використаних джерел

1. *Оленчук Я. С.* Ґрунти Львівської області / Я. С. Оленчук, А. Г. Николин. – Львів: Каменяр, 1969. – 84 с.
2. *Осипчук С. О.* Еколого-економічна модель сталого розвитку землекористування України на середньострокову перспективу / С. О. Осипчук // Землеустрій і кадастр. – 2005. – № 1. – С. 45–61.
3. *Позняк С. П.* Ґрунтознавство і географія ґрунтів: підручник. У двох частинах. Ч. 2. / С. П. Позняк. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – 286 с.
4. *Телегуз О. В.* Агроекологічна оцінка ґрунтів Львівської області : автореф. дис. … канд. геогр. наук : спец. 11.00.05 “біогеографія та географія ґрунтів” / О. В. Телегуз. – Львів, 2012. – 20 с.

* * *

УДК 631.43(477.83)

ВОДОПРОНИКНІСТЬ ҐРУНТІВ МАЛОГО ПОЛІССЯ

Володимир Гаськевич

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: haskevich_vg@ukr.net

Водопроникність – важливий показник водно-фізичних властивостей ґрунтів, який характеризує їхню здатність вбирати воду і пропускати її в нижні горизонти, тобто, відображає рух води в ненасиченому вологою ґрунті. Від здатності ґрунту вбирати і пропускати вологу опадів залежить генезис, диференціація ґрунтів на генетичні горизонти, міграція речовин у ґрунтовому профілі, формування поверхневого і внутрішньо ґрунтового стоку, розвиток та інтенсивність процесів водної ерозії та дефляції. Водопроникність має важливе значення для агрономічної, агротехнічної, меліоративної і агроекологічної оцінки ґрунтів [4]. Вона віддзеркалює інтенсивність механічної й агрофізичної деградації ґрунтів, зокрема ущільнення, знеструктурення, розвиток ерозійних процесів. Від особливостей водопроникності і фільтрації ґрунтів в значній мірі залежать запаси продуктивної вологи, ріст і розвиток сільськогосподарських культур.

Сільськогосподарське використання ґрунтів різнонаправлено впливає на ґрунтові режими і процеси, їхні морфологічні особливості, фізичні, фізико-хімічні і водно-фізичні властивості. Наслідки такого впливу можуть мати як позитивний, так і негативний характер. За умов недотримання науково-обґрун-тованих вимог ведення землеробства, споживацького ставлення до ґрунтів, набувають розвитку деградаційні процеси, які призводять до зниження родючості ґрунтів, погіршення агроекологічного стану і екологічної ситуації загалом.

Інтенсифікація землеробства в другій половині XX ст., тривале використання земель під ріллею, застосування важкої сільськогосподарської техніки, часті її проходи, особливо при вирощуванні просапних культур, обмежене використання органічних добрив, зумовлюють погіршення агрофізичного стану і водно-фізичних властивостей ґрунтів, зокрема водопроникності і фільтрації. Цьому також сприяє пересушення ґрунтів легкого гранулометричного складу внаслідок проведення тотальних осушувальних меліорацій в другій половині XX ст. Як засвідчують результати багаторічних досліджень, в ґрунтах Малого Полісся простежується посилення аридизації масивів осушених земель і прилеглих територій, активізація дефляційних процесів в осушених ґрунтах. Місцями через переущільнення ґрунтів і незадовільну водопроникність простежується тенденція до вторинного заболочення [1].

Дослідженню водно-фізичних властивостей ґрунтів в Україні за останні декілька десятиліть несправедливо приділяється незначна увага. Як зазначають В. В. Медведєв та ін. (2011), після публікації монографії М. Г. Іовенка (1960) "Водно-физические свойства и водный режим почв УССР", а також "Справочника агрогидрологических свойств почв Украинской ССР" (1965), монографій, присвячених дослідженню водно-фізичних властивостей ґрунтів, в Україні не видавалось. Тому заслуговує на увагу вихід у світ монографії В. В. Медведєва, Т. М. Лактіонової і Л. В. Донцової "Водные свойства почв Украины и влагообеспеченность сельскохозяйственных культур" (2011), де подано картографо-аналітичну характеристику ґрунтових гідрологічних констант та інших властивостей орних ґрунтів України [6]. Деякі результати дослідження водопроникності ґрунтів Львівської області висвітлено в наукових працях В. Г. Гаськевича, М. Г. Кіта, М. І. Пшевлоцького та ін. [1, 5, 7]. Разом з тим, водно-фізичні властивості ґрунтів Малого Полісся вивченні недостатньо, особливо в контексті їхньої трансформації у процесі сільськогосподарського використання і розвитку деградаційних процесів, що підтверджує актуальність проведення досліджень.

Вивчення водно-фізичних властивостей ґрунтів проводилось в межах Пасмового Побужжя і Ратинського природних районів Малого Полісся, де визначались польова волога, водопроникність і фільтрація. Водопроникність вивчалась в орних горизонтах дерново-слабо- і середньопідзолистих, підзолисто-дернових, лучних, сірих лісових і темно-сірих опідзолених неродованих та різного ступеня змитих ґрунтах, зайнятих під посівами зернових культур і перелогами. Дослідження проводились в після вегетаційний період.

Водопроникність характеризується високою варіабельністю, яка спричинена неоднорідністю щільності будови і загальної шпаруватості досліджуваних ґрунтів, тріщинуватістю, наявністю кротовин, червоточин, кореневин, дендритів тощо навіть на незначній віддалі в межах одного грунтового ареалу. З огляду ще й на турбулентний характер руху води у ґрунті, визначення водопроникності вимагає багатократної повторності для отримання достовірних результатів. Водопроникність визначалась в орних горизонтах ґрунтів і коліях проходу сільськогосподарської техніки методом трубок з числом повторностей 10. Оцінка водопроникності ґрунтів наведена згідно шкали Н. А. Качинського за першу годину спостережень [4, с. 74]. Результати дослідження водопроникності ґрунтів Малого Полісся наведено в табл. 1.

Дерново-слабо- і середньопідзолисті супіщані ґрунти в орному шарі характеризуються найкращою водопроникністю – 152,77–272,71 мм/год. Це зумовлено легким гранулометричним складом, слабовираженою структурою, високою шпаруватістю і низькою водоутримуючою здатністю ґрунтів. В ґрунтах під ріллею водопроникність менша, порівняно з перелогами, що зумовлено їхнім незначним ущільненням (табл. 1). Разом з тим, висока водопроникність ґрунтів легкого гранулометричного складу спричиняє швидкий відтік гравітаційної води, що за умов їхньої низької гідробуферності призводить до дефіциту вологи в орному шарі і переосушення ґрунтів при нерівномірному випаданні атмосферних опадів [6].

Ґрунти суглинкового гранулометричного складу відзначаються значними коливаннями величини водопроникності, що спричинено їхніми морфологічними особливостями і характером сільськогосподарського використання. Підзолисто-дернові легкосуглинкові ґрунти в орному горизонті характеризуються найкращою водопроникністю, середні значення якої становлять 289 мм/год.

Водопроникність неродованих сірих лісових ґрунтів під стернею пшениці становить 59,36 мм/год. й оцінюється як задовільна, темно-сірих опідзолених – 12,61 мм/год, тобто, незадовільна. При цьому мінімальні значення водопроникності досягають 7,33–10,46 мм/год. (табл. 1). Особливо низькі значення водопроникності мають місце в межах колій проходу сільськогосподарських машин 3,33–5,86 мм/год. [2]. Незадовільна водопроникність свідчить про надмірне переущільнення ґрунтів, які здебільшого використовуються під посівами просапних (цукрові буряки, картопля) і зернових культур, важкою колісною сільськогосподарською технікою, деградацію їхніх загальних фізичних властивостей і структурно-агрегатного стану. Підтвердженням цього є високі значення щільності будови в орному шарі (0–30 см), які становлять 1,36–1,52 г/см^3 та низькі показники загальної шпаруватості – 42,91–43,08 %. На коліях проходу колісної сільськогосподарської техніки щільність будови ґрунту в товщі 0–10 см становить 1,52–1,72 г/см^3, за даним показником рілля оцінюється як сильно ущільнена. Величина загальної шпаруватості в межах колій досягає значень 31,6–31,9 % і є незадовільною для орного шару [3].

В еродованих відмінах сірих лісових і темно-сірих опідзолених ґрунтів водопроникність характеризується в діапазоні від незадовільної до найкращої, її середні значення коливаються в діапазоні 29,54–320,40 мм/год. (табл. 1). При цьому прямої залежності між величиною водопроникності і ступенем еродованості ґрунтів не виявлено. Це зумовлено особливостями сільськогосподарського використання схилових ґрунтів, зокрема меншою часткою просапних культур в структурі сівозмін. В сильноеродованих сірих лісових і темно-сірих опідзолених ґрунтах висока водопроникність спричинена тим, що на денну поверхню виходять карбонатні лесоподібні суглинки, які відзначаються добре розвиненою капілярністю, пухким складенням і шпаруватістю.

Таблиця 1

Водопроникність ґрунтів Малого Полісся

Назва ґрунту	Генетичні горизонти	Угіддя	Стан ґрунту	Водопроникність, мм/год.
Дерново-слабопідзолисті глеюваті супіщані	НЕор.	переліг	осушені	272,71 * / 159,00–394,29
Дерново-середньопідзолисті глеюваті супіщані	НЕор.	рілля	осушені	152,77 / 109,23–213,16
Підзолисто-дернові глеюваті легкосуглинкові	НЕор.	рілля	осушені	289,16 / 236,25–330,00
Сірі лісові легкосуглинкові	НЕор	рілля	незмиті	59,36 / 10,46–77,33
	колія			5,86
	НЕ+Ihор.	рілля	слабозмиті	183,25 / 150,00–243,47
	колія			16,48
	НЕ+Ih+Iор.	рілля	середньозмиті	29,54 / 10,00–57,31
	колія			4,99
	Ih+Iор.	рілля	сильнозмиті	320,40 / 349,00–281,00
	колія			5,14
Темно-сірі опідзолені легкосуглинкові	Неор.	рілля	незмиті	12,61 / 7,33–16,36
	колія			3,33
	Не+Hiор.	рілля	слабозмиті	54,24 / 26,42–105,75
	колія			5,80
	Не+Hi+Iор	рілля	середньозмиті	108,34 / 66,67–147,39
	колія			16,96
	Hi+Iор	рілля	сильнозмиті	174,41 / 110,21–213,40
	колія			19,94
	Hi+Iор	переліг	сильнозмиті	61,06 / 32,00–114,87
Лучні неглибокі легкосуглинкові	Нор.	рілля	осушені	138,29 / 52,94–240,00
Лучні неглибокі середньосуглинкові	Нор.	рілля	осушені	67,79 / 61,22–81,25
Лучні неглибокі легкосуглинкові	Нор.	переліг	осушені	289,75 / 185,46–454,55

* Примітка: чисельник: середні значення; знаменник: мінімальні – максимальні значення. Кількість визначень: n=10.

В межах колій сільськогосподарських машин водопроникність еродованих ґрунтів незадовільна – 4,99–19,94 мм/год. (табл. 1). Величина щільності будови коливається в діапазоні 1,42–1,67 г/см^3. Переущільнення і низька водопроникність ґрунтів на схилах є однією з причин активізації процесів площинної ерозії, а в межах проходу колісної техніки – і лінійної.

В орному шарі лучних неглибоких ґрунтів, сформованих на водно-льодовикових відкладах, водопроникність відображає умови їхнього сільськогосподарського використання, коливаючись в орному шарі від задовільної до найкращої. Найвищі значення водопроникності в лучних ґрунтах простежуються під перелогами і становлять в середньому 289,75 мм/год. (табл. 1). В ґрунтах під ріллею величина водопроникності становить 67,79–138,29 мм/

год. Задовільна водопроникність лучних ґрунтів, які в природному стані характеризується добре вираженою структурою, пухким складенням і відмінною шпаруватістю, свідчить про деградацію їхніх загальних фізичних властивостей і структурно-агрегатного стану. Однією з головних причин фізичної деградації лучних ґрунтів, окрім надмірного використання важкої техніки, є їхній обробіток за межами діапазону фізичної стиглості у весняний та осінній періоди [6].

Фільтраційні властивості відображаються на польовій волозі ґрунтів. На період проведення досліджень ґрунти легкого гранулометричного складу (дерново-підзолисті, дернові) відзначалися низьким вмістом польової вологи в орному шарі – 3,45–15,25 %, що зумовлено високою інфільтраційною і низькою водоутримуючою здатністю. В дефльованих дерново-підзолистих ґрунтах вміст польової вологи значно менший, порівняно з неродованими відмінами і становив 1,86–2,82 %. Ґрунти суглинкового гранулометричного складу території досліджень відзначаються вищою польової вологою – 18,27–25,81 %, що спричинено кращою водоутримуючою здатністю. В еродованих ґрунтах простежується тенденція до зменшення польової вологи до 15,82–12,96 % в орному шарі [2].

Основними заходами оптимізації водопроникності ґрунтів Малого Полісся є зменшення тиску на ґрунт сільськогосподарської техніки з метою запобігання переущільнення, внесення органічних добрив, покращення структурно-агрегатного стану, консервація деградованих ґрунтів шляхом залуження багаторічними травами. Ефективними також є агромеліоративні заходи з руйнування підплужної підошви, глибоке розпушування, регулярні відвальні оранки, культивація і знищення кірки на поверхні грунту. Оптимальна водопроникність сприятиме мінімізації і унеможливленню поверхневого стоку на схилах, запобігатиме розвитку ерозійної деградації ґрунтів.

Висновки. Ґрунти Малого Полісся відзначаються значною варіабельністю водопроникності, що зумовлено генетичними особливостями, фізичними властивостями і характером їхнього сільськогосподарського використання і розвитком процесів фізичної деградації. Найнижчі значення водопроникності характерні для ґрунтів в межах колій колісних сільськогосподарських машин.

В еродованих ґрунтах водопроникність має тенденцію як до зростання, так і зменшення порівняно з неродованими відмінами, що обумовлено особливостями використання ґрунтів, рівнем фізичної і агрофізичної деградації. При цьому не виявлено прямого взаємозв’язку між ступенем еродованості і величиною водопроникності ґрунтів. Незадовільна водопроникність і фільтрація ґрунтів на схилах є причиною розвитку площинного і лінійного змиву, ерозійної деградації.

Список використаних джерел

1. *Гаськевич В. Г.* Осушені мінеральні ґрунти Малого Полісся: Монографія / В. Г. Гаськевич, С. П. Позняк. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. – 256 с.
2. *Гаськевич В. Г.* Теоретичні основи і прикладні аспекти деградації ґрунтів Малого Полісся: дис. … доктора геогр. наук: 11.00.05 / Гаськевич Володимир Георгійович. – Львів, 2010. – 851 с.
3. *Качинский Н. А.* Физика почвы / Н. А. Качинский. – М.: Высш. шк., 1965. – Ч. 1. – 322 с.
4. *Кіт М.* Вплив водно-фільтраційних властивостей ґрунтів на активізацію ерозійних процесів у межах Сокальського пасма / М. Кіт, В. Гаськевич, М. Пшевлоцький, О. Король // Геоморфологічні дослідження в Україні: минуле, сучасне, майбутнє: Матер. міжн. наук.-практ. конф. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2002. – С. 275–277.
5. *Медведев В. В.* Водные свойства почв Украины и влагообеспеченность сельскохозяйственных культур / В. В. Медведев, Т. Н. Лактионова, Л. В. Донцова. – Харьков: Апостроф, 2011. – 224 с.
6. *Пшевлоцький М. І.* Ґрунти Сокальського пасма і їх агротехногенна трансформація / М. І. Пшевлоцький, В. Г. Гаськевич. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2002. – 180 с.

* * *

УДК 631.4:631.6.02 (477.75)

ДЕГРАДАЦИОННЫЕ ПРОЦЕССЫ В ПОЧВАХ КРЫМА

Новелла Драган

Таврический национальный университет имени В. И. Вернадского,
Украина, АР Крым, 95033, г. Симферополь, просп. В. И. Вернадского, 4,
e-mail: nvll.dragan@gmail.com

Почвенный покров (ПП) – один из основных ресурсов и важнейших производительных сил Крыма. Почвы формируются, развиваются, эволюционируют и преобразуются под воздействием комплекса природных и антропогенных факторов (материнские породы, организмы, климат, рельеф, поверхностные воды, деятельность человека и др.). Являясь результатом взаимодействия факторов почвообразования во времени, ПП может служить интегральным показателем геоэкологического состояния территории.

Результаты многолетних стационарных и экспедиционных исследований ПП Крыма позволили нам выявить в почвах большое разнообразие негативных процессов, как первичных (природных), так и вторичных (антропогенных). Последние рассматриваются как деградационные.

Понятие "деградация почв" подразумевает ухудшение состава и свойств почв с позиций получения первичной биопродукции. Анализ реальных ситуаций показывает, что деградация почв развивается вслед за потерей ими устойчивости при неадекватном применении способов воздействия [1].

Своеобразие строения ПП Крыма проявляется в обратной широтной биоклиматической зональности, что связано с повышением гипсометрического уровня территории с севера на юг. В этом направлении возрастает степень атмосферного увлажнения, увеличивается глубина залегания уровня грунтовых вод (УГВ), снижается их минерализация, уменьшаются запасы солей в почвах и материнских породах, изменяются соотношения солей в сторону менее токсичных для растений, меняется и почвенно-растительный покров зон [3, 4].

Тёмно-каштановые и каштановые почвы (в том числе солонцеватые) сухой степи распространены в Присивашье. В подчинённых ландшафтах здесь развиваются лугово-каштановые, каштаново-луговые почвы, нередко засоленные в комплексе с солонцами и солончаками.

В переходной части от Присивашья к высокой степи залегают чернозёмы южные солонцеватые; иногда им сопутствуют солонцы. В степной зоне равнинного Крыма господствуют чернозёмы южные на лёссовидных глинах.

На Тарханкутской возвышенной эрозионной равнине, где в качестве почвообразующих пород широко распространены продукты разрушения известняков, развиты преимущественно сочетания чернозёмов карбонатных, разной мощности и степени скелетности, дерновых карбонатных и неполноразвитых почв и выходы плотных пород.

Керченский полуостров выделяется мозаичной структурой почвенного покрова (СПП), сложной как в компонентном аспекте (широкий спектр родов, видов, разновидностей чернозёмов, тёмно-каштановых почв, солонцов, солончаков и полугидроморфных и гидроморфных аналогов названных почв), так и в пространственном их размещении, что обусловлено рельефом и литологией (лёссовидные отложения, плотные засоленные глины, известняки).

В горном Крыму выделяется ряд вертикальных почвенных зон. В ПП переходной части территории от равнин к горам господствуют вариации чернозёмных почв, различающихся мощностью профиля, гумусового горизонта, содержанием мелкозёма и "скелета", степенью смытости, характером почвообразующих пород. На куэстовых грядах и низкогорьях выше

300-–400 м над у. м. выделяется пояс горных остепнённых (насыщенных) бурозёмов и дерновых карбонатных почв, сменяемых ещё выше горными бурыми лесными слабоненасыщенными и остаточно карбонатными. Пояс лесных почв представлен в верхней части как северного, так и южного макросклонов Главной гряды гор. В нижнем поясе южного макросклона и в юго-западной части горного Крыма сформировались коричневые почвы ксерофитных лесов. На яйлах преобладают горно-луговые чернозёмовидные и горные луговостепные почвы. СПП горного Крыма связана с денудационно-аккумулятивными процессами и характеризуется неупорядоченностью, малой мощностью выявления, разнообразием мезо- и микрокомбинаций, широким проявлением обнажений плотных пород, наличием примитивных почв на склонах и формированием мощных почв в понижениях рельефа.

Таков в общих чертах ПП Крыма с основными первичными негативными почвенными процессами, формирующимися в условиях естественного залегания и отсутствия антропогенного прессинга.

Многообразная хозяйственная деятельность, мелиоративные приемы, направленные на повышение продуктивности полей, вносят все новые аспекты механизмов в процесс почвообразования. Изменение любого из факторов почвообразования влечет за собой динамику почвенных режимов, которые позитивно или негативно влияют на свойства почв.

Деградацию ПП горных территорий стимулируют неумеренные рекреационные нагрузки, увеличивающие площади тропиночной сети, нарушающие растительный покров и сложившиеся в ландшафтах связи. При этом возрастает неоднородность таких свойств, как мощность лесной подстилки, или дернины, гумусового горизонта, повышается плотность, снижается биологическая активность почв. В прошлом развитию негативных процессов способствовали вырубка леса, выпас скота, пожары. Сейчас главной проблемой охраны почв побережья является застройка, часто – не законная. Способствует эрозии коричневых, дерновых карбонатных почв и черноземов предгорных, используемых под сады и виноградники, содержание поверхности угодий под чёрным паром и механизированная обработка почвы вдоль склона. Почвообрабатывающая техника приводит к уплотнению почвы, образованию плужной “подошвы”, слитых “дорожек” в многолетних насаждениях, вследствие чего формируется техногенная микрокомплексность ПП.

Сельскохозяйственное использование территории относится к самому распространенному виду антропогенных преобразований почвенных ресурсов. Наиболее высокая степень их освоенности характерна для равнинного Крыма, где средняя распаханность земель превышает 70 % при отклонениях по различным землепользователям в пределах 50–90 %. Распашка земель способствовала проявлению дефляционных и эрозионных процессов. Дефляция охватывает почти половину пахотных угодий (49 %), эрозия – около 13 %. Прослеживается тенденция дальнейшего увеличения площадей дефлированных и эродированных почв, соответственно, на равнинных и горных угодьях.

Одним из наиболее сильных видов антропогенного воздействия на геохимические и геофизические процессы в ландшафтах является ирригация. Свыше 90 % площади поливных земель Крыма сосредоточено в равнинной его части, где орошение проводят из системы Северо-Крымского канала. Здесь получают около 60 % всей продукции растениеводства, а необходимость поливов не вызывает сомнений.

Повышенное увлажнение, несвойственное природному генезису степных почв, создает тенденции изменений в направлении и интенсивности почвенных процессах (химических, физико-химических, физических, биологических). Из числа вторичных процессов, происходящих в орошаемых почвах, актуальны следующие: агроирригационное уплотнение, утрата агрономически ценной структуры, засоление, осолонцевание, дегумификация. Более поздние по стадии развития – оглеение, осолодение, слитизация, проявляются значительно реже. Ирригационное влияние на водно-солевой режим во многом зависит от гипсометрического уровня территории, степени её естественной дренированности, характера рельефа, гранулометрического состава почв [2, 4].

Наиболее благополучный водно-солевой режим почв складывается при орошении в плакорных условиях с диапазоном высот 40–90 м над у. м. Здесь господствуют черноземы южные мицелярно-карбонатные и мицелярно-высококарбонатные, содержащие незначительное количество солей в профиле до глубины 150–200 см. Ирригационно-промывной режим способствует выносу карбонатов кальция, что приводит к снижению содоустойчивости почв. Наибольшая вероятность встречи соды проявляется на глубине 50–100 см, реже – в слоях 0–50 и 100–200 см в черноземах южных солонцеватых и обычных.

Длительное орошение способствует опусканию верхней границы карбонатного горизонта. Уменьшается доля поглощенного кальция в составе обменных катионов в пользу магния и натрия, что может привести к осолонцеванию. Отмечена тесная связь между соотношением кальция и натрия в поливной воде и в почве. Вынос подвижного гумуса и карбонатов кальция вызывает изменения в составе водопрочных агрегатов: возрастает количество отдельностей диаметром менее 0,25 мм за счет содержания оптимальных по размеру – 1–5 мм. В результате на поверхности почвы образуется корка, а в средней части профиля, где аккумулируются тонкие фракции почвенных частиц, происходит уплотнение. Ухудшение физических свойств почвы, стительных уменьшение ее скважности нарушает воздушный режим и микробиологические процессы. Однако при соблюдении высокой агротехники и применении травосеяния, поливы повышают урожайность и массу растительных остатков, что благоприятствует гуматогенезу.

В трансформации ПП при орошении большую роль играет мезо- и микрорельеф. Почвы ложбин, западин и других понижений рельефа имеют более мощный гумусовый профиль, промытый от карбонатов кальция и гипса, несколько более тяжелый гранулометрический состав, заметные признаки олуговения. На повышенных элементах рельефа нередко проявляется эрозия. В результате всех этих явлений снижается качество почв, усложняется СПП.

На большей части территории с абсолютными отметками выше 50 м УГВ обнаруживается на глубине 5–10 м. На плоских слабодренированных равнинах (40–50 м над у. м.) зеркало вод не редко залегает с глубины менее 5 м, что обусловливает полугидроморфный водный режим почв.

Лугово-черноземные и черноземно-луговые почвы речных долин и балок за время орошения на плакорах претерпели подтопление (УГВ поднялся с 3–8 до 1–5 м). Верхняя граница аккумуляции солей колеблется в пределах 20–150 см, что связано не только с глубиной залегания УГВ, но и со степенью проточности древних пролювиально-аллювиальных отложений. Тип засоления сульфатный, реже гидрокарбонатный.

Значительный подъем УГВ за 30 с лишним лет орошения наблюдался в агроландшафтах с широким диапазоном высот (5 до 40 м над у. м.). В высоком Присивашья (20–40 м над у. м.) УГВ поднялся с 10–25 м до 3–15 м. Минерализация грунтовых вод на водоразделах снизилась, на склонах долин балок и рек возросла с 5–10 до 20 г/л.

Почвы автономных позиций агроландшафтов с отметками 10–40 м над у. м. имеют сульфатно-кальцевые солевые горизоны с глубины 100–200 см. Лугово-каштановые почвы и солонцы, приуроченные, соответственно, к лощинообразным понижениям и микроповышениям рельефа содержат хлориды и сульфаты натрия и магния с 40–80 см. В первое десятилетие орошения на участках, где УГВ достиг критической глубины, наблюдалось развитие вторичного засоления [2]. Но с введением в эксплуатацию дренажных систем на большей части агроландшафтов начался вынос солей, что может вызвать развитие процессов осолонцевания и осолодения (если не применять мелиоранты, содержащие кальций).

Орошение способом затопления лугово-каштановых почв при культуре риса иногда сопровождается оглеением, осолодением, слитизацией. Развитию восстановительных реакций способствует низкий технический уровень оросительных систем, большие потери воды, плохая планировка, нерегулируемость дренажной сети. Здесь необходимо совершенствовать технологии регулирования водно-солевого и воздушного режимов почвы.

Ландшафты с абсолютными отметками 10–20 м над у. м. характеризуется слабой естественной дренированностью. За годы орошения УГВ поднялся здесь до 3–7 м, а минерализация снизилась с 10–20 г/л до 1–5 г/л, вследствие поступления инфильтрационных вод с плакоров. Ближе к Сивашу содержание солей в почвенно-грунтовых водах превышает 20 г/л. Лугово-степные комплексы почв – темно-каштановых солонцеватых, лугово-каштановых солонцеватых и солонцов лугово-степных, в условиях ирригационного десуктивно-выпотного водного режима с периодическим глубоким промачиванием подвержены сезонному солевому режиму перемежающегося засоления – рассоления. В зональных почвах сезонная аккумуляция солей происходит на глубине 100–200 см, тип засоления сульфатный, реже – хлоридно-сульфатный. Количество солей не превышает порога токсичности, за исключением отдельных участков с локальными особенностями водно-солевого режима, имеющими свою обусловленность. В солонцах верхняя граница солевого горизонта поднялась с глубины 70–100 см до 20–30 см, тип засоления хлоридно-сульфатный, иногда – сульфатно-хлоридный. Ионный состав почвенных растворов проявляет тенденцию уменьшения содержания карбонатов кальция и повышения количества хлоридов натрия, что способствует развитию солонцового процесса.

В условиях низких территорий (5–10 м над у. м.) в связи с подъемом УГВ увеличились площади гидроморфных почв, с формированием выпотного водного режима и прогрессирующего засоления (при отсутствии дренажных систем). Вторичное засоление наблюдается и в луговых почвах тальвегов балок. В устьях рек и балок имеют место оглеение, кольматаж, способствующие слитизации почвенного профиля.

Доля средне- и сильнозасоленных почв от общей площади орошаемых земель составляет около 2 %. При орошении на фоне дренажных систем преобладают процессы рассоления почвогрунтов. Вынос солей составляет от 4 до 10 т/га в год, в их составе к сожалению, почвы теряют и питательные элементы, что свидетельствует о необходимости совершенствования совокупности систем орошения, дренирования и удобрения.

Орошение усиливает тенденции, характерные для элювиальных почв, лишь при ирригационно-промывном водном режиме, что проявляется в морфологии и свойствах почв на уровне вида, рода, а иногда и более высокого таксономического ранга.

Радикальное разрушение ПП связано с добычей ископаемого сырья (строительного камня, щебня, песка и пр.), а также – с незаконными действиями населения (демонтаж оросительных систем и др.), что требует проведения рекультивации, которая выполняется на малых площадях и очень редко.

Итак, специфика земельных ресурсов Крыма проявляется в многообразии почв, различном уровне их плодородия, высокой степени освоенности, необходимости применения мелиоративных мероприятий, что способствует природно-антропогенной трансформации ПП. На долю почв с негативными свойствами приходится около 30 % площади пашни.

Список использованой литературы

1. Деградация и охрана почв / Под ред. Г. В. Добровольского. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 654 с.
2. *Драган Н. А.* Водно-солевой режим почв орошаемых виноградников Присивашья Крыма: автореф. Симферополь, 1972. – 24 с.
3. *Драган Н. А.* Почвенные ресурсы Крыма / Н. А. Драган // Научная монография. – 2-е изд. доп. – Симферополь: Доля, 2004. – 208 с.
4. *Новикова А. В.* Геохимические и режимные закономерности соленакопления в степном Крыму, приемы улучшения солонцовых почв и возможность использования земель для орошения / А. В. Новикова // Труды Харьковского СХИ им. В. В. Докучаева. – 1962. – Т. 39. –358 с.

* * *

УДК 631.4. (477.83)

ДОСЛІДЖЕННЯ РЕНДЗИН ЗАХІДНОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ

Андрій Кирильчук

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: kfgeogrunt@franko.lviv.ua

Територія Західного регіону України в адміністративному відношенні охоплює вісім областей: Волинську, Рівненську, Львівську, Тернопільську, Хмельницьку, Івано-Франківську, Чернівецьку і Закарпатську. Сумарна площа яких складає 128,9 тис. км^2, що становить 21,4 % від загальної площі України.

Значне простягання території Західного регіону України з півночі на південь і з заходу на схід сприяло формуванню добре виражених особливостей природних умов та їхньої просторової диференціації. За удосконаленою схемою фізико-географічного районування (Маринич та ін., 2003) зазначена територія розташована у межах таких азональних регіональних ландшафтних одиниць: Поліського краю, Західно-Українського краю та Українських Карпат. В агроґрунтовому аспекті ця територія охоплює зони мішаних і широколистяних лісів, лісостепову і Карпатську провінцію, якій притаманна вертикальна поясність ґрунтово-рослинного покриву.

Природні чинники, яким властива просторова неоднорідність і контрастність, зумовлені географічним положенням, геологічною будовою, геоморфологічними і біокліматичними особливостями, відіграють важливу роль у функціонуванні ґрунтового покриву, інтенсивності розвитку ґрунтових процесів і режимів, формуванні властивостей ґрунтів та умов їхнього використання. У різних регіональних ландшафтних одиницях ті чи інші чинники набувають домінуючого значення у процесах ґрунтотворення. Так, у Поліському краї найважливішими чинниками формування ґрунтів є літологія материнських порід, рослинність, умови поверхневого і ґрунтового зволоження. Для Західно-Українського краю, який характеризується одноманітним покривом лесоподібних суглинків, на формування ґрунтів впливають насамперед кліматичні особливості і рослинність, а також рельєф, як визначальний чинник різного ступеня прояву ерозійних процесів. В Українських Карпатах характер і напрям єдиного ґрунтотворного макропроцесу великою мірою зумовлений абсолютною висотою, рельєфом, експозицією схилів та характером ґрунтотворних порід.

Західний регіон України у сільськогосподарському відношенні освоєний давно. Ступінь освоєння і сільськогосподарського використання пов'язаний з рельєфом, який створює передумови до панування дрібноконтурності земельних ділянок і спонукає до різного їхнього використання.

Перші відомості про рендзини, як про особливий інтразональний тип ґрунту, були опубліковані М. М. Сибірцевим. У 1896 р. досліджуючи зональні дерново-підзолисті ґрунти Привіслянського краю, названий автор зазначає: "…не можна не звернути увагу на один інтразональний тип ґрунту, який досить часто трапляється в області вапнякових крейдяних мергелів і глинистих вапняків різного віку…, на так звану "рендзину" або "боровину". Це сірий чи темного забарвлення ґрунт, який сформувався безпосередньо з продуктів вивітрювання крейди або вапняку". За даними М. М. Сибірцева, вміст гумусу у перегнійно-карбонатних ґрунтах (рендзинах) змінюється від 2–3 до 7 % і більше, розчинність гумусу у воді значно вища, ніж у чорноземів (близько 1/90), однак нижча, ніж у підзолистих ґрунтів. У мінеральній частині міститься, зазвичай, багато лужноземельних карбонатів, однак їхній вміст дуже змінюється залежно від інтенсивності процесу розчинення і вилуговування [4].

До нечисленних на той час обстежень ґрунтового покриву і, зокрема рендзинних ґрунтів, можна віднести роботи "Західної експедиції з осушення боліт", яка працювала з 1874 по

1897 рр. під керівництвом І. І. Жилінського на території Прип’ятського Полісся. Поряд з виконанням основного завдання, яке передбачало прокладання меліоративних каналів у басейні Прип'яті, за пропозицією В. В. Докучаєва і Г. І. Танфільєва проведені ґрунтово-геоботанічні дослідження. В опублікованих матеріалах експедиції, зокрема написано: “…перегнійно-карбонатні ґрунти мають місцеву назву “громиші” і відзначаються високою природною родючістю” [1].

Системні дослідження ґрунтового покриву на теренах Західного регіону України, почалися з ХХ ст. Перші обстеження рендзин, зокрема у межах Волинського Полісся, здійснені на початку 20-х років видатним українським ґрунтознавцем Г. Г. Маховим. У 1930 р. вийшла у світ його монографія “Ґрунти України”, де узагальнено результати цих досліджень.

Упродовж 30-х років минулого століття фрагментарні дослідження рендзин Західного регіону України проводилися переважно польськими вченими: Ю. Мазановським, Ф. Терліковським, А. Мусієровичем і А. Вондраушем, Т. Мичинським, С. Міклашевським та ін. Увага дослідників зосереджена на з’ясуванні ролі природних чинників і, передусім материнської породи у формуванні виключно агрономічних властивостей рендзин [8, 9].

Дослідженнями А. Мусієровича і А. Вондрауша виявлено: “…у місцях, де корінні крейдяно-мергелеві породи виходять на денну поверхню, утворився значно поширений на території досліджень тип поверхневих відкладів, який являє собою елювіально-делювіальну кору вивітрювання цих порід”. На думку авторів це зумовлює формування малопотужного профілю та щебенюватість рендзин, а також несприятливі фізико-механічні й агровиробничі властивості цих ґрунтів [8].

Пізніше Ф. Терліковським опубліковані очевидно перші дані стосовно дослідження якісного складу гумусу рендзин, а саме, показники збагаченості гумусу Нітрогеном, які представлені ним у вигляді відношення С: N. Важливим є те, що автором було досліджено 80 зразків рендзинних ґрунтів з різних районів західних областей України на підставі чого він зазначає: “…середнє відношення С: N у рендзинах становить 10,5, а крайні відхилення від цієї величини – 9,5–13,0”. Дослідженнями Ф. Терліковського встановлено, що не весь Нітроген, визначений за методом Кельдаля, відноситься до органічних форм. Автор стверджує, що звуження величини відношення С: N у нижніх горизонтах рендзин зумовлене наявністю у них фіксованого Нітрогену [9].

Фундаментальні ґрунтово-географічні дослідження рендзин Західного регіону України, які базувалися на докучаєвському генетичному підході до ґрунту, як функції умов і чинників природно-господарського середовища, започатковані наприкінці 40-х років ХХ ст. українськими вченими-ґрунтознавцями І. М. Гоголєвим і Г. О. Андрущенком [1–3, 6, 7].

У 1949–1951 рр. І. М. Гоголєвим вперше детально обстежені “темнозабарвлені” ґрунти (рендзини) Верхньо-Бузького Полісся на площі близько 31 тис. га [4]. На підставі одержаних результатів, а також матеріалів обстежень рендзин інших територій, І. М. Гоголєв 1951 р. захистив дисертацію на здобуття наукового ступеня кандидата сільськогосподарських наук: “Темноцветные почвы (рендзины) Западных областей Украины” та опублікував упродовж 1949–1958 рр. низку тематичних праць [4, 7].

Зауважимо, що особлива увага вченого до рендзин зумовлена тим, що дані ґрунти займають значні площі серед орних земель заходу України: у Волинській області їхня площа становить 7,2 %, а у Львівській – 12,7 % від площі ріллі. Доволі великі площі їх у Рівненській і Тернопільській областях. Згідно з сучасним фізико-географічним районуванням найбільші ареали суцільного поширення рендзин зосереджені у межах Турійсько-Рожищенського природного району Волинського Полісся, Радехівського-Бродівського і Куликівсько-Бузького природних районів Малого Полісся, Вороняцького природного району Західно-Подільської височинної області і Гологірського природного району Розтоцько-опільської горбогірної області.

До головних наукових здобутків І. М. Гоголєва необхідно зачислити вивчення специфіки чинників ґрунтоутворення і домінуючих процесів ґрунтотворення, які зумовили формування даних ґрунтів в умовах Західного регіону України. Вчений зазначає: “…в умовах території дослідження основними чинниками утворення “темнозабарвлених” ґрунтів (рендзин) є лі-

сова рослинність (широколистяні ліси) і літологічний склад материнської породи, представленої продуктами елювіогенези крейдяного мергелю з домішками флювіогляціальних відкладів у Верхньо-Бузькому Поліссі та літотамнієвими вапняками і вапняковими пісковиками на Розточчі. Водночас, дерновий процес ґрунтоутворення є домінуючим. Це зумовлює формування малопотужного профілю, наявності значного вмісту (7,61–9,23 %) і запасів гумусу, слабокислої реакції у верхньому горизонті (pH_{KCl} 6,3), стійких до зовнішнього впливу та сприятливих для росту і розвитку сільськогосподарських культур агрохімічних властивостей, високого валового вмісту найголовніших елементів кореневого живлення рослин (N, P, K) та порівняно високої потенційної родючості…" [7].

У працях І. М. Гоголєва найґрунтовніше описана морфологічна будова "темнозабарвлених" ґрунтів (рендзин). Вчений не тільки вперше виділяє у нижній частині профілю відносно потужний (8–10 см) перехідний гумусований горизонт (Phк), але і детально описує механізм його формування. Автор зазначає, що: "…унаслідок рівнинного характеру рельєфу території і слабкого стоку поверхневих вод відбувається інтенсивніше промиванням ґрунту. Це призводить до пришвидшення процесів вилуговування ґрунтотворної породи і формування дещо потужнішого гумусованого профілю рендзин [2–4].

На теренах Малого Полісся, а також у південній частині Волинського Полісся рендзини на крейдяних мергелях морфологічно дуже подібні до чорноземів, через це їх називають "поліськими чорноземами" [1].

Дослідження І. М. Гоголєва показали, що генетичний шлях так званих "поліських чорноземів" істотно відрізняється від генетичного шляху нормального чорнозему. Унаслідок особливостей ґрунтотворного процесу під лісом на щільних карбонатних породах у профілі ґрунту відбувається акумуляція гумусу, що морфологічно наближає рендзини з чорноземами. Однак це виключно морфологічна подібність і вона не є достатньою підставою для того, аби об'єднувати рендзини в один тип з чорноземами. Подібні висновки спостерігаємо у публікації В. В. Пономарьової і А. М. Масленикової, які досліджували гумусовий стан рендзин Силурійського плато [4, 7].

Г. О. Андрущенко у монографії "Ґрунти Західних областей УРСР" (1970) характеризує рендзини як: "…інтразональні біолітогенні ґрунти, які сформувалися на елювіальній корі вивітрювання крейдяних мергелів під одночасною дією деревної та трав'яної рослинності, в умовах промивного типу водного режиму…". Автор детально описує морфогенетичні особливості рендзин та переконливо доводить їхнє "лісове" походження на підставі детального аналізу перерозподілу півтораоксидів у профілі цих ґрунтів. Він зазначає: "…поєднання різних елементарних ґрунтотворних процесів в умовах достатнього зволоження призвело до формування недиференційованого профілю, який характеризується збагаченим на колоїди і півтораоксиди гумусово-акумулятивним горизонтом та поступовим їх зменшенням вниз по профілю, за винятком кальцію, який збільшується у тому ж напрямі. Такий перерозподіл півтораоксидів та кальцію є характерним для ґрунтотворного процесу під деревною рослинністю, який відбувається у напрямі до опідзолення. Водночас, відбувається виразна акумуляція фосфору у верхніх горизонтах, що і є найхарактернішою ознакою ґрунтоутворення" [1].

Подальші дослідження рендзин західних областей України пов'язані з проведенням великомасштабних обстежень ґрунтів, які виконувалися у 1957–1961, 1965–1966 та 1985–1986 роках співробітниками Львівської філії інституту Укрземпроекту УААН і науково-дослідної лабораторії ґрунтово-географічних досліджень (НДЛ-50) Львівського національного університету імені Івана Франка, а також окремими дослідниками, зокрема А. І. Гуменюком (1962–1964), А. І. Криловою (1964–1966), Н. Б. Лісовим (1976–1978), Д. І. Ковалишин (1980–1982). Важливими здобутками цього етапу є накопичення даних з морфогенетичних властивостей рендзин регіону та їхньої географії [4].

Узагальнені результати ґрунтово-екологічних і ґрунтово-генетичних досліджень рендзин Західного регіону України представлено у монографіях А. А. Кирильчука, С. П. Позняка "Дерново-карбонатні ґрунти (рендзини) Малого Полісся" (2004) та О. М. Підкови, М. Г. Кіта "Літолого-генетична зумовленість формування ґрунтового покриву Розточчя" (2010) [4, 6].

В останні роки проводяться ґрунтово-генетичні дослідження ініціальних рендзин у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах урочища Біла гора та антропогенно-порушених рендзин штучно-створених терасових комплексів Вороняків. Виявлено, що онтогенетичне відтворення рендзинних ґрунтів відбувається під впливом біогенно-акумулятивних процесів ґрунтотворення, серед яких визначальну роль мають підстилкоутворення і дерновий процес. Водночас, домінуючими процесами ґрунтотворення в антропогенно-порушених рендзинах штучно-створених терасових комплексів є педотурбаційні й антропогенні процеси [5].

Аналіз публікацій дає підставу зробити висновок, що за генетичною природою рендзини Західного регіону України є унікальними, зумовлюючи упродовж тривалого часу потребу їхнього вивчення. Спектр сучасних досліджень рендзин названого регіону відзначається детальним вивченням трансформації ґрунтотворних процесів та динаміки властивостей і режимів цих ґрунтів в умовах антропогенезу, застосуванням сучасних еволюційно-хронологічних підходів до вирішення класифікаційних проблем, що є передумовою для розробки адаптивних екологобезпечних систем і методів управління високою потенційною родючістю цих ґрунтів.

Список використаних джерел

1. *Андрущенко Г. О.* Ґрунти західних областей УРСР / Г. О. Андрущенко. – Львів–Дубляни: Вільна Україна, 1970. – Ч. І. – 295 с.
2. *Гоголев И. Н.* К вопросу о генезисе темноцветных (рендзинных) почв под лесом / И. Н. Гоголев // Почвоведение. – 1952. – № 3. – С. 241–250.
3. *Гоголев И. Н.* Рендзинные (перегнойно-карбонатные) почвы Западно-Украинского Полесья и их генезис / И. Н. Гоголев // Природные условия и природные ресурсы Полесья. – К.: Изд-во АН УССР, 1958. – С. 114–123.
4. *Кирильчук А. А.* Дерново-карбонатні ґрунти (рендзини) Малого Полісся: Монографія / А. А. Кирильчук, С. П. Позняк. – Львів. Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 180 с.
5. *Кирильчук А. А.* Рецентне ґрунтотворення і ґрунти в природно-антропогенних ландшафтах Західного Поділля / А. А. Кирильчук, Р. Б. Семащук // Наук. зап. Тернопільського національного педагогічного ун-ту ім. Володимира Гнатюка. Серія: географія. – Тернопіль: СПМ “Тайп”. – 2012. – № 3 (Вип. 33). – С. 27–32.
6. *Підкова О. М.* Літолого-генетична зумовленість формування ґрунтового покриву Розточчя / О. М. Підкова, М. Г. Кіт. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2010. – 246 с.
7. Професор Іван Гоголєв = Proffessor Ivan Gogolev / упоряд. С. Позняк, В. Тригуб; за ред. С. Позняка. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2009. – 586 с.
8. *Musierowicz A.* Rędziny połnocnej krawędzi Podola / A. Musierowicz, A. Wondrausch // Kosmos. – Seria A, T. 41. – Lwów, 1936. – S. 49.
9. *Terlikowski F.* C/N stosunek w prohniznych warstwach gleby / F. Terlikowski. – Poznań, 1932. – S. 49–50.

* * *

УДК 339.9 (4Укр-21)

ЗЕМЕЛЬНІ РЕСУРСИ СТОЛИЧНОЇ ОБЛАСТІ І НАПРЯМИ ЇХ ДОЦІЛЬНОГО ВИКОРИСТАННЯ

Валентина Нагірна

Інститут географії Національної академії наук України,
Україна, 01034, м. Київ, вул. Володимирська, 44,
e-mail: geo-ins@kiev.ltd.net

Земельні ресурси столичної (Київської) області є одними з головних цінностей, що забезпечують її господарський розвиток, створюють продовольчий фонд, прямо чи опосеред-

ковано використовуються у всіх сферах життєдіяльності населення. Київська область є регіоном з особливим столичним статусом, земля тут відіграє надзвичайно важливу роль. Її вартість, конкурентні позиції у формуванні економічного потенціалу, забезпеченні середовища проживання людей значно вищі, ніж в інших регіонах України.

Це пов'язано не стільки з якістю земельних ресурсів, родючістю ґрунтів (хоча вони також є важливими), скільки з потужним впливом столичного міста. Завдяки цьому впливу земля стає цінним територіальним й економічним ресурсом, а ринок землі виражає не тільки її вартість, а й ті споживчі цінності, що можуть бути створені завдяки використанню землі [2]. Найбільшого впливу столиці зазнають земельні ресурси приміських районів – Києво-Святошинського, Вишгородського, Васильківського, Броварського, Бородянського, Обухівського.

Природний потенціал земельних ресурсів сільськогосподарського призначення в області доволі високий (12,1 тис. грн./га при середньому в Україні 14,3 тис. грн/га)[1]. Однак родючість ґрунтів, якісний стан земель і відповідно їх грошова оцінка мають значні територіальні відмінності. Найбільшу вартість мають землі південних, почасти центральних районів – Білоцерківського, Володарського, Миронівського, Рокитнянського, Кагарлицького, Таращанського, Сквирського, Тетіївського, Ставищенського.

Комерційна вартість земельних ресурсів залежить від кон'юнктури ринку і попиту на землю столичного мегаполісу. Значно меншу роль відіграє природна родючість ґрунтів. Проте наявність лісових масивів, водних об'єктів, транспортна облаштованість істотно впливають на комерційну ціну земельних ділянок. На земельному ринку навколо Києва склалася тенденція необґрунтованого завищення цін на землю. Особливо висока комерційна ціна землі в Обухівському, Бориспільському, Києво-Святошинському, Вишгородському, Броварському, Васильківському районах.

В основу сучасних напрямів використання земельних ресурсів столичної області покладено: 1) природну родючість ґрунтів та їх екостан; 2) місцеположення території (району) відносно столиці м. Київ та столичної агломерації; 3) розвиток транспортної інфраструктури, транспортну доступність території; 4) наявність об'єктів природно-заповідного фонду, земель водного фонду та рекреаційного призначення. Крім того, на використання земельних ресурсів області значно впливають структура сільськогосподарських угідь, розораність земель, забезпеченість водними ресурсами, рівень радіоактивного забруднення території. Велике значення мають наявність особливо цінних продуктивних земель, що зумовлюють високу ефективність сільськогосподарського виробництва, а також формування спеціалізованих районів із високим рівнем концентрації виробництва високоліквідної експортоорієнтованої продукції.

Враховуючи доволі високий природний потенціал земельних ресурсів Київської області, сприятливі економічні умови, масовий попит на продукцію сільського господарства населення столиці, основним напрямом використання землі є і залишатиметься надалі сільськогосподарський. Родючість ґрунтів, якісний стан земель і відповідно рівень їх сільськогосподарського використання мають значні регіональні відмінності. Найбільш інтенсивно використовуються землі Білоцерківського, Миронівського, Рокитнянського, Ставищенського, Володарського і Сквирського районів.

Агротехнічний потенціал земельних ресурсів лівобережних районів, зокрема Баришівського, Бориспільського, Переяслав-Хмельницького, Згурівського, Яготинського, дещо нижчий порівняно з південними районами, хоча родючість ґрунтів тут досить висока. Спостерігаються перезволоженість земель, наявність боліт. У цих районах значно більшу роль відіграють природні кормові угіддя, є великі можливості для розвитку тваринництва.

Характерними рисами використання земель сільськогосподарського призначення є надто високий рівень їх сільськогосподарського освоєння і надмірна розораність сільськогосподарських угідь (85–90 %), перенасиченість посівів ґрунтовиснажливими культурами,

---

[1] За даними Державної агенції з земельних ресурсів України, 2011 р.

такими як зернові культури, цукрові буряки, картопля, ріпак, соняшник, відсутність сівозмін. Це призводить до деградації ґрунтового покриву,інтенсивного розвитку ерозійних процесів, зниження ефективності земельних ресурсів.

Особливо важливим у використанні землі столичної області є її цінність як територіального ресурсу. З метою розвантаження столиці, створення сприятливих умов для її життєзабезпечення, поліпшення екологічної ситуації за межами міста розміщуються різні виробничі об’єкти, автотранспортні парки, спортивні комплекси, кемпінги, що потребують великих земельних площ.

Критичний рівень виробничо-містобудівного освоєння території Києва, регулювання містобудівного розвитку викликають необхідність реструктуризації економічної бази, зокрема створення філіалів підприємств, розміщення інфраструктури (транспортної, інженерно-технічної) у приміській зоні, винесення за межі міста шкідливих для здоров’я людей виробництв, об’єктів енергетичного забезпечення. У зв’язку з цим змінюється статус і режим землекористування у цих районах [1].

Раціональне використання землі навколо столиці передбачає забезпечення екологічної безпеки території, екологічного оздоровлення урбанізованого середовища, створення сприятливих умов для проживання та відпочинку людей. При плануванні та використанні земель мають бути максимально збережені об’єкти природно-заповідного фонду, водно-болотні угіддя, території рекреаційного та оздоровчого призначення. Під впливом столиці формується конкурентне середовище в землекористуванні, аграрній сфері, посилюються територіальні відмінності у ринковій вартості землі.

Одним з важливих напрямів використання земельних ресурсів Київської області, розосередження зони урбанізації навколо столиці є виділення земель для розбудови промислових центрів, міжрайонних центрів розселення, великих транспортних вузлів, таких як Біла Церква, Бориспіль, Фастів. На основі розширення та урізноманітнення їх виробничої бази, створення комплексу сучасних транспортних послуг, інноваційного розвитку господарської діяльності тут можуть бути сформовані важливі центри активізації соціально-економічного розвитку периферійних районів області.

Що стосується земельних ресурсів Бориспільського району, то, окрім сільськогосподарського використання, вони є важливим територіальним ресурсом для розширення та реконструкції Державного міжнародного аеропорту “Бориспіль”, вдосконалення транспортної інфраструктури на під’їздах до нього, розвитку господарської діяльності з виробництва послуг для авіапасажирів, що відповідали б сучасним світовим стандартам, для розширення територій природоохоронного призначення.

Землі Фастівського району, де розміщений важливий транспортний вузол, можуть бути використані, крім сільськогосподарського призначення, як територіальний ресурс для формування господарського комплексу з обслуговування залізничного транспорту, розвитку соціальної сфери, підготовки спеціалістів і створення робочих місць у цій галузі, для розвитку та модернізації транспортної системи. У районі є великі можливості для розвитку підприємницької діяльності та інфраструктури ринку у сфері АПК, розбудови логістики, активізації внутрішнього ринку агропромислової продукції, а також для забезпечення потреб столиці.

У Київській області є багато територій, використання яких законодавчо обмежується та потребує спеціального охоронного режиму господарювання: території радіаційного забруднення внаслідок Чорнобильської катастрофи, санітарно-захисні зони та охоронні зони підприємств промисловості, транспорту та зв’язку, об’єкти природно-заповідного фонду та історико-культурного призначення, річки, водосховища, водозабори.

У зв’язку з високим рівнем забруднення земельних ресурсів області як навколо Києва, у приміській зоні, так і в сільських периферійних районах (залишки невикористаних мінеральних добрив, засобів захисту рослин, особливо пестицидів, сміттєзвалища, полігони твердих побутових відходів тощо) зростає необхідність посилення санітарно-епідеміологічного контролю та режиму використання забруднених і екологічно небезпечних територій, роз-

ширення санітарно-захисних та охоронних зон. Це особливо стосується приміських районів: Києво-Святошинського, Вишгородського, Васильківського, Обухівського, Бориспільського, а також віддалених від столиці районів – Білоцерківського, Рокитнянського, Кагарлицького і радіаційно забруднених – Поліського та Іванківського районів. В усіх районах області важливо зберегти, а подекуди розширити території природно-заповідного фонду, ліси, водно-болотні угіддя з метою екологічного оздоровлення столичного регіону.

Наявність рекреаційних ресурсів, історико-культурних пам'яток та об'єктів створюють великі можливості для розвитку рекреаційної і туристичної діяльності. При плануванні та використанні територій рекреаційного та оздоровчого призначення важливо максимально зберігати їх своєрідність, враховувати наявність історико-культурних пам'яток. Це особливо стосується Переяслав-Хмельницького, Білоцерківського, Вишгородського, Києво-Святошинського, Обухівського, Миронівського районів [3].

Раціональне використання землі як територіального ресурсу в сільських районах є одним із головних напрямів їх соціально-економічного піднесення, подолання депресивності сільської місцевості, збереження поселенської мережі. У цьому плані важливими є: розвиток підприємницької діяльності на основі виробництва та промислового перероблення сільськогосподарської сировини; урізноманітнення виробничої бази, створення умов для зайнятості місцевого населення, підвищення рівня інженерно-транспортного обслуговування сільського населення, облаштування територій рекреаційного та оздоровчого призначення, особливо на базі Київського водосховища та його прибережної зони, для розміщення дачних поселень, котеджної забудови, а також розвиток сільського зеленого туризму.

Список використаних джерел

1. Генеральна схема планування території України, 2002. Прийнята як Закон України "Про Генеральну схему планування території України" 7 лютого 2002 року.
2. *Мартин А. Г.* Регулювання ринку земель в Україні. – К.: Аграр Медіа Груп, 2011. – 254 с.
3. *Нагірна В. П.* Земля столичної області як сільськогосподарський і територіальний ресурс: напрями раціонального використання // Часопис соціально-економічної географії. – Вип. 12(1). – Харків, 2012. – С. 47–54.

* * *

УДК 631.445.4:631.41(477.83)

ПРОЦЕСИ ДИФЕРЕНЦІАЦІЇ МІНЕРАЛЬНОЇ РЕЧОВИНИ ЧОРНОЗЕМІВ ПАСМОВОГО ПОБУЖЖЯ

Ігор Папіш

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: kfgeogrunt@franko.lviv.ua

Постановка наукової проблеми. Ґрунти Пасмового Побужжя описані в працях К. І. Геренчука, Г. О. Андрущенка, Я. С. Оленчука і А. М. Николина, І. М. Гоголєва та інших дослідників. В них представлений загальний опис будови профілю, склад і властивості чорноземів, які традиційно вважаються текстурно недиференційованими грунтами. Цей висновок є передчасним, принаймні, відносно високодисперсної складової мінерального профілю чорноземів Вологої атлантичної фації. На фоні інтенсивної гумусової акумуляції виразні зовнішні ознаки кислотного руйнування, трансформації і переміщення мінералів (вилугованість профілю, кремнеземиста присипка SiO_2, горіхувата структура горизонту Нр, кутани на стінках грубих пор і транзитних тріщин) та характер розподілу мулистої фракції, є непрямим свідченням текстурної диференціації профілю чорноземів Пасмового Побужжя. Підтвердженням цьому

дослідження І. Лєбєдєвої і Є. Сьоміної, згідно яких, рівномірний розподіл мулистої фракції у профілі вилугуваних і опідзолених чорноземів Мордовії та Красноярського краю, зазвичай перетворюється в елювіальний, після обробітку мулу H_2O_2 з метою видалення органічної речовини [3]. Сучасних досліджень чорноземів Пасмового Побужжя, на рівні наукового аналізу процесів формування їхнього профілю, практично немає. ***Метою*** цієї статті є виявлення процесів та явищ вертикальної диференціації мінеральної речовини чорноземів Західноукраїнського краю на основі аналізу їхнього мінерального профілю.

Об’єкти і методи досліджень. Об’єктом дослідження є чорноземи опідзолені і типові Винниківського і Чижиківського пасом Пасмового Побужжя, у ґрунтовому покриві яких чорноземи є фоновими ґрунтами. Для досягнення поставленої мети застосовано комплекс загальних (гранулометричний) і спеціальних (валовий хімічний, рентгендифрактометричний) методів кількісного аналізу ґрунтів і ґрунтотворних порід.

Експериментальна частина. Підготовка зразків і відмучування мулистої фракції з чорноземів виконані на кафедрі ґрунтознавства і географії ґрунтів Львівського національного університету імені Івана Франка за стандартною методикою М. І. Горбунова [1]. Валовий хімічний аналіз ґрунтів виконаний в хімічній лабораторії Інституту геології і геохімії горючих корисних копалин НАН України (Львів). Рентгенозйомка зразків мулистої фракції чорноземів проводилась у лабораторії мінералогії ґрунтів Ягелонського університету (Mihal Skiba, Краків, Польща).

Виклад основного матеріалу й обґрунтування отриманих результатів досліджень. З метою наукового аналізу профіль чорноземів розглядають як солюм, тобто комплект різних елементарних ґрунтових профілів, важливою складовою якого є мінеральний (хімічний, мінералогічний, гранулометричний, сольовий, карбонатний) та органогенний (гумусовий) профілі. Кожен з них формується у тісній взаємодії з іншими профілями, набуваючи при цьому характерних для певного типу ґрунту рис вертикального розподілу ґрунтової речовини.

Чорноземи Пасмового Побужжя сформувались на літологічно однорідних лесоподібних суглинках західноукраїнського типу, що випливає з підвищеного вмісту грубих фракцій (піщані, грубопилувата) гранулометричних елементів, при їх відносно рівномірному профільному розподілі. Незначні коливання вмісту фракцій середнього і дрібного пилу є наслідком як особливостей їхньої седиментації, так і ґрунтоутворення (табл. 1).

Таблиця 1

Гранулометричний склад чорноземів Чижиківського пасма

Генетичний горизонт (глибина відбору зразків, см)	Гігроскопічна волога, %	Розмір часток у мм, кількість у %						
		1–0,25	0,25–0,05	0,05–0,01	0,01–0,005	0,005–0,001	<0,001	<0,01
Чорнозем опідзолений слабореградований глеюватий грубопилувато-легкосуглинковий на лесоподібних суглинках (розріз Городиславичі ЧГ-2, вододільна поверхня)								
Не ор. (0–11)	1,8	0,6	13,8	56,8	17,6	4,0	7,2	28,8
Не п/ор (20–30)	1,3	0,7	6,1	66,4	6,4	11,2	9,2	26,8
Hpi(e) (50–60)	2,7	0,5	8,3	60,9	5,9	11,9	11,8	29,2
phi(e) (80–90)	2,3	0,9	8,9	64,2	3,6	10,1	12,4	26,4
Pk(h)gl(140–150	1,9	0,6	8,2	65,3	3,2	10,4	11,7	25,4
Pkgl (190–200)	1,5	2,0	8,6	65,8	4,8	7,2	11,6	23,6
Чорнозем середньоглибокий малогумусний вилугуваний глеюватий грубопилувато-легкосуглинковий на лесоподібних суглинках (розріз Городиславичі ЧГ-1, привододільний схил 1–2° півд. експозиції)								
Н ор. (0–12)	2,6	0,4	16,2	58,9	8,4	5,6	13,2	25,8
Н п/ор (30–40)	2,6	0,7	16,1	65,1	3,1	4,8	13,3	26,5
Hp (60–70)	2,9	0,4	16,4	59,9	2,7	4,0	14,8	23,6
PH (90–100)	2,2	1,0	17,0	66,3	2,6	3,3	15,5	27,6
Pk(h)gl(140–50)	1,9	0,5	15,1	64,9	3,2	3,3	13,7	22,3
Pkgl (190–200)	1,6	1,8	13,6	53,8	5,3	7,9	14,9	29,9

В профільному розподілі мулистої фракції чорноземів помітні суттєві зміни, наслідки яких чітко віддзеркалюються у показниках гігроскопічної вологи. За загальним ступенем диференціації профілю (S) досліджувані чорноземи є середньо- і сильнодиференційованими ґрунтами (S=2,1–2,7).

Чорноземам опідзоленим у більшій мірі (S = 2,7), ніж типовим (S = 2,1), властиві незбалансовані втрати мулу з гумусово-акумулятивного горизонту й оглинення середньої і нижньої частин ґрунтової товщі (елювіально-ілювіальний тип розподілу глинистого матеріалу). Явище оглинення виражається через коефіцієнт оглинення (К), котрий представляє собою частку від відношення вмісту мулу до фізичної глини в ґрунті і породі. В чорноземах типових (К = 1,16–1,28) дане явище проявляється тільки в середній частині профілю на глибині 50–110 см (горизонт Нр, РН) через процеси лесиважу і сіалітизації in situ. В опідзолених аналогах (К = 1,08–1,45) оглинення профілю розтягується на глибину 50–160 см, охоплюючи практично всю його середню і нижню частини.

Результати валового хімічного аналізу добре співвідносяться з даними гранулометричного складу чорноземів Пасмового Побужжя (табл. 2).

Таблиця 2

Валовий хімічний склад чорноземів Пасмового Побужжя

Генетичний горизонт (глибина відбору зразків, см)	Втрати при прожарюванні, %	% на прожарену наважку									CO_2 карбонатів	SiO_2 / Al_2O_3	SiO_2 / Fe_2O_3
		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	P_2O_5	S заг.			
Чорнозем опідзолений слабореградований глеюватий грубопилувато-легкосуглинковий на лесоподібних суглинках Чижиківського пасма (розріз Городиславичі ЧГ-2, вододільна поверхня)													
Не ор. (0–11)	6.44	83.04	9,05	2,63	1,09	0,66	1,75	0,88	0,11	0,37	–	15,68	84,20
Не п/ор (20–30)	5,84	83,03	9,04	2,63	1,08	0,65	1,79	0,97	0,07	0,15	–	15,61	84,19
Нрі(е) (50–60)	4,61	81,66	9,56	2,98	1,11	0,76	1,97	1,02	0,10	0,18	–	14,82	73,07
phi(e) (80–90)	3,87	81,70	9,63	2,96	1,15	0,75	1,84	0,86	0,06	0,29	н/в	14,42	73,60
Pkgl (190–200)	3,26	71,83	8,25	2,71	7,16	1,79	1,87	0,97	0,07	0,31	4,31	14,80	70,68
Чорнозем опідзолений глеюватий грубопилувато-легкосуглинковий на лесоподібних суглинках Винниківського пасма (розріз Миклашів ВГ-6, вододільна поверхня)													
Не ор. (0–18)	8,20	82,48	7,73	2,90	2,66	0,61	2,23	0,78	0,21	0,18	–	18,14	75,84
Не п/ор (30–40)	7,55	80,36	8,58	2,42	2,39	0,50	2,32	0,79	0,13	0,03	–	16,32	90,75
Нріе (60–70)	4,01	80,92	10,36	3,22	1,18	0,42	2,33	0,75	0,11	0,02	–	13,28	67,07
Ph(i,e) (120–130)	3,25	81,85	9,60	3,08	0,89	0,76	2,30	0,80	0,07	0,04	н/в	14,97	70,87
Pkgl (190–200)	2,11	74,85	8,18	2,46	5,83	1,29	2,14	0,74	0,07	0,26	4,13	15,56	81,14
Чорнозем середньоглибокий малогумусний вилугуваний глеюватий грубопилувато-легкосуглинковий на лесоподібних суглинках Чижиківського пасма (розріз Городиславичі ЧГ-1, схил 1–2° південної експозиції)													
Н ор. (0–12)	5,46	82,29	8,96	2,60	1,18	0,66	2,02	1,00	0,09	0,52	0,00	15,61	84,40
Н п/ор (30–40)	4,81	82,06	9,15	3,47	1,07	0,65	1,84	0,81	0,09	0,11	0,00	15,25	63,06
Нр (60–70)	4,38	81,56	9,43	3,44	1,09	0,54	2,11	0,94	0,07	0,11	0,00	14,70	63,22
РН (90–100)	3,00	80,98	9,72	3,41	0,74	0,97	2,16	1,03	0,08	0,15	н/в	14,16	63,33
Pkgl (190–200)	2,79	69,94	8,18	2,68	7,98	1,36	1,91	1,02	0,06	0,25	5,92	14,54	65,59
Чорнозем середньоглибокий малогумусний вилугуваний глеюватий грубопилувато-легкосуглин-ковий на лесоподібних суглинках Винниківського пасма (розріз Миклашів ВГ-1, вододільна поверхня)													
Н ор. (0–18)	5,34	83,92	8,21	2,69	1,20	0,32	2,27	0,77	0,14	0,09	–	17,38	83,19
Н п/ор (30–40)	4,59	82,85	8,48	2,86	1,04	0,75	2,41	0,83	0,11	0,23	–	16,49	77,25
Нр(е)(60–70)	3,07	81,44	9,09	3,18	1,01	0,73	2,84	0,98	0,07	0,02	–	15,23	68,29
P(h)kgl(120–130)	3,85	81,59	9,96	2,97	1,19	0,75	2,13	0,68	0,08	0,03	н/в	13,93	73,26
Pkgl (190–200)	1,03	80,68	6,48	1,81	4,10	0,87	1,98	0,71	0,06	0,10	2,79	21,17	118,9

Загальний вміст оксидів досить типовий для ґрунтів, що утворились на породах лесової формації [3]. Проте, відповідно до змін гранулометричного складу спостерігаються зміни у складі головних оксидів (табл. 2). Оскільки левова частка несилікатного заліза чорноземів зв’язана з глинистими мінералами, то характер розподілу оксидів заліза синхронізується з вертикальним профілем мулистої фракції. Незбалансованим втратам мулу в гумусово-акумулятивному горизонті і його приросту в оглиненій частині профілю відповідають найнижчі (2,42–2,90 %) і найвищі (2,98–3,44 %) показники вмісту оксидів заліза. Через міцніший координаційний зв'язок алюмінію в кристалітах глинистих мінералів, в профільному розподілі оксидів алюмінію спостерігається менш виразна закономірність і відповідність. Втрата глинисто-залізистих комплексів у гумусовому горизонті чорноземів (внаслідок різної природи ґрунтових процесів) компенсується відносною акумуляцією у ньому високодисперсного кремнезему та інших кластогенних мінералів (польові шпати, плагіоклази). Пусковим механізмом для розвитку процесів і явищ елювіювання мінеральної речовини чорноземів Пасмового Побужжя є глибока вилугованість ґрунтів від карбонатів та їх періодичне короткочасне перезволоження. Проте, різним підтипам чорноземів досліджуваної території притаманний неоднаковий комплекс елементарних ґрунтових процесів, що беруть активну участь у формуванні їхнього мінерального профілю.

У верхній частині профілю чорноземів опідзолених збільшується кількість оксидів кремнію (80,36–83,04 %) на фоні відносно високого вмісту алюмінію (7,73–9,05 %), що свідчить про зростання ролі кремнезему й алюмінієвих гідрослюд в мінералогічному складі. Одночасне зниження вмісту оксидів заліза (2,42–2,90 %) і магнію (0,50–0,66 %) вказує на руйнування магнезіально-залізистих хлоритів і триоктаедричних гідрослюд, у той час як стійкі до вивітрювання диоктаедричні гідрослюди в цій частині профілю накопичуються. Додатковим свідченням цього явища є високий вміст валового калію (1,75–2,32 %). Характер розподілу головних оксидів, високі показники молярних відношень SiO_2:Fe_2O_3 в гумусово-акумулятивному горизонті, на фоні їх низьких значень у середній та нижній частинах профілю, є свідченням активної участі процесів кислотного гідролізу (опідзолення, фероліз) у диференціації мінеральної речовини чорноземів опідзолених.

Дані валового хімічного аналізу не відображають участі опідзолення у перерозподілі мінеральної речовини чорноземів типових. Підвищений вміст оксиду кремнію і високий показник молярних відношень SiO_2:Fe_2O_3 переважно в орному горизонті, є швидше наслідком його агротехнічного спрацювання. Елювіально-ілювіальний тип профільного розподілу мулу та оксидів заліза у профілі чорноземів типових вказує на процеси вертикального перерозподілу тонкодисперсної речовини ґрунтів. Проте, на фоні відносно рівномірного профільного розподілу молярних відношень SiO_2:Fe_2O_3 в чорноземах типових Чижиківського пасма це є неспростовним доказом домінуючої ролі процесу лесиважу у перерозподілі мінеральної речовини цих ґрунтів. Чорноземи типові Винниківського пасма приурочені до вододільної поверхні із розвиненим мікрорельєфом, утворюючи комплекси з лучно-чорноземними ґлейовими ґрунтами. Середня частина їхнього профілю (50–100 см) знаходяться під перманентним впливом капілярної кайми. Низький показник молярних відношень SiO_2:Fe_2O_3 (68,29 %) на глибині 60–70 см є свідченням не опідзолення, а елювіально-глейового процесу (феролізу).

За втратами при прожарюванні і вмістом гумусу розраховано кількість хімічно зв’язаної води в досліджуваних чорноземах. Її кількість з глибиною поступово зменшується до найнижчих значень (1,78–2,68 %) на межі гумусового горизонту (60–70 см) і збільшується в нижніх горизонтах до 2,71–3,27 %. Оскільки хімічно зв’язана вода входить до складу глинистих мінералів ґрунтів, такий її профільний розподіл є доказом елювіювання глинистих мінералів з верхніх горизонтів і накопичення їх в середній і нижній частинах профілю. Підтвердженням цього явища є дані мінералогічного складу мулистої фракції чорноземів опідзолених Сянсько-Дністерської височини (розріз 61).

Процес опідзолення зумовлює руйнування смектитового компоненту у складі змішано-шаруватих слюда-смектитових мінералів з високим вмістом смектитових пакетів і відносне

накопичення у верхній частині профілю тонкодисперсного кварцу, калієвих польових шпатів і плагіоклазів. Найбільші руйнівні зміни спостерігаються в нижній частині гумусового горизонту чорноземів опідзолених (30–80 см), де морфологічно фіксується рясна кремнеземиста присипка. Наші дослідження підтверджують той факт, що з гумусового горизонту переважно виносяться тонкі колоїди (частки смектиту розміром < 0,02 мкм). Середні колоїди (частки розміром 0,2–0,02 мкм), переважно гідрослюди (46–51 %) і каолініт (11–13 %), мають акумулятивний розподіл у профілі з накопиченням в гумусовому горизонті, а грубі колоїди (частки < 1–0,2 мкм) розподілені у профілі відносно рівномірно [3, 4].

Таблиця 3

Співвідношення основних мінеральних фаз фракції менше 1 мкм, виділеної з чорноземів опідзолених глеюватих грубопилувато-легкосуглинкових на лесовидних суглинках Сянсько-Дністерської височини

Глибина відбору зразків, см	Вміст фракції <1 мкм, %	Розподіл шаруватих силікатів, %			Розподіл каркасних силікатів		
		Змішано-шаруваті утворення слюда-смектит	Гідро-слюда	Каолініт + хлорит	Кварц	К-польові шпати	Плагіо-клази
0–18	5,2	43	46	11	+++	++	+
30–40	7,2	36	51	13	++	+	немає
70–80	8,8	40	48	12	+	немає	немає
120–130	18,0	54	39	7	немає	немає	немає
190–200	16,0	51	43	7	++	+	+

Висновки та перспективи досліджень. В головних своїх рисах (склад і співвідношення різних мінеральних фаз) мінеральний профіль чорноземів Пасмового Побужжя успадкований від ґрунтотворної породи. Процес ґрунтоутворення суттєво вплинув на характер формування тонкодисперсної складової мінерального профілю чорноземів, зумовивши її елювіально-ілювіальний перерозподіл. Пусковим механізмом розвитку процесів елювіювання є глибока вилугованість профілю від карбонатів і глибинне оглеєння. Основними агентами формування диференційованого мінерального профілю чорноземів є процеси опідзолення, лесиваж, фероліз, сіалітизація, що у різній мірі проявляються у чорноземах опідзолених і типових.

Список використаних джерел

1. *Горбунов М. И.* Методика подготовки почв, грунтов, взвесей рек и осадков морей к минералогическому анализу // Почвоведение. – 1960. – № 11. – С. 79–81.
2. *Соколова Т. А., Дронова Т. Я., Толпешта И. И.* Глинистые минералы в почвах: Учебное пособие. – Тула: Гриф и К, 2005. – 336 с.
3. Черноземы СССР. – М.: "Колос", 1974. – Т. 1.– 560 с.
4. *Чижикова Н.П.* Минералогический состав илистых фракций черноземов // Черноземы СССР. – Т. 1. ВАСХНИЛ. Почв. Ин-т им. В. В. Докучаева. – М.: Колос, 1974. – С. 173–187.

* * *

УДК 631.445:477

ОСОБЛИВОСТІ ЕВОЛЮЦІЇ СТРУКТУРИ ҐРУНТОВОГО ПОКРИВУ СЕРЕДНЬО-СУХОСТЕПОВОГО ПЕДОЕКОТОНУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР’Я

Григорій Мороз

Одеський державний аграрний університет,
Україна, 65012, м. Одеса, вул. Пантелеймонівська, 13,
e-mail: grishamoroz@mail.ru

Вступ. Виявлення закономірностей формування взаємопов’язаних просторових ґрунтових одиниць є суттєвим аспектом вивчення структури ґрунтового покриву. В першу чергу, мається на увазі як виокремлення одиниць ґрунтового покриву в просторі, так і диференціація їх внутрішньої структури. Перше обумовлює виділення на картах ареалів одиниць ґрунтового покриву певного таксономічного рангу, а друге – встановлення їх якісного внутрішнього різноманіття.

На сьогодні можна вважати загальноприйнятим твердження про те, що в умовах розчленованої території основні закономірності просторової диференціації та виділення одиниць структури ґрунтового покриву визначаються саме рельєфом і найбільш динамічні просторові взаємозв’язки між окремими ґрунтовими ареалами виникають при формуванні ґрунтових мікрокатен. Характер взаємозв’язків компонентів цих мікрокатен та їх взаємозалежність від факторів ґрунтоутворення слід розглядати не тільки як просторову, але і як часову систему. Це дозволяє розглянути генезис і виявити напрямок еволюції ґрунтового покриву, а також здійснити прогноз його подальшого розвитку.

Результати дослідження. Серед різноманіття факторів диференціації ґрунтового покриву середньо-сухостепового педоекотону основними слід визнати рельєф, як перерозподілювач вологи, розчинних речовин та тепла, а також процеси рельєфоутворення, що є одночасно процесами формування ґрунтів. А так як територія дослідження відзначається значним розчленуванням рельєфу, наявністю балок та ярів, то це призводить до утворення спрямовано-анізотропних ґрунтово-географічних одиниць, що називаються мікрокатенами. Ці мікрокатени приурочені до форм лінійної (ярково-балкової мережі) та площинної ерозії, і тому є парагенетичними у суміжних ландшафтних типологічних одиницях. Завдяки цим парагенетичним взаємозв’язкам на схилах утворюються просторово суміжні парагенетичні ландшафтні мікрозони, що характеризуються взаємопов’язаними умовами ґрунтоутворення [6, 7].

На території досліджень нами згідно Ф. М. Мількову [7] виділено чотири ландшафтні мікрозони, кожній з яких характерна певна група ґрунтів, що утворюють місцеві мікрокатени.

Привододільні мікрозони знаходяться на рівних плакорних ділянках, що межуть із схилами.

Прибровочні (верхньосхилові) мікрозони займають привершинні та верхні частини схилів. Вони характеризуються підвищеним рівнем ксероморфності, більш активною площинною та лінійною ерозією, а також протіканням дефляційних процесів.

Нижньосхилові (підніжні) мікрозони поширені на нижніх частинах схилів. Їм притаманне тимчасове перевідкладення делювіального матеріалу, а також краще забезпечення вологою та сповільнення темпів ерозії.

Балкові (тальвегові) мікрозони розташовані в тальвегах лощин та днищах ярів і балок. Для них характерне накопичення делювіальних відкладів, а також часткове перезволоження і відсутність ерозійно-дефляційних процесів.

Таким чином, враховуючи катенарне розташування, внаслідок переважання на території досліджень довгих схилів увігнутої та опукло-увігнутої форми, у структурі ґрунтового покриву середньо-сухостепового педоекотону можна виділити чотири групи ґрунтів [8]:

- ✓ Фонові ґрунти (чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті), які утворилися на вузьких вододілах та широких плакорних ділянках і є характерними для цієї місцевості;
- ✓ Слабоксероморфні та слабоеродовані ґрунти, які характеризуються погіршенням умов вологозабезпечення і еродованістю, у зв'язку з розміщенням на відносно крутих схилах, верхніх частинах та вершинах схилів. Вони відзначаються пониженим вмістом гумусу і зменшенням потужності гумусованого профілю;
- ✓ Ґрунти, що розташовані в нижній третині схилу, і, внаслідок транзитного переносу ґрунтової маси вниз по схилу, набувають параметрів аналогічних фоновим;
- ✓ Ґрунти, поширені на виположених нижніх частинах схилів, тальвегах лощин, що зазнають додаткового зволоження за рахунок поверхневого стоку. Вони мають підвищений вміст гумусу в орному шарі та відносно більшу потужність профілю. За походженням такі ґрунти ідентичні фоновим ґрунтам, але за рахунок кращого вологозабезпечення віднесенні до напівгідроморфних – лучнувато-чорноземних.

Отже, в межах ярково-балкової мережі північно-західного Причорномор'я простежується поступова спрямована зміна властивостей ґрунтів, що підтверджує доцільність їхнього виділення у якості ерозійно-делювіальних мікрокатен. Виходячи із твердження про те, що катена є одним із конкретних проявів структури ґрунтового покриву [5] вивчений ряд ґрунтів був віднесений нами до лінійно-деревовидних слабоерозійних великоблокових слабоконтрастних варіацій і поєднань-варіацій мікрокатен та прилеглих елементарних ґрунтових ареалів (ЕГА). В свою чергу, ґрунтові комбінації середньо-сухостепового педоекотону представлені переважно простими варіаціями чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих незмитих з мікрокатенами змитих і намитих ґрунтів улоговин і балок та поєднаннями-варіаціями чорноземів південних залишково- або слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів улоговин та балок і комплексами лучно-чорноземних та чорноземно-лучних залишково- або слабосолонцюватих ґрунтів.

Проте, зміна властивостей ґрунтів схилових територій відбувається не тільки внаслідок поєднання процесів змивання, міграції та акумуляції речовини, а й внаслідок перерозподілу вологи, розчинних речовин та тепла. Результатом цього є відмінність не тільки в морфологічних, а й у фізико-хімічних властивостях ґрунтів різних рівнів мікрокатен. Так, ґрунти верхніх частин схилів більш наближені за своїми властивостями до темно-каштанових ґрунтів ніж ґрунти інших рівнів мікрокатен, які по-суті є чорноземами південними [8]. Даний факт вказує на еволюційну неоднорідність компонентів ґрунтових мікрокатен середньо-сухостепового педоекотону Північно-Західного Причорномор'я.

З точки зору зональної еволюції досліджуваних ґрунтів зараз вони переживають вологу субфазу розвитку, яка розпочалася в 60–70-их рр. XX ст. та еволюціонують від темно-каштанових ґрунтів до чорноземів південних [2–4]. У схиловому аспекті еволюція даних ґрунтів веде до посилення еродованості в умовах накладання ерозійних процесів на природний ґрунтотворний процес. Таке накладання носить послідовний характер: слабозмиті ґрунти накладаються на незмиті, середньозмиті – на слабозмиті, сильнозмиті – на середньозмиті, внаслідок чого поступово зменшуються площі ЕГА [1].

Проте, характер та направленість еволюції ґрунтів можна визначити і за показниками розчленованості ЕГА. За даними А. Г. Сазонова [9] ґрунтам регресивного типу розвитку характерні високі показники розчленування контурів, а ґрунтам прогресивного типу – низькі. Враховуючи вищевказану закономірність, на території середньо-сухостепового педоекотону до регресивного типу належать чорноземи південні різного ступеня змитості верхніх частин схилів і напівгідроморфні ґрунти балкових мікрозон. В свою чергу, до прогресивного типу відносяться ґрунти привододільних і нижньосхилових ландшафтних мікрозон – фонові чорноземи південні та їх глибокозакипаючі роди (табл. 1).

Таблиця 1

Статистична оцінка розчленування ЕГА

Зміст ЕГА	коефіцієнт розчленування			V, %[1]	S_x[2]	S_x, %[3]
	серед.	max	min			
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий	1,44	1,98	1,12	18,06	0,18	12,5
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий слабозмитий	1,56	2,36	1,15	24,36	0,33	21,2
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий середньозмитий	3,32	5,78	2,49	31,33	0,72	21,7
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий сильнозмитий	4,20	7,77	2,06	49,05	1,72	41,0
Чорнозем південний залишково- та слабосолонцюватий глибокозакипаючий	1,94	3,51	1,07	47,94	0,62	32,0
Лучно-чорноземні і чорноземно-лучні ґрунти	3,45	4,95	2,00	28,70	0,79	22,9

Примітки: 1. Коефіцієнт варіації; 2. Абсолютна похибка; 3. Відносна похибка.

Розглядаючи компоненти досліджуваних варіацій у співвідношенні із трендом еволюції ґрунтового покриву, як в аспекті зонального так і схилового ґрунтоутворення, в їх компонентному складі нами було виділено (за В. М. Фрідландом [10]) сучасні, реліктові та прогресуючі елементи (табл. 2). При співставленні отриманих результатів з’ясували, що направленість та інтенсивність ґрунтоутворення в ландшафтних мікрозонах території досліджень є далеко не однорідною та неоднозначною. Зокрема, ґрунти верхньосхилової мікрозони зберігають реліктові ознаки зонального ґрунтоутворення завдяки прогресуючому тренду схилового педогенезу. У свою чергу, сучасна направленість зонального ґрунтотворного процесу в балковій мікрозоні сприяє прогресуючій еволюції характерних для неї ґрунтів в контексті схилового ґрунтоутворення. Також сучасні схилові процеси в ґрунтах нижньосхилової мікрозони підтримують прогресуючі темпи їх зональної еволюції. Таким чином, на території середньо-сухостепового педоекотону розвиток ґрунтового покриву варто розглядати в синхронно-еволюційному взаємозв’язку зонального та схилового ґрунтоутворення.

Таблиця 2

Компоненти мікрокатен

Ландшафтна мікрозона	Грунт	Позиція	Елемент еволюції (відносно тренду зонального ґрунтоутворення)	Елемент еволюції (відносно тренду схилового ґрунтоутворення)
Привододільна	Фонові ґрунти – чорноземи південні залишково- і слабосолонцюваті	Плакорна	Сучасний	Реліктовий
Прибровочна (верхньосхилова)	Ксероморфні та еродовані відміни фонових ґрунтів	Елювіальна або транселювіальна	Реліктовий	Прогресуючий
Нижньосхилова (підніжна)	Глибокозакипаючі роди фонових ґрунтів	Трансакумулятивна	Прогресуючий	Сучасний
Балкова (тальвегова)	Чорноземно-лучні та лучнувато-чорноземні ґрунти	Акумулятивна	Сучасний	Прогресуючий

Очевидно, що неоднорідність ґрунтового покриву середньо-сухостепового педоекотону викликана двома основними причинами – розчленованістю рельєфу та накладанням процесів силового ґрунтоутворення на зональний педогенез. Для кожної дослідженої ґрунтової комбінації характерна схилова еволюція ґрунтового покриву, яка проходить в напрямку посилення еродованості та ксероморфності. Завдяки цьому усі компоненти всередині кожної комбінації еволюційно пов'язані між собою і змінюються один одним в просторі і часі. У свою чергу, в зональному аспекті територія досліджень є переходом від темно-каштанових ґрунтів до чорноземів південних, швидкість еволюції яких врівноважена схиловими процесами в межах місцевих мікрокатен.

Таким чином, структура ґрунтового покриву середньо-сухостепового педоекотону також є перехідною. Тобто, поєднання-варіації темно-каштанових слабосолонцюватих ґрунтів з мікрокатенами змитих і намитих ґрунтів улоговин і балок та лучнувато-каштановими слабосолонцюватими ґрунтами переходять у поєднання-варіації чорноземів південних залишково- або слабосолонцюватих незмитих та різного ступеня змитості з мікрокатенами змито-намитих ґрунтів улоговин та балок і лучнувато-чорноземними залишково-солонцюватими ґрунтами. Проміжною (перехідною) ланкою в цьому процесі є поєднання-варіації чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих, темно-каштанових слабосолонцюватих ґрунтів та мікрокатен змитих і намитих ґрунтів улоговин і балок з лучнувато-чорноземними залишково-солонцюватими ґрунтами.

Висновки. 1. Структура ґрунтового покриву середньо-сухостепового педоекотону Північно-Західного Причорномор'я формується під впливом синхронно-еволюційного взаємозв'язку процесів зонального та схилового педогенезу.

2. Перехід ґрунтових комбінацій від поєднань-варіацій темно-каштанових слабо солонцюватих ґрунтів до поєднань-варіацій чорноземів південних залишково- і слабосолонцюватих на території середньо-сухостепового педоекотону врівноважений (у верхніх частинах схилів сповільнений, а у нижніх – прискорений) схиловими процесами в межах місцевих мікрокатен.

Список використаних джерел

1. *Годельман Я. М.* Неоднородность почвенного покрова и использование земель / Я. М. Годельман. – М.: Наука, 1981. – 200 с.
2. *Золотун В. П.* Развитие почв юга Украины за последние 50–45 вв.: автореф. дис. на соискание научной степени д-ра с.-х. наук / В. П. Золотун. – К., 1974. – 74 с.
3. *Иванов И. В.* Проблемы генезиса и еволюции степных почв: история и современное состояние // И. В. Иванов, В. А. Демкин // Почвоведение. – М., 1996. – № 6. – С. 324–334.
4. *Иванов И. В.* Эволюция почв степной зоны в голоцене / И. В. Иванов. – М.: Наука, 1992. – 144 с.
5. *Коломыц Э. Г.* Ландшафтные исследования в переходных зонах: методологический аспект / Э. Г. Коломыц. – М.: Наука, 1987. – 116 с.
6. *Корсунов В. М.* Пространственная организация почвенного покрова / В. М. Корсунов, Е. Н. Красеха. – Новосибирск: Наука, 1990. – 200 с.
7. *Мильков Ф. Н.* Склоновая микрозональность ландшафтов / Ф. Н. Мильков // Научные записки Воронежского отдела Географического общества СССР. – Воронеж, 1974. – С. 3–9.
8. *Мороз Г. Б.* Грунти середньо-сухостепового педоекотону Північно-Західного Причорномор'я / Г. Б. Мороз, В. І. Михайлюк. – Львів: ЗУКЦ, 2011. – 184 с.
9. *Сазонов А. Г.* Структура почвенного покрова как показатель направления развития почв / А. Г. Сазонов // Структура почвенного покрова и использование почвенных ресурсов. – М.: Наука, 1978. – С. 141–144.
10. *Фридланд В. М.* Проблемы географии, генезиса и классификации почв / В. М. Фридланд. – М.: Наука, 1986. – 244 с.

* * *

УДК 631.48(477.83)

ДЕГРАДАЦІЙНІ ПРОЦЕСИ В ЧОРНОЗЕМАХ ОПІДЗОЛЕНИХ СОКАЛЬСЬКОГО ПАСМА

Володимир Гаськевич, Микола Пшевлоцький, Марія Тиха

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: haskevich_vg@ukr.net

Чорноземи опідзолені (Chernozems Chernic (CHch), WRB, 1998) є модальними для Сокальського пасма. Вони приурочені до міжпасмових рівнин і розлогих знижень, придолинних схилів, складених лесоподібними суглинками. Це одні з найродючіших ґрунтів території досліджень. Згідно Земельного кодексу України (2001), відносяться до категорії особливо цінних земель [1]. Вони інтенсивно використовуються під ріллею присадибними землями. На придолинних і прибалкових схилах чорноземи опідзолені зазнають площинної ерозії.

Дослідження чорноземів опідзолених Сокальського пасма проводились на території Княжівської і Смиківської сільських рад Сокальського району Львівської області. При проведенні досліджень використано порівняльно-географічний, порівняльно-профільний та лабораторно-аналітичний методи.

Чорноземи опідзолені характеризуються типовим для чорноземів ґрунтовим профілем, з добре розвиненим гумусово-акумулятивним горизонтом Не та верхнім перехідним гумусовим горизонтом Нрі. Потужність гумусового горизонту Не+Нрі досягає 60см і більше.

Чорноземи опідзолені слабозмиті приурочені до придолинних схилів крутизною 1–2 та 2–3°. У них змито частину верхнього гумусового горизонту Не. Потужність гумусового горизонту Не+Нрі становить 36–46 см.

Середньозмиті чорноземи опідзолені залягають на схилах складної форми, з улоговинами, нахилом 3–5°. В них змито більше половини гумусового горизонту НЕ, в оранку інтенсивно залучається гумусовий перехідний горизонт Нрі і верхня частина перехідного горизонту Phi. Потужність гумусового горизонту становить 32–38 см. Орний шар набуває буруватого відтінку. В ґрунтах зменшується водопроникність, після обробітку їхня поверхня покривається кіркою, що призводить до збільшення поверхневого стоку та інтенсифікації ерозійних процесів.

Чорноземи опідзолені сильнозмиті приурочені до схилів крутизною 5–7° і 7–10°. В ґрунтах змито весь гумусовий профіль (горизонти Не+Нрі). В оранку залучається нижній гумусовий перехідний і перехідні слабогумусовані горизонти Phi, P(h)i, Pi, а інколи і материнська порода. Забарвлення орного шару сірувато-буре або палево-буре. Структура орного шару порохувато-брилиста. Ґрунти швидко ущільнюються сільськогосподарською технікою, їхня протиерозійна стійкість дуже низька.

Чорноземи опідзолені Сокальського пасма характеризуються легкосуглинковим гранулометричним складом. Сума фракцій фізичної глини (частинки <0,01 мм) в орному горизонті Не становить 24,4–24,8 %. Вміст мулистої фракції (частинки <0,001 мм) коливається в межах 7,0–12,0 %. По всьому профілю серед гранулометричних фракцій переважає грубий пил (частинки 0,05–0,01 мм). В еродованих відмінах чорноземів опідзолених простежується тенденція до поважчання гранулометричного складу. Це зумовлено приорюванням перехідних горизонтів, які характеризуються більшим вмістом фізичної глини.

Структурно-агрегатний склад є одним з найважливіших показників агрофізичних властивостей ґрунту. Ним визначаються агрономічні властивості і родючість ґрунту, створюються оптимальні умови водного, повітряного, теплового і поживного режимів.

Вміст агрономічно цінних мезоагрегатів в орному шарі чорноземів опідзолених, зайнятих під ріллею, становить 30,48–38,68 %, тоді як кількість брилистих агрегатів 59,65–64,98 %.

Коефіцієнт структурності в орному шарі ґрунтів коливається в межах 0,44–0,63. Низький вміст агрономічно цінних мезоагрегатів зумовлений руйнуванням структури важкою сільськогосподарською технікою. В еродованих відмінах спостерігається подальше зменшення вмісту фракцій агрономічно-цінних агрегатів і зростання брилистої.

Щільність будови в орному (0–30 см) шарі неродованих чорноземів опідзолених становить 1,22–1,42 г/см^3. Орний горизонт ґрунтів характеризується як ущільнений і щільний. В еродованих відмінах чорноземів опідзолених орний шар характеризується як щільний, величина щільності будови коливається в межах 1,37–1,45 г/см^3.

Чорноземи опідзолені характеризуються добре розвиненим гумусовим профілем. Вміст гумусу в гумусово-акумулятивному горизонті Не неродованих ґрунтів становить 3,0–3,2 %. З глибиною його вміст поступово зменшується. Запаси гумусу в орній товщі (0–30 см) становлять 118,8–134,4 т/га. Ерозійні процеси призводять до суттєвого зменшення вмісту і запасів гумусу в ґрунтах. Зокрема, в слабозмитих відмінах вміст гумусу в орному шарі становить 2,58–2,70 %, середньозмитих – 2,0–2,2 %, сильнозмитих – 1,4–1,5 %. Запаси гумусу в орному (0–30 см) шарі слабозмитих ґрунтів становлять 107,8 т/га, середньозмитих – 83,8 т/га, і сильнозмитих – 65,2 т/га.

Реакція ґрунтового розчину орного шару неродованих чорноземів опідзолених нейтральна, величини pH водного становить 6,4–7,0. В еродованих ґрунтах реакція грунтового розчину змінюється в сторону зростання лужності середовища, величина pH водного коливається в межах 7,2–7,4.

Тривалий та інтенсивний вплив людини на ґрунти не міг залишитись без наслідків. В чорноземах опідзолених спостерігається погіршення фізичних і водно-фізичних властивостей ґрунтів, зменшення вмісту гумусу, зміна катіонного складу ґрунтового вбирного комплексу, розвитку деградаційних процесів. Найнебезпечнішим природно-антропогенним явищем, що призводить до деградації ґрунтів і зниження їхньої родючості, є водна ерозія.

З групи механічних деградаційних процесів вивчались зменшення потужності генетичного профілю ґрунтів і пов'язані з цим втрати маси ґрунту, переущільнення ґрунтів (таблиці 1, 2, 3). Оцінка рівнів деградації ґрунтів проводилась згідно прийнятих в Україні методик [2].

Таблиця 1

Оцінка рівнів деградації ґрунтів
Група деградації: механічна. Вид деградації: водна ерозія.
Діагностичний критерій: зменшення потужності генетичних горизонтів. Одиниця виміру – см.

Назва ґрунту	Ступінь деградації ґрунтів				
	I	II	III	IV	V
Чорноземи опідзолені	Деградація практично відсутня				
Чорноземи опідзолені слабо змиті	–	8–20	–	–	–
Чорноземи опідзолені середньозмиті	–	–	25–26		–
Чорноземи опідзолені сильнозмиті	–	–	–	35–38	–

Примітка: I – нормальний (сприятливий); II – задовільний; III – передкризовий; IV – кризовий; V – катастрофічний.

Згідно даних таблиці 1, потужність профілю слабозмитих ґрунтів зменшилась в середньому на 8–20 см, середньозмитих – на 25–26 см, сильнозмитих на 35–38 см. За оцінкою рівнів деградації, ґрунти перебувають в задовільному, передкризовому і кризовому станах. Ерозійні втрати ґрунту в слабозмитих відмінах становлять 1 104–3 625 т/га, середньозмитих – 4 830 т/га, сильнозмитих – 5 510 т/га.

Діагностичним критерієм деградації ґрунтів, пов'язаної з переущільненням, є щільність будови і загальна шпаруватість [2]. Чорноземи опідзолені незмиті зазнали деградації слабкого, середнього і високого ступеня (табл. 2). Щільність будови в орному шарі становить 1,22–1,42 г/см^3.

Таблиця 2

Оцінка рівнів деградації ґрунтів
Група деградації: механічна. Вид деградації: ущільнення ґрунту
Діагностичний критерій: щільність будови. Одиниці виміру – г/см³.

Назва ґрунту	Потужність шару, см	Ступінь деградації ґрунтів				
		I	II	III	IV	V
		<1,2	1,2–1,3	1,3–1,4	1,4–1,5	>1,5
Чорноземи опідзолені	0–30	–	1,22	1,40	1,42	–
Чорноземи опідзолені слабозмиті	0–30	–	–	1,38	1,41–1,45	–
Чорноземи опідзолені середньозмиті	0–30	–	1,26	1,38	–	–
Чорноземи опідзолені сильнозмиті	0–30	–	–	–	1,45	–

Примітка: I – деградація практично відсутня; II – деградація слаба; III – деградація середня; IV – деградація висока; V – Деградація надто висока (кризова).

Еродовані відміни чорноземі опідзолених, залежно від особливостей використання, характеризуються здебільшого середнім і високим ступенем деградації, рідше – слабким. Щільність будови в орному шарі коливається від 1,26 до 1,45 г/см³ (табл. 2).

Загальна шпаруватість є похідною величиною від щільності будови і обернено корелятивно пов’язана з нею. За результатами досліджень, значення величини загальної шпаруватості в орному шарі чорноземів опідзолених становить 52,7–46,2%, що свідчить про слабкий і середній ступінь деградації через переущільнення (табл. 3). Орні горизонти еродованих відмін зазнали деградації середнього ступеня, величини загальної шпаруватості коливається від 46,2 до 49,5 %.

Таблиця 3

Оцінка рівнів деградації ґрунтів
Група деградації: механічна. Вид деградації: ущільнення ґрунту.
Діагностичний критерій: щільність будови. Одиниці виміру: %.

Назва ґрунту	Потужність шару, см	Ступінь деградації ґрунтів				
		I	II	III	IV	V
		>55	55–50	50–45	45–40	<40
Чорноземи опідзолені	0–30	–	52,7	46,2–47,0	–	–
Чорноземи опідзолені слабозмиті	0–30	–	–	45,9–47,3	–	–
Чорноземи опідзолені середньозмиті	0–30	–	–	48,0–49,5	–	–
Чорноземи опідзолені сильнозмиті	0–30	–	–	45,7	–	–

Діагностичним критерієм погіршення структурно-агрегатного стану ґрунтів є вміст повітряно-сухих агрономічно цінних агрегатів розміром 0,25–10,0 мм. Чорноземи опідзолені незмиті та їхні еродовані відміни зазнали деградації через знеструктурення високих і надто високих (кризових) рівнів (табл. 4). Вміст агрономічно цінних мезоагрегатів коливається від 17,3 до 38,7 %. Лише в ґрунтах під багаторічними травами деградація оцінюється як слабка.

Отже, за даними структурного аналізу, агрономічно цінні агрегати в орному шарі чорноземів опідзолених, в значній мірі зруйновані. Замість класичної дрібнозернистої структури, яка властива чорноземам, панівною є грудкувато-брилиста структура. Основним причинами переущільнення і знеструктурення ґрунтів є застосування важкої сільськогосподарської техніки, яка ущільнює ґрунт і руйнує його структуру.

Тривале сільськогосподарське використання та ерозійні процеси спричинили дегуміфікацію чорноземів опідзолених. Діагностичним критерієм деградації ґрунтів через втрату гумусу є зменшення його вмісту порівняно з еталоном. За еталон приймався вміст гумусу в неродованих ґрунтах.

Таблиця 4

Оцінка рівнів деградації ґрунтів
Група деградації: механічна. Вид деградації: погіршення структурно-агрегатного стану.
Діагностичний критерій:вміст агрономічно-цінних повітряно-сухих агрегатів.
Одиниці виміру: %

Назва ґрунту	Потужність шару,см	Ступінь деградації ґрунтів				
		I	II	III	IV	V
		>60	50–60	40–50	30–40	<30
Чорноземи опідзолені	0–30	–	–	–	30,5–38,7	–
Чорноземи опідзолені слабозмиті	0–30	–	–	–	32,8–35,0	22,1
Чорноземи опідзолені середньозмиті	0–30	–	57,0	–	–	17,3
Чорноземи опідзолені сильнозмиті	0–30	–	–	–	–	28,3

В неродованих чорноземах опідзолених середній вміст гумусу становить 3,1 % (табл. 5). Еродовані відміни ґрунтів зазнали деградації внаслідок дегуміфікації переважно високого і надто високого (кризового) ступеня, менше – середнього. Втрати гумусу в слабозмитих ґрунтах становлять 13,3–25,7 %, середньозмитих – 30,0–76,5 %, сильнозмитих – 50,0 % від еталону.

В еродованих ґрунтах разом із дрібноземом делювіальними водами вимивається гумус. Ерозійні втрати гумусу в чорноземах слабозмитих становлять 11,2–25,7 т/га, середньозмитих – 35,0–76,5 т/га, сильнозмитих – 53,6 т/га. Це свідчить, що чорноземи Сокальського пасма характеризуються дефіцитним балансом гумусу. Для відтворення втрачених запасів гумусу необхідне внесення значних доз органічних добрив (гною, біогумусу, торфу, компостів) впродовж тривалого часу.

Таблиця 5

Оцінка рівнів деградації ґрунтів
Група деградації: біохімічна. Вид деградації: дегуміфікація.
Діагностичний критерій: зменшення вмісту гумусу. Одиниці виміру: % від еталону

Назва ґрунту	Глибина відбору зразків, см	Еталон, %	Ступінь деградації ґрунтів				
			I	II	III	IV	V
			<5	5–10	10–20	20–30	>30
Чорноземи опідзолені	0–30	3,1	Деградація практично відсутня				
Чорноземи опідзолені слабозмиті	0–30	–	–	–	13,3	25,7	–
Чорноземи опідзолені середньозмиті	0–30	–	–	–	–	30,0	76,5
Чорноземи опідзолені сильнозмиті	0–30	–	–	–	–	–	50,0

Чорноземи опідзолені Сокальського пасма зазнали механічних деградацій, які проявляються в переущільненні орних і підорних горизонтів, знеструктурення, зменшенні потужності гумусових горизонтів і вмісту гумусу в них. Основними причинами розвитку деградаційних процесів є надмірний пресинг на ґрунт важкою сільськогосподарською технікою, водна ерозія, недотримання структури сівозмін, нехтування протиерозійними заходами.

На території, де природні умови сприяють прояву ерозії, вся система землеробства повинна бути ґрунтозахисною, а по своїй суті – протиерозійною. Заходи по охороні ґрунтів від ерозії повинні охоплювати всі ланки сільськогосподарського виробництва, які пов'язані з використанням земель, попереджати або регулювати стік опадів, як безпосередню причину ерозії.

В боротьбі з ерозією одним з головних ґрунтозахисних заходів повинна стати мінімізація обробітку ґрунтів. Такі заходи неможливі без впроваджень у сільськогосподарське виробництво новітньої ґрунтооброблювальної, посівної і збиральної техніки. На схилових землях насамперед варто вживати заходів консервації сильноеродованих земель.

Таким чином, оптимізація використання чорноземів опідзолених Сокальського пасма полягає в покращенні режимів і властивостей ґрунтів на основі науково-обґрунтованих заходів ведення сільськогосподарського виробництва: впровадження контурно-меліоративної системи землеробства, мінімізації обробітку, внесення оптимальних доз мінеральних і органічних добрив, впровадження нової техніки і новітніх технологій вирощування культур, консервації деградованих земель.

Список використаних джерел

1. Земельний кодекс України. – Львів: НВФ “Українські технології”, 2001. – 80 с.
2. Методика моніторингу земель, що перебувають в кризовому стані. – Харків, 1998. – 88 с.
3. *Пшевлоцький М. І.* Ґрунти Сокальського пасма і їх агротехногенна трансформація / М. І. Пшевлоцький, В. Г. Гаськевич. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2002. – 180 с.

* * *

УДК 631. 472 (477.41/42)

ТОРФОВІ ҐРУНТИ МАЛОГО ПОЛІССЯ: СУЧАСНИЙ СТАН, ПРОБЛЕМИ ВИВЧЕНОСТІ І ОХОРОНИ

Марія Нецик

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: marijka.nets@gmail.com

В останні десятиліття науковці всього світу все більше уваги приділяють проблемам глобального потепління і парникового ефекту на Землі та шляхам виходу з даної екологічної кризи. Одними з найбільш екологічно вразливих об’єктів природи є торфові ґрунти, які після проведення осушувальних меліорацій сильно деградують, спрацьовуються, горять і є потужним джерелом емісії парникових газів в атмосферу. Невідповідність норм осушення території розташування торфовищ її гідромеліоративним особливостям, через застосування однієї і тієї ж “схеми” меліорації на різних територіях, призвело до особливо сильної трансформації торфових ґрунтів.

У вітчизняній літературі відомості про сучасний стан торфово-земельних ресурсів Малого Полісся майже відсутні. Остання монографія у якій містяться матеріали з торфової проблематики Українського Полісся вийшла у 2010 р. (Р. С. Трускавецький). На цей час дані про малополіські торфові ґрунти можна отримати з технічних звітів великомасштабних ґрунтових обстежень 1958–1961 рр., та їх коректуванням у 90-х роках минулого століття.

Дослідження сучасного стану торфових ґрунтів проводили на напівстаціонарних дослідних ділянках в межах фізико-географічної області Малого Полісся в долинах Яричівського потоку та ріки Солокія, а також на торфовищах поблизу сіл Олесько та Стоянів. З метою вивчення морфологічних особливостей торфових ґрунтів використовували порівняльно-географічний та порівняльно-профільний методи. В польових умовах вивчали особливості морфологічної будови профілю торфових ґрунтів. Розрізи закладали до появи ґрунтових вод чи виходу ґрунтотворних порід. Зразки ґрунту для лабораторно-аналітичних робіт відбирали з усіх генетичних горизонтів в межах профілю. Дослідження фізико-хімічних властивостей торфових ґрунтів здійснювали загальноприйнятими в ґрунтознавстві методами. Визначення валового хімічного складу золи проводили методом Арінушкіної.

Цілинні торфові ґрунти характеризуються значною потенціальною родючістю, проте через високий рівень ґрунтових вод не придатні для використання. У зв’язку з цим, в 60–90 ро-

ках XX ст. майже всі ґрунти низинних боліт на території Малого Полісся були дреновані і почали використовуватись в землеробстві та торф'яній промисловості.

В структурі ґрунтового покриву Малого Полісся торфові ґрунти займають близько 11,5 % території. Вони сформувались в обширних алювіально-недіючих заплавах малих річок – приток Західного Бугу, Стиру, Горині [4]. Тут поширені торф'янисто-болотні, торф'яно-болотні ґрунти, а також торфовища низинні неглибокі, середньо глибокі та глибокі. У профілі торфових ґрунтів чітко виділяються наступні горизонти: дернина потужністю 2–12 см; торфові і перехідні до породи горизонти; ґрунтотворна порода. В ґрунтах, які використовуються під ріллею, дернина відсутня. За результатами нашого дослідження, на території Малого Полісся потужність торфового горизонту у торф'янисто-болотних ґрунтах становить 18–24 см, у торф'яно-болотних – 30–40 см, торфовищ низинних неглибоких – 50–60 см. Перехідні до породи горизонти можна розділити на верхній, з великою кількістю органічного матеріалу, та нижній – менш оторфований.

Осушення та подальше сільськогосподарське використання торфових ґрунтів призвели до збільшення аерації поверхневих горизонтів, глибокого окислення і розкладу органічної речовини, механічного просідання торфу, зниження вологоємності, збільшення щільності будови і зростання ступеня насичення ґрунтів основами. За даними літературних джерел середньорічне осідання торфовища становить 1,0–2,5 см. В перші роки використання, у зв'язку з механічним ущільненням через обезводнення верхньої частини осушуваного торфовища, швидкість осідання може становити 7–15 см [5].

Вищезгадані процеси призвели до зміни будови профілю торфових ґрунтів: збільшення ступеня розкладу і щільності органічних горизонтів, зміни кольору поверхневих горизонтів. Після відведення вологи, верхні торфові горизонти ґрунтового профілю Малого Полісся трансформувались в сильнорозкладені і сильно мінералізовані торфи. В осушених торфовищах із потужністю органогенних горизонтів понад 50 см під поверхневими шарами збереглись торфи з середнім і низьким ступенем розкладу. Мінеральна частина профілю торфових ґрунтів оглеєна і практично постійно зазнає впливу ґрунтових вод.

На території Малого Полісся переважають торфові ґрунти, ступінь розкладу поверхневих горизонтів яких коливається від середньо розкладених до сильно розкладених. Часто поверхня торфових ґрунтів покрита мінеральним горизонтом, який сформувався внаслідок інтенсивної мінералізації і сільськогосподарського використання – поховані торфовища.

Яскравим прикладом антропогенного пресингу на торфові ґрунти є місця, де внаслідок того, що поверхневі шари торфу були зняті, чи, зазнали дуже сильної мінералізації і просідання, сформувались інші підтипи торфових ґрунтів. Наприклад, на місці торфовищ низинних середньоглибоких утворились торфовища низинні неглибокі (ґрунти поблизу с. Олесько Бузького району, а також в заплаві річки Солокії Сокальського району Львівської області).

Процеси мінералізації на торфових ґрунтах призвели до зміни кількості, а також компонентного складу золи. Поверхневі горизонти характеризуються високою конституційною зольністю. В торфовищах, які сформувались на алювіально-делювіальних відкладах, зольність торфу коливається від 24 до 46 %, а на карбонатних породах – 36 %. Найбільш високі показники вмісту золи спостерігаються в торф'янисто-болотних ґрунтах, які використовувались під ріллею – 70 %. Вміст золи торфових горизонтів залежить також і від їх розташування в межах ґрунтового профілю. Так, зольність слаборозкладеного торфу нижньої частини ґрунтового профілю торфовища низинного середньоглибокого на Малому Поліссі становить 8–14 %, а поверхневого сильно мінералізованого – 22–42 % і більше.

Невисока зольність (6–35 %) торфових горизонтів обумовлена слабкою мінералізацією підземних вод водно-льодовикових відкладів, які зазвичай живлять торф, і відсутністю впливу річкових розливів на більшу територію торфовищ. Збільшена зольність (35 % і більше) властива тим ґрунтам, які сформувались в заплавах рік і періодично зазнають затоплення. В торфових ґрунтах, які сформувались на карбонатних породах, вміст золи вверх по профілю поступово зменшується [4].

В складі золи торфових ґрунтів переважають оксиди силіцію, кальцію, заліза, алюмінію, магнію та ін. Так, наприклад, зола поверхневого добре розкладеного торфового горизонту в

долини Яричівського потоку, який сформувався на некарбонатних алювіально-делювіальних відкладах, містить: 26,07 % SiO_2, 2,62 % Al_2O_3, 0,98 % Fe_2O_3, 0,64 % FeO, 3,41 % CaO, 11,96 % H_2O (втрати при прожарюванні 53 %). Компонентний склад золи дуже слаборозкладеного торфу того ж ґрунтового профілю становить: 1,13 % – SiO_2, 0,28 % Al_2O_3, 0,23 % Fe_2O_3, 0,21 % FeO, 4,61 % CaO, 15,78 % H_2O (втрати при прожарюванні 78 %). Отже, валовий склад нижніх слабо розкладених горизонтів, на відміну від поверхневих добре розкладених, характеризується значно нижчим вмістом оксидів силіцію, заліза (II та III), алюмінію, та дещо вищим вмістом води та оксидів кальцію.

Зростання ступеня розкладу органічного матеріалу торфових ґрунтів та вмісту золи відобразились і на фізико-хімічних властивостях торфових ґрунтів, особливо кислотних. Так, якщо після осушення pH водне в торфовищі низинному карбонатному глибоко осушеному становило 7,5 у верхніх горизонтах і 7,7 в нижніх, то в цей час – 9,9–10,1 і 9,4 відповідно. Карбонатні торфові ґрунти, у зв’язку з близьким заляганням ґрунтотворних порід, характеризуються значно вищими значеннями потенціальної і актуальної кислотності, ніж ґрунти на водно-льодовикових відкладах: pH водне верхнього шару карбонатного торфу становить 7,4–8,6, а pH сольове – 7,0–7,6.

Торфові ґрунти, які сформувались на водно-льодовикових відкладах, характеризуються нейтральною кислотністю. Значення pH водного в них коливається від 5,7 до 6,9 в поверхневих шарах, а сольового – 5,3 до 6,3. В нижніх горизонтах ці показники становлять 6,4–6,8 і 6,0–6,3 відповідно.

Всі торфові ґрунти, які сформувались на карбонатних породах, при перевірці на вскипання 10 % HCl по всьому профілі бурхливо киплять. В верхній і середній частині ґрунтового профілю вміст $CaCO_3$ до 10 %, а в перехідних до породи – 20 % і більше.

Осушення та подальше розорювання торфових ґрунтів призвели до зміни рослинного покриву, а саме: повного знищення мохового покриву та появи лучно-болотних осок і злакових трав.

Внаслідок осушення рівень ґрунтових вод в період межені опускається на глибину 90–120 см, а в деяких створах – до 190–200 см і більше. Такі низькі рівні ґрунтових вод, а також тривалі літні посухи є однією з основних причин виникнення на торфовищах пірогенної деградації. На Малому Поліссі, згідно класифікації Ф. Р. Зайдельмана [2, с. 42], поширені пірогенно змінені ґрунти, пірогенно-перегнійні і пірогенно-піщані утворення. Пірогенно-піщані утворення сформувались в місцях глибинної пірогенної деградації, а також в місцях видобутку торфу на водно-льодовикових ґрунтотворних породах. Пірогенно змінені ґрунти і пірогенно-перегнійні утворення переважають. Нами встановлено, що потужність торфу після пожежі в пірогенно-перегнійних утвореннях коливається від 30 до 50 см, а в пірогенно змінених торфових ґрунтах становить понад 50 см і залежить від рівня ґрунтових вод і дренажу території займання на момент пожежі.

Пірогенні утворення Малого Полісся мають чотири чітко виражені горизонти: шар попелу, метаморфічний горизонт, торф, що залишився після пожежі і мінеральне дно болота. Іноді зустрічається шар торфу, який частково зазнав незначної дії пожежі, проте зберіг свої особливості [3].

Верхній шар пірогенних утворень зазвичай складений попелом різного забарвлення і потужності, яка залежить від товщини торфу, що згорів. В припіднятих ділянках вона становить 1–2 см, а в мікропониженнях – 15–21 см. Забарвлення попелу, скоріш за все, обумовлене ботанічним складом торфу і ступенем його згорання, і може бути від світло-сірого до коричнево-бурого забарвлення. Нижня границя шарів попелу залягає на глибині 17,67±1,76 см. Зверху горизонти попелу перекриті кіркою буро-сірого відтінку незначної потужності (1,20±0,25 см.), яка легко руйнується від незначного дотику.

Всі пірогенні утворення в перший рік після пожежі характеризуються несприятливими для сільського господарства фізико-хімічними властивостями, так як їм притаманні низькі значення щільності будови – 0,32 г/см^3, відносно висока щільність твердої фази – 2,26 г/см^3, дуже високі показники пористості – 85,7 %. За результатами нашого дослідження, pH водної витяжки шарів попелу становить 10,3, pH сольової – 8,2, вміст $CaCO_3$ – 16 %. У зв’язку з пов-

ним згоранням органічного матеріалу поверхневих горизонтів дані горизонти характеризуються високою зольністю – 86 %. Рослинний покрив знищується повністю.

Низькі значення щільності будови, пористості шару попелу сприяють активній його вітровій ерозії. З часом, у зв'язку з вимиванням соди з шару дощовими і талими водами, зменшується актуальна і потенціальна кислотності до 7,8 і 7,7 відповідно. Зростання вмісту золи та щільності будови сприяють появі на поверхні пірогенних утворень рослин-піонерів: полину звичайного (*Artemisia vulgaris L.*), п. австрійського (*Artemisia austriaca Jacq*), куничнику непомітного (*Calamagrostis neglecta Caertn et Schreb*), к. сіруватого (*Calamagrostis canescens (Wen) Roth*), жовтозілля липучого (*Senecio viscosus L.*) та ряду інших [1]. Проте, через високу лужність поверхневих горизонтів попелу, суцільного покриву вони не утворюють та перебувають у пригніченому стані.

Таким чином, осушені торфові ґрунти за роки експлуатації зазнали деградаційних процесів, які призвели до змін фізико-хімічних властивостей, прискореної мінералізації, вітрової ерозії, дефляції. Ґрунти, які використовувались в сільському господарстві під просапними культурами, зазнали більш глибоких змін, ніж ті, які використовувались під пасовищами і луками. Майже всі осушені території зайняті під пасовищами і низькоякісними луками, і тільки незначна частина – в якості орних земель, які частково відведені під ренатуралізацію. У зв'язку з частими пожежами, а також різними масштабами їх поширення виникла необхідність в проведенні нового великомасштабного ґрунтового знімання, а також удосконаленні і розширенні класифікації торфових ґрунтів.

Список використаних джерел

1. *Гаськевич В. Г.* Особливості рослинності пірогенно деградованих торфових ґрунтів Малого Полісся [Текст] / В. Г. Гаськевич, М. В. Нецик // Вісник Львів. ун-ту. – Л.: Вид-во ЛНУ, 2010. – Вип. 38. – С. 49–57. – (Серія географічна).
2. *Зайделъман Ф. Р.* Пирогенная и гидротермическая деградация торфяных почв, их агроэкология, песчаные культуры земледелия, рекультивація [Текст] / Ф. Р. Зайделъман, А. П. Шваров. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 168 с.
3. *Нецик М. В.* Морфологічні особливості пірогенно-деградованих торфових ґрунтів Малого Полісся [Текст] / М. В. Нецик // Вісник Одеського національного університету. – Одеса, 2009. – Т. 14. – Вип. 7. – С. 143–147. – (Серія "Географічні та геологічні науки").
4. Торфяной фонд Украинской ССР (по состоянию разведаности на 1 января 1967 года) [Текст] / Под ред. А. С. Проворкина и А. А. Синадского; Министерство геологии РСФСР, Институт "Гипротофразведка". – М., 1969. – Кн. II.
5. *Трускавецький Р. С.* Торфові ґрунти і торфовища України [Текст] / Р. С. Трускавецький; Нац. академія аграрних наук України, Нац. науковий центр "Інститут ґрунтознавства та агрохімії імені О.Н. Соколовського". – Х.: Міськдрук, 2010. – 278 с.

* * *

УДК 504.53:001.8(477.75)

АНАЛИЗ НЕОДНОРОДНОСТИ СТРУКТУРЫ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА САКСКОГО РАЙОНА

Ольга Артеева

Таврический национальный университет имени В. И. Вернадского,
Украина, АР Крым, 95033, г. Симферополь, просп. В. И. Вернадского, 4,
e-mail: artliberta@list.ru

Изучение ***структуры почвенного покрова (СПП)*** позволяет определить закономерности пространственного распределения почв, генетические особенности ***почвенного***

покрова (ПП), роль факторов дифференциации ПП. Характер СПП имеет принципиальное значение для экологизации землепользования, для определения специализации хозяйств (выделения типов севооборотов, осуществления мелиоративных мероприятий и охраны почв). Мы провели анализ СПП для территории Сакского района.

Цель исследования – выявить и изучить компонентную сложность, контрастность, неоднородность и другие свойства СПП Сакского района.

По литературным источникам и материалам крупномасштабного картографирования ПП были подробно изучены генетические и морфометрические характеристики почв, выявлено соотношение площадей различных типов почв и получены следующие результаты. Почвенный покров района представлен черноземами южными мицелярно-высококарбонатными (65 %), занимающими водораздельные пространства. На покатых и крутых склонах балок распространены эродированные и маломощные черноземы карбонатные (21,5 %) и дерново-карбонатные почвы (5,6 %). По балкам и их пониженным террасам залегают черноземы, черноземно-луговые и лугово-черноземные намытые почвы. В пределах узкой прибрежной низменности на морских и лиманно-морских отложениях с близко залегающими минерализованными грунтовыми водами формируются комплексы луговых солончаковых и солончаковатых почв.

Анализируя СПП территории Сакского района, мы определили ее количественные характеристики: коэффициент сложности (КС) и коэффициент контрастности (КК). А затем рассчитали ее интегральный показатель – коэффициент неоднородности (КН).

КС характеризует разнообразие рисунка, *КК* – качественное разнообразие почвенного покрова. Интегральный показатель – *КН* является производным от показателей сложности и контрастности [5]. *КС* представляет собой вычисленное по карте число контуров на 100 га площади: *КС = К : 100 га* [4]. *КК* представляет собой важнейшую характеристику производственных и генетических особенностей СПП. Общий подход к оценке контрастности основан на том, что она должна количественно выражать различия сравниваемых почв или почвенных комбинаций по комплексу показателей, имеющих агропроизводственное значение.

За основу расчета КК была выбрана шкала контрастности, аналогичная шкале, разработанной Я. М. Годельманом [2] для почв Республики Молдовы, но с некоторыми изменениями. Согласно разработанной нами шкале, КК рассчитывается по следующим рядам: генетическому, гранулометрическому, по запасам гумуса и скелетности. В результате мы получили модель для установления контрастности почв. Все варианты почв располагаются последовательно по рядам. Различия между крайними членами ряда имеют одинаковый вес (табл. 1). В таблице 2 (приведена лишь итоговая часть таблицы) мы получили три строки: первая – суммарная длина границ данной контрастности в метрах, вторая – то же, в процентах от общей протяженности границ, третья – произведение длины линии в процентах на контрастность разделяемых ею почв (обозначенную в шапке таблиц). Сумма цифр третьей строки итога составляет средневзвешенный показатель контрастности по данному ряду, а сумма показателей по всем рядам – коэффициент контрастности почвенного покрова. КК рассчитан для территорий бывших хозяйств Сакского района.

С помощью вычисленных КС и КК ПП территории Сакского района мы получили интегральный показатель – ***коэффициент неоднородности (КН)*** – по формуле, предложенной В. М. Фридландом [9]: *КН = КС х КК.*

Дальнейшей нашей задачей была типизация ПП на основе интегрального показателя, включающего в себя рассчитанные выше коэффициенты и баллы бонитетов почв [3]. Построена карта типизации ПП, в которой выделено 15 типов земель (невозможность приведения карты в данной статье связана с высокой сложностью рисунка): слабо-, средне-, сильнонеоднородные почвы с бонитетом ниже 40, 40–50, 51–60, 61–70, выше 70 баллов. Отдельно выделены нарушенные и перерытые почвы, выходы пород и лугово-болотные почвы, так как недостаточно данных, характеризующих их.

Наиболее высокая степень неоднородности ПП на территории Сакского района представлена следующими территориями.

Таблица 1

Модель для установления контрастности почв Сакского района

Генетический ряд	Шкала контрастности, %	Ряд по грануло-метрическому составу	Шкала контрастности, %	Ряд по запасам гумуса, т/га	Шкала контрастности, %	Ряд по скелетности	Шкала контрастности, %
черноземы южные (обычные)	0	тяжелая глина	0	0–60	0	некаменистые	0
черноземы южные мицелярно-высоко-карбонатные	12	средняя глина	14	61–120	12	слабощебнистые	12
черноземы карбонатные	23	легкая глина	28	121–180	23	слабогалечниковые	23
дерново-карбонатные	34	тяжелые суглинки	42	181–240	34	слабокаменистые	34
лугово-черноземные	45	средние суглинки	56	241–300	45	среднещебнистые	45
черноземно-луговые	56	легкие суглинки	71	301–360	56	среднегалечниковые	56
луговые	67	супесь	86	361–420	67	среднекаменистые	67
лугово-болотные	78	песок	100	421–480	78	сильнощебнистые	78
солончаки	89			481–540	89	сильногалечниковые	89
солонцы	100			541–600	100	сильнокаменистые	100

Таблица 2

Пример расчета контрастности почвенного покрова по длинам границ ареалов и баллам контрастности по рядам (для территории бывшего хозяйства “Дружба”)

Генетический ряд											Ряд по гранулометрическому составу									
	0	12	23	34	45	56	67	78	89	100	0	14	28	42	56	71	86	100		
Сумма длины границ, м	5000	2370			45	1050					2910	2555	3000							
Сумма, %	59	28			0,5	12,4					34,4	30,2	35,4							
Сумма, %*К:100	0	3,4			0,3	6,9					0	4,2	9,9							
Ряд по запасам гумуса											Ряд по скелетности									
	0	12	23	34	45	56	67	78	89	100	0	12	23	34	45	56	67	78	89	100
Сумма длины границ, м	1590	2910		1385	130	2450					2370	130	2940	3025						
Сумма, %	18,8	34,4		16	1,5	28,9					281	1,5	34,7	35,7						
Сумма, %*К:100	0	4,1		5,6	0,7	16,2					0	0,2	7,9	12,2						

Юго-юго-восточная часть Сакского района, степень неоднородности в котором возрастает с приближением к побережью Каламитского залива (хозяйства им. Фрунзе и “Рассвет”). Высокая степень вариабельности может быть обусловлена относительно широким спектром (разнообразием) представленных здесь почвообразующих горных пород. Кроме того, эта территория является участком, на который проникали морские отложения (галька, песок), сформировавшиеся здесь в результате неоднократных трансгрессий и регрессий морской акватории, с неокатанными элементами почвообразующих горных пород (камни, щебень, дресва), наиболее характерных для коры выветривания внутренних участков района.

Северо-западная часть Сакского района (территория бывшего хозяйства им. Кирова), приуроченная к юго-восточному побережью оз. Донузлав. В связи с тем, что современное оз. Донузлав в относительно недавнем геологическом прошлом являлось частью морской акватории, факторы трансгрессии, определившие неоднородность СПП здесь, сходны с вышеуказанными факторами. К тому же на этом участке сформировались низкобонитетные солонцы, которые являются сильно контрастными по отношению к другим почвам по своим физическим, физико-химическим и химическим свойствам.

Центральная и северо-западная части Сакского района (территория бывших хозяйств “Озерный”, “Дружба”, “Украина”), в ландшафте которых доминируют балки и ложбины разного профиля с периодическими водотоками, также характеризуется высокой и средней степенью неоднородности СПП. Данная неоднородность обусловлена постоянной миграцией вещества и энергии в почвенном профиле склонов балки и их аккумуляцией в днище, что обусловило дифференциацию по эродированности, скелетности, запасам гумуса между различными частями склона (что, в свою очередь, зависит от крутизны склона), участками днища балки. Таким образом, рельеф, видимо, является первопричиной возникновения неоднородности ПП в природных условиях. Одновременно рельеф формирует механизм, благодаря которому неоднородность поддерживается во времени.

Понятие о неоднородности СПП можно рассматривать двояко. Во-первых, неоднородность ПП выступает одним из негативных факторов в развитии сельскохозяйственного производства. В подтверждение вышесказанному приведем статистические данные по урожайности зерновых в некоторых хозяйствах, сопоставленные с полученными нами данными по неоднородности ПП этих хозяйств и отображенные в виде графической модели. Графическая модель доказывает отрицательную динамику урожайности сельскохозяйственных культур на территориях с наиболее высокими показателями неоднородности по сравнению с территориями, характеризующимися менее неоднородным ПП (рис. 1).

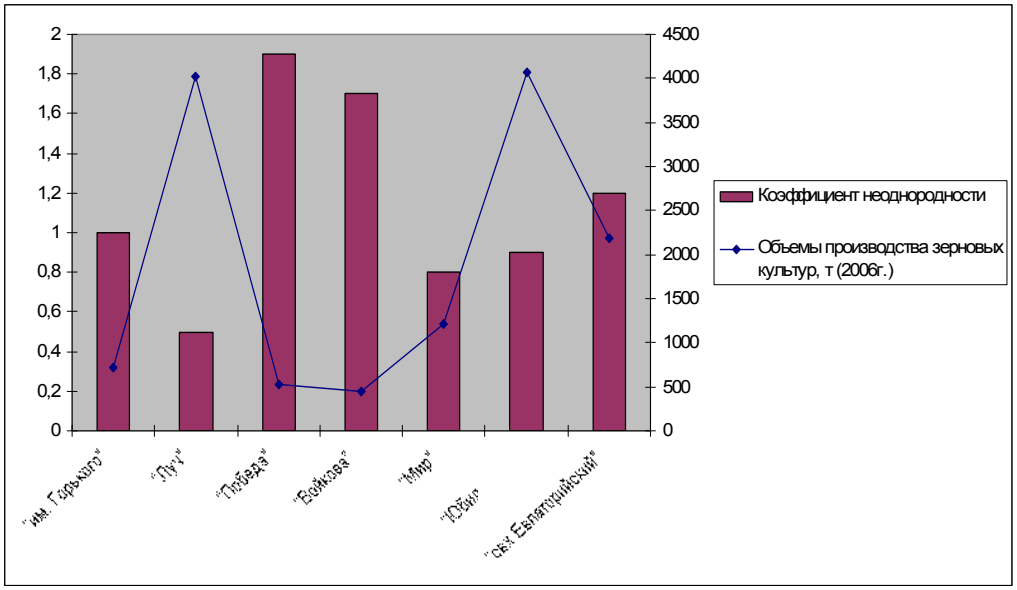


Рис. 1. Зависимость урожайности от степени неоднородности на территории Сакского района (по данным [8])

Сильная пестрота ПП вызывает сложности, связанные с подбором почвенно-мелиоративных мероприятий, так как каждый отдельно взятый почвенный ареал (комбинация) требуют индивидуальной системы мелиоративных действий. В этом заключается суть концепции адаптивно-ландшафтного (экологического) земледелия [6].

Значительную часть территории Сакского района занимают почвы с баллом бонитета 50 и ниже. Эти малопродуктивные земли вполне подошли бы для развития эфиромасличной отрасли. Плодоводство и овощеводство необходимо размещать на наиболее плодородных почвах. Что тоже очень перспективно в Сакском районе, в котором черноземы южные занимают 65 % ПП [7]. С другой стороны, участки, характеризующиеся максимальной степенью неоднородности ПП, но при этом с достаточно высоким баллом бонитета (61–70 и выше), практически полностью совпадают территориально с относительно слабо измененными хозяйственной деятельностью территориями, на которых еще сохранилась естественная степная растительность.

По функциональному использованию в границах Сакского района они выступают незанятыми землями, пастбищами и незначительными участками почв, не затронутых плантажом и выращиванием сельскохозяйственных культур, вблизи карьеров [8]. К тому же, выделенные нами наиболее неоднородные участки близ морской акватории и оз. Донузлав совпадают с территориями, представляющими важность для сохранения биоразнообразия в Крыму, выделенными в рамках программы "Оценка необходимости сохранения биоразнообразия в Крыму" при содействии Программы поддержки биоразнообразия BSP [1]. В связи с этим вышеуказанные территории рекомендуем полностью изъять из хозяйственной деятельности и перевести в ранг охраняемых территорий.

Список использованной литературы

1. Выработка приоритетов: новый подход к сохранению биоразнообразия в Крыму. Результаты программы "Оценка необходимости сохранения биоразнообразия в Крыму", осуществленной при содействии Программы поддержки биоразнообразия BSP. – Вашингтон: BSP, 1999. – 257 с.
2. *Годельман Я. М.* Неоднородность почвенного покрова и использование земель / Я. М. Годельман. – М.: Наука, 1981. – 200 с.
3. Драган Н. А. Сравнительная оценка качества почвенных ресурсов Крыма/ Н. А. Драган // Ученые записки ТНУ. – 2011. – Т. 24 (63). – № 2. – С. 260–266.
4. *Ильина Л. П.* Составление районной почвенной карты методом изображения структур почвенного покрова на примере Клинского района Московской области/ Л. П. Ильина // Почвенные комбинации и их генезис. – М.: Наука, 1972. – С. 158–170.
5. *Кауричев И. С.* Структура почвенного покрова и типизация земель/ И. С. Кауричев, Т. А. Романова, Н. П. Сорокина. – М.: Изд-во МСХА, 1992. – 151 с.
6. *Кирюшин В. И.* Концепция оптимизации режима органического вещества почв в агроландшафтах / В. И. Кирюшин, Н. Ф. Ганжара, И. С. Кауричев и др. – М.: Изд-во МСХА, 1993. – 99 с.
7. *Медведев В. В.* Неоднородность как закономерное проявление горизонтальной структуры почвенного покрова/ В. В. Медведев // Почвоведение. – 2010. – Т. 11. – № 1–2. – С. 6–15.
8. Отчет НИР "Разработка модели территориальной организации Сакского района". – Симферополь: ТНУ им. В. И. Вернадского, 2007. – 40 с.
9. *Фридланд В. М.* Структура почвенного покрова/ В. М. Фридланд. – М.: Мысль, 1972. – 336 с.

* * *

УДК 631.44 (477.83)

ІНІЦІАЛЬНІ РЕНДЗИННІ ҐРУНТИ УРОЧИЩА БІЛА ГОРА

Роман Семащук

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: kfgeogrunt@franko.lviv.ua

Однією із важливих у практичному і теоретичному відношенні проблем сучасного ґрунтознавства є ініціальне ґрунтотворення на продуктах елювіогенези щільних карбонатних порід та вивчення особливостей формування морфогенетичних властивостей молодих рендзинних ґрунтів під впливом дерев’янистих, трав’янистих та сільськогосподарських рослинних формацій.

Складова частина цієї проблеми – ступінь зміни ґрунтів під впливом чинників ґрунтотворення, що визначається їхньою рефлекторністю (здатність відображати певний вплив певного чинника) і сенсорністю (чутливість до цьоговпливу) [1].

Дуже важливим є вивчення слаборозвинених ґрунтів, адже вони є початковим етапом ґрунтотворення на земній поверхні. Цілком ймовірно, що вивчаючи сучасне ґрунтотворення на щільних і, зокрема, карбонатних породах під різними рослинними формаціями, можна в деякій мірі підійти до вивчення давнього ґрунтотворення на суходолі, коли тільки почалось його освоєння автотрофними організмами [1].

Вивчення ініціального ґрунтоутворення є актуальним, оскільки дає змогу відкрити багато закономірностей ґрунтотворення загалом і, насамперед, закономірності взаємодії біологічного і геологічного кругообігу речовин, процесів розкладу і синтезу, процесів акумуляції і виносу, балансу ґрунтоутворення [1].

Ініціальне ґрунтотворення цікавило ґрунтознавців із самого початку зародження науки про ґрунт. Інтерес до первинних ґрунтів не послаблюється упродовж всієї історії ґрунтознавства. Наявність великих площ (≈ 1 655 млн. га) малопотужних ініціальних ґрунтів на нашій планеті привело до уявлень про первинне ґрунтотворення, як про особливу форму ґрунтотворного процесу.

Питання первинного ґрунтотворення і початкових стадій формування ініціальних ґрунтів висвітлено у багатьох наукових працях (І. П. Герасимов, М. А. Глазовська, 1960; А. А. Роде, 1971; В. М. Фріланд, 1972; В. О. Таргульян, 1983, 1986; Є. М. Самойлова, 1986; Л. О. Карпачевський, 1987; І. А. Соколов, 1996, 2004; В. Д. Тонконогов, 1999; Є. В. Абакумов, А. Н. Шелеміна, 2000; Л. Ю. Рейнтам, 2001; Н. П. Чижикова та ін., 2002; Ю. М. Попа, 2010 та ін.). Проте необхідно зазначити, що кількість наукових публікацій присвячених проблемі первинного ґрунтотворення на елювії-делювії щільних карбонатних порід та вивченню особливостей формування морфогенетичних властивостей ініціальних рендзинних ґрунтів під впливом дерев’янистих, трав’янистих та сільськогосподарських рослинних формацій є недостатньою.

Надзвичайно цікавою у цьому відношенні є публікація Є. В. Абакумова і А. Н. Шелеміної (2000), присвячена вивченню ґрунтотворення на давніх пам’ятках культури. Вивчення ґрунтотворення на давніх пам’ятках культури мало великий інтерес ще у часи В. В. Докучаєва. Адже такі об’єкти дозволяють фіксувати процеси, котрі проходять в ґрунті за певний період часу, з відносно точним датуванням початку ґрунтоутворення [3].

Територія дослідження (урочище Біла гора) в адміністративному відношенні знаходиться у південно-східній частині Буського району Львівської області. Згідно з фізико-географічним районуванням (Маринич та ін., 2003) урочище Біла гора розташоване у межах Вороняцького природного району Західно-Подільської височинної області Західно-Українського краю.

У ландшафтній структурі досліджуваного району домінуючими є подільські горбогірні пластово-ярусні височинні ландшафти, переважно покриті лесоподібними суглинками, подекуди з відкритими площинним змивом карбонатними породами. У місцях, де корінні крейдяно-мергелеві породи виходять на денну поверхню, утворився значно поширений на території досліджень тип поверхневих відкладів, який являє собою елювіально-делювіальну кору вивітрювання цих порід. Отже, материнською породою на території досліджень є елювіальна кора вивітрювання відкладів верхнього відділу крейдової системи, яка представлена крейдяними мергелями [2, 3].

З огляду на вище відзначене об'єктом дослідження є молоді ініціальні рендзинні ґрунти та процеси ініціального ґрунтотворення.

Предметом – морфогенетичні властивості ініціальних рендзинних ґрунтів, які сформувалися на елювії-делювії крейдяного мергелю під впливом дерев'янистих, трав'янистих та сільськогосподарських рослинних формацій.

З метою вивчення особливостей морфології, складу і властивостей молодих рендзинних ґрунтів, які сформувалися на елювії-делювії крейдяного мергелю у межах урочища Біла гора нами проведені детальні фітоценотично-ґрунтові дослідження у різних геоморфогенно-гіпсометричних умовах та під різними рослинними формаціями. Було закладено сім модальних ділянок фітоценотично-ґрунтових досліджень (кожну модальну ділянку репрезентує один ґрунтовий розріз). Наводимо описи трьох модальних ділянок, які розміщені у межах різних геоморфогенно-гіпсометричних рівнів урочища Біла гора.

Модальна ділянка № 1 (розріз 1БГ) – розташована у верхній третині схилу південно-західної експозиції, крутизною – 15–20°. Рослинність – багаторічні трави. Поверхня ґрунту задернована.

Модальна ділянка № 3 (розріз 3БГ) – розміщена у середній частині схилу південно-західної експозиції, крутизною – 10–15°. Рослинність – сосна звичайна (вік ≈ 80 років). На поверхні ґрунту, у межах крони (r ≈ 2,0–2,5 м), спостерігається підстилка, сформована опадом хвої.

Модальна ділянка № 6 (розріз 6БГ) – розташована у нижній третині схилу південної експозиції, крутизною до 10°. Рослинність – сосна звичайна (вік ≈ 80 років). На поверхні ґрунту у межах крони (r ≈ 2,0–2,5 м) спостерігається підстилка сформована опадом хвої, а також слаборозвинутий трав'яний покрив. Поверхня ґрунту задернована.

Ґрунтові розрізи закладали до материнської породи елювію-делювію крейдяного мергелю. У розрізах детально вивчали морфологічну будову. За генетичними горизонтами відбирали зразки ґрунту для лабораторно-аналітичних досліджень.

На підставі узагальнення та аналізу даних фітоценотично-ґрунтових досліджень, проведених нами у межах урочища Біла гора подаємо характерні особливості морфологічної будови профілю ініціальних рендзинних ґрунтів трьох модальних ділянок, які відзначаються добре вираженою відмінністю прояву геоморфогенно-фітоценотичних чинників ґрунтоутворення:

- ✓ потужність гумусованого профілю ініціальних рендзинних ґрунтів коливається від 6 до 40 см;
- ✓ структура гумусово-акумулятивного горизонту (Hk) переважно грудкувато-брилувата, грудкувато-порохувато-брилувата, брилувато-грудковато-порохувата. Потужність горизонту 3–17 см;
- ✓ перехідний гумусовий горизонт (Phk) – безструктурний;
- ✓ ґрунтотворна порода залягає переважно на глибині 12–40 см, представлена елювіальними або елювіально-делювіальними продуктами крейдяного мергелю;
- ✓ характер переходів між генетичними горизонтами у більшості випадків ясний. Перехід у материнську породу – різкий;
- ✓ закипання від 10 % HCl – бурхливе і суцільне по всьому профілю;
- ✓ профіль ґрунту з поверхні є щебенюватим. У верхній частині складається з щебенюватих окремостей d = 5–10 см, простір між якими заповнений пастоподібним вивіт-

рілим матеріалом крейдяного мергелю. Донизу кількість і розмір окремостей крейдяного мергелю зростає;

- ✓ під дерев’янистою рослинністю сформувався індивідуальний горизонт підстилки, мінеральний гумусово-акумулятивний горизонт та окремо виділяється верхня слабогумусована частина ґрунтотворної породи. Загальна потужність профілю змінюється від 6 до 20 см;
- ✓ під багаторічними травами (з домішкою моху) сформувалися: дерновий, гумусово-акумулятивний і перехідний горизонти. Їхня загальна потужність коливається від 23 до 38 см;
- ✓ на ділянках, де рослинний покрив відсутній, сформувалися змито-намиті (з похованим гумусово-акумулятивним горизонтом) ініціальні рендзинні ґрунти.

Простежується також диференціація фізико-хімічних властивостей ініціальних рендзинних ґрунтів залежно від їх формування у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах. Зокрема, досліджувані ґрунти трьох модальних ділянок урочища Біла гора відрізняються між собою за загальним вмістом гумусу, значеннями pH та вмістом і розподілом у профілі карбонатів.

Результати лабораторно-аналітичних досліджень ініціальних рендзинних ґрунтів представлені у таблиці 1.

Таблиця 1

Фізико-хімічні властивості досліджуваних ґрунтів

Модальна ділянка	Генетичний горизонт	Потужність, см	Вміст гумусу, %	pH_{H20}	Карбонатність, %
№ 1, розріз 1 БГ	Hk	2–19	3,61	8,51	31,9
	HPk	19–23	0,52	8,73	36,8
	Pk	23–64	–	9,01	40,8
№ 3, розріз 3 БГ	Hk	2–4	1,17	8,31	30,0
	P(h)k	4–6	–	8,98	36,2
	Pk	6–12	–	9,02	46,8
№ 6, розріз 6 БГ	Hk	3–13	2,59	8,29	27,6
	P(h)k	13–20	–	8,98	37,5
	Pk	20–33	–	9,02	41,4

Аналіз даних фітоценотично-ґрунтових і лабораторно-аналітичних досліджень показав, що у різних геоморфогенно-фітоценотичних умовах урочища Біла гора на елювії-делювії крейдяного мергелю сформувалися відмінні за морфогенетичними властивостями ініціальні рендзинні ґрунти. Крім цього виявлено, що формування генетичного профілю ініціальних рендзинних ґрунтів відбувається під впливом біогенно-акумулятивних процесів ґрунтотворення, серед яких визначальну роль мають підстилкоутворення і дерновий процес.

Список використаних джерел

1. *Кирильчук А. А.* Первинне ґрунтоутворення на елювії-делювії щільних карбонатних порід / А. А. Кирильчук, С. П. Позняк, Р. Б. Семащук // Агроекологічний журнал. – Харків, 2011. – С. 1–8.
2. *Кирильчук А. А., Позняк С. П.* Дерново-карбонатні ґрунти (рендзини) Малого Полісся: Монографія. –Львів: Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 180 с.
3. Природа Львівської області / Під ред. К. І. Геренчука. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1972. – 152 с.

* * *

УДК 631.48 (477.83)

ФІЗИЧНА ДЕГРАДАЦІЯ ҐРУНТІВ ГОЛОГОРО-КРЕМЕНЕЦЬКОГО ГОРБОГІР'Я

Оксана Гаськевич

Львівський національний аграрний університет,
Україна, 80381, м. Дубляни, Жовківський р-н, Львівська обл., вул. В. Великого, 1,
e-mail: siania2012@ukr.net

На сучасному етапі розвитку людства загострились відносини між людиною та природою – людина змінює вигляд планети, втручається у природні процеси, порушує біогеоценози, перетворює природні ландшафти на техногенні і агрогенні. Це відображається зокрема і на ґрунтах та ґрунтовому покриві. Ґрунт, як основний засіб сільськогосподарського виробництва, зазнає тривалого та різнопланового антропогенного впливу. Вплив людини на ґрунтовий покрив є нерівномірним у просторі і часі, часто супроводжується зміною процесів ґрунтотворення, деградацією ґрунтів, зниженням їх родючості та порушенням природної рівноваги у екосистемі загалом. У зв'язку з цим значне зацікавлення дослідників викликає вивчення антропогенного впливу на ґрунт, і найголовніше – тих його аспектів, які викликають розвиток ерозійних та деградаційних процесів. Деградація ґрунтів і земель – це сукупність природних і антропогенних процесів, що зумовлюють зміни функціонування ґрунтів, кількісне та якісне погіршення їхніх властивостей, зниження природно-господарської ефективності земель [3, с. 35; 6, с. 10]. Розвиток деградаційних процесів у ґрунтах сприяє збільшенню затрат ресурсів (енергетичних, сировинних, інформаційних) для досягнення раніше отримуваної кількості та якості продукції або накладає обмеження на подальшу діяльність людини. Усі види деградації ґрунтів умовно можна поділити на такі групи: механічна, біохімічна, хімічна, радіологічна [3, с. 52]. Інколи виділяють три групи деградацій: фізичну, хімічну та біологічну [5, с. 35]. Фізична деградація проявляється у погіршенні фізичних та водно-фізичних властивостей ґрунтів, порушенні будови ґрунтового профілю. Відповідно відбувається зменшення потужності гумусово-акумулятивних горизонтів ґрунтів, погіршуються фізичні властивості як повнопрофільних, так і еродованих ґрунтів. Низка дослідників розглядає деградацію ґрунтів у контексті деградації агроландшафтів загалом [6, с. 12].

Щорічне збільшення площі земель, охоплених деградаційними процесами, а також зростання інтенсивності деградації, зумовили значний інтерес вчених-ґрунтознавців до цієї проблеми. Чимала кількість публікацій присвячена змінам ґрунтів під впливом сільськогосподарського використання, причинам та наслідкам негативних явищ у ґрунтах. На думку більшості дослідників, антропогенний чинник є головною умовою розвитку та прискорення ерозійних процесів, прояву згубних впливів як на ґрунти, так і на агроландшафти загалом [4, с. 42]. Його дія посилюється у багатьох випадках сприятливими природними умовами території.

Важливе значення мають як теоретичні праці, так і публікації, присвячені регіональним дослідженням деградації ґрунтів [3, 8]. Узагальнення чисельних даних дає змогу розробити критерії деградованості та проводити моніторингові спостереження за станом ґрунтів та ґрунтового покриву [4, 5].

Для вивчення фізичних властивостей ґрунтів обрано територію Гологоро-Кременецького горбогір'я. Територія досліджень є північним уступом Подільської височини та відзначається своєрідними природними умовами. Рельєф Гологоро-Кременецького горбогір'я переважано горбогірний, значною розчленований. Територія характеризується помірно-континентальним кліматом, поєднанням лісової, степової та лучної рослинності. Ґрунтовий покрив є доволі строкатим та сформований ясно-сірими, сірими лісовими ґрунтами, темно-сірими і чорноземами опідзоленими, дерново-карбонатними, дерновими, лучними, болотними та іншими підтипами ґрунтів.

Мета досліджень – встановити причини та ступінь деградації фізичних властивостей ґрунтів. Під час досліджень поставлено наступні завдання: розкрити причини розвитку деградаційних процесів; вивчити морфогенетичні, фізичні властивості ґрунтів; встановити ступінь погіршення цих властивостей порівняно з еталоном. Методи досліджень – порівняльно-географічний, профільно-генетичний, лабораторно-аналітичні, статистичні. Дослідження ґрунтів Гологоро-Кременецького горбогір’я проведено у межах ключових ділянок, закладених у різних фізико-географічних районах горбогір’я (Гологірському, Вороняківському та Кременецькому), що забезпечує репрезентативність отриманих даних.

У ґрунтовому покриві Гологоро-Кременецького горбогір’я переважають темно-сірі опідзолені ґрунти (34,3 % загальної площі), при цьому основна їх частка припадає на Гологірський та Вороняківський райони [2, с. 25–26]. На другому місці за площею стоять сірі лісові ґрунти (17,7 %), поширені здебільшого у Вороняківському та Кременецькому фізико-географічних районах. Дещо менші площі займають чорноземи опідзолені (11,4 %). Сумарна площа цих типів ґрунтів перевищує 60 % площі території досліджень. У кожному типі виділено слабо-, середньо- та сильноеродовані відміни.

Деградаційні процеси на території досліджень зумовлені здебільшого природно-антропогенними чинниками. До природних чинників належать: рельєф – значне поширення схилів різної форми, крутизни та експозиції; ґрунтотворні породи – переважання пухких лесоподібних суглинків, які часто підстеляються елювієм щільних карбонатних порід; клімат, зокрема, значна кількість опадів. Серед антропогенних факторів слід назвати високий ступінь сільськогосподарського освоєння території Гологоро-Кременецького горбогір’я, інтенсивний механічний обробіток ґрунтів, зменшення надходження органічних решток у ґрунт, нераціональну організацію території, недостатнє внесення органічних і мінеральних добрив. Про високий ступінь сільськогосподарського освоєння території досліджень свідчать наступні показники: частка сільськогосподарських угідь по окремих сільських радах коливається від 40 до 88 % площі. Серед сільськогосподарських угідь переважає рілля – 52–75 % їхньої площі. Поєднання перелічених факторів сприяє розвиткові процесів водної ерозії. Саме водна ерозія та антропогенні навантаження, зумовлені обробітком ґрунтів, є причиною їхньої деградації.

Ґрунти досліджуваної території значною мірою піддаються фізичній деградації, зокрема, у них простежується зменшення потужності гумусованого шару. Цей показник визначають, порівнюючи конкретні ґрунти з еталоном. Для виявлення деградаційних процесів на сільськогосподарських землях за еталон прийнято неродовані ґрунти кожного типу, зайняті під ріллею, приурочені до вирівняних вододільних поверхонь з нахилом 0–1°. За показник еталону запропоновано брати глибину залягання горизонту Ie – для сірих лісових та темно-сірих опідзолених ґрунтів; для чорноземів опідзолених еталоном вважається нижня межа горизонту Ph [1, с. 325; 6, с. 142]. Нормативні параметри для різних ступенів деградації ґрунтів за потужністю змитої товщі наведено у таблиці 1.

Таблиця 1

Показники ступенів розвитку ерозійної деградації

Стан ґрунтового покриву	Потужність змитої товщі (у см від еталону)	
	Сірі лісові ґрунти	Темно-сірі та чорноземи опідзолені
I. Нормальний (сприятливий)	0 – 5	0 – 5
II. Задовільний	5 – 10	5 – 15
III. Передкризовий	10 – 20	15 – 30
IV. Кризовий	20 – 35	30 – 50
V. Катастрофічний	> 35	>50

Відповідно до цих параметрів, сірі лісові слабозмиті ґрунти знаходяться у передкризовому стані, а середньо- і сильнозмиті – у катастрофічному (табл. 2). Темно-сірі опідзолені ґрунти, порівняно з сірими лісовими, відзначаються меншим ступенем деградованості слабо-

та середньозмитих відмін (відповідно задовільний та передкризовий стан); сильнозмиті відміни також характеризуються катастрофічним рівнем деградованості. Ступінь деградованості чорноземів опідзолених оцінено як передкризовий (слабо- і середньозмиті) та катастрофічний (сильнозмиті).

Таблиця 2

Зменшення потужності генетичних горизонтів та рівні деградованості ґрунтів Гологоро-Кременецького горбогір'я

Тип ґрунту	Стан ґрунтового покриву					
	Зменшення потужності шару (у см)					
	Еталон, см	I	II	III	IV	V
Сірі лісові	92			30[1]		37[2] – 51[3]
Темно-сірі опідзолені	97		14[1]		47[2]	74[3]
Чорноземи опідзолені	109			26[1] - 29[2]		58[3]

Примітка: [1] – слабозмиті; [2] – середньозмиті; [3] – сильнозмиті ґрунти.

Механічні навантаження на ґрунт зумовлюють збільшення щільності будови та зменшення загальної шпаруватості.

Найвищий рівень деградованості за щільністю будови характерний для сірих лісових ґрунтів: усі відміни цього типу відзначаються високим рівнем деградованості (табл. 3). Для темно-сірих опідзолених незмитих ґрунтів властива слабка деградація (середній показник щільності будови орного шару – 1,21 г/см^3), для слабозмитих – середня. Середньо- і сильнозмиті відміни характеризуються високим ступенем деградованості. В орному шарі чорноземів опідзолених незмитих деградація практично відсутня, для слабо- і середньозмитих відмін – середня, для сильнозмитих – висока.

Таблиця 3

Деградованість ґрунтів Гологоро-Кременецького горбогір'я за щільністю будови

Тип ґрунту	Потужність шару, см	Нормативи параметрів деградованості (г/см^3)				
		I	II	III	IV	V
		<1,2	1,2–1,3	1,3–1,4	1,4-1,5	>1,5
Сірі лісові	0–30				1,44[н] – 1,46[1,2] – 1,45[3]	
Темно-сірі опідзолені	0–30		1,21[н]	1,38[1]	1,44[2] – 1,46[3]	
Чорноземи опідзолені	0–30	1,19[н]		1,34[1] – 1,38[2]	1,41[3]	

Примітка: I – деградація практично відсутня; II – деградація слабка; III – деградація середня; IV – деградація висока; V – деградація надто висока (кризова).

[н] – незмиті; [1] – слабозмиті; [2] – середньозмиті; [3] – сильнозмиті.

Низька загальна шпаруватість є одним з важливих факторів, який зумовлює незадовільну водопроникність ґрунту, викликаючи інтенсивніший розвиток процесів площинного змиву. Зменшення величини загальної шпаруватості нижче середнього рівня при інтенсивних зливових дощах є однією з причин розвитку площинного змиву навіть на схилах із крутизною менше 3° [7, с. 147].

Рівень деградованості за загальною шпаруватістю для сірих лісових та темно-сірих опідзолених ґрунтів корелюється із деградованістю щільності будови. Деградованість за загальною шпаруватістю чорноземів опідзолених незмитих є слабкою, слабозмитих – середньою, а середньо- і сильнозмитих – високою (табл. 4).

Ущільнення ґрунтів пов'язане з погіршенням їхнього структурно-агрегатного стану. Діагностичним критерієм оцінювання структурно-агрегатного стану є вміст у ґрунтах агрономічно цінних повітряно-сухих агрегатів [5, с. 52; 7, с. 150]. Як свідчать результати досліджень, за вмістом агрономічно цінних агрегатів сірі лісові ґрунти відзначаються високим та надто високим рівнем деградованості. Також високий ступінь деградації виявлено у

чорноземів опідзолених (табл. 5). Темно-сірі опідзолені ґрунти характеризуються середнім ступенем деградації структурно-агрегатного стану.

Таблиця 4

Деградованість ґрунтів Гологоро-Кременецького горбогір’я за загальною шпаруватістю

Тип ґрунту	Потужність шару, см	Нормативи параметрів деградованості (%)				
		I	II	III	IV	V
		>55	55–50	50–45	45–40	<40
Сірі лісові	0–30				44,2[н]–43,4[1]–44,0[2]–43,9[3]	
Темно-сірі опідзолені	0–30		52,3[н]	45,4[1]	43,4[2]–43,2[3]	
Чорноземи опідзолені	0–30		51,6[н]	45,6[1]	44,6[2]–43,8[3]	

Примітка: I – деградація практично відсутня; II – деградація слабка; III – деградація середня; IV – деградація висока; V – деградація надто висока (кризова).

[н] – незмиті; [1] – слабозмиті; [2] – середньозмиті; [3] – сильнозмиті.

Таблиця 5

Ступінь деградації структурно-агрегатного стану ґрунтів Гологоро-Кременецького горбогір’я

Тип ґрунту	Потужність шару, см	Нормативи параметрів деградованості (% агрономічно-цінних агрегатів)				
		I	II	III	IV	V
		>60	60–50	50–40	40–30	<30
Сірі лісові	0–30				31,6[н]–34,7[1]–30,6[3]	29,1[2]
Темно-сірі опідзолені	0–30			49,8[н]–46,3[1]–45,6[2]–40,12[3]		
Чорноземи опідзолені	0–30				39,3[н]–36,5[1]–35,8[2]–30,3[3]	

Примітка: I – деградація практично відсутня; II – деградація слабка; III – деградація середня; IV – деградація висока; V – деградація надто висока (кризова).

[н] – незмиті; [1] – слабозмиті; [2] – середньозмиті; [3] – сильнозмиті.

Отже, в усіх досліджуваних ґрунтах за показниками структурно-агрегатного стану та загальних фізичних властивостей виявлено деградаційні процеси різного ступеня інтенсивності.

Незмиті відміни ґрунтів характеризуються переважно нижчим ступенем деградації, порівняно з еродованими відмінами. Винятком є сірі лісові ґрунти, у яких для незмитих та еродованих відмін простежується високий рівень деградації фізичних властивостей. Це зумовлено нижчою екологічною стійкістю сірих лісових ґрунтів. Ступінь деградованості ґрунтів різного ступеня змитості за всіма показниками фізичної деградації змінюється від середнього до надто високого. Погіршення фізичних властивостей сприяє посиленню площинного змиву ґрунтів, що, у свою чергу, посилюватиме їхню деградацію. Це свідчить про необхідність консервації ґрунтів, що перебувають у кризовому стані та є малопродуктивними. На інших площах слід дотримуватися принципів адаптивно-екологічного землеробства та вживати протиерозійних заходів.

Список використаних джерел

1. *Гаськевич В. Г.* Теоретичні основи і прикладні аспекти деградації ґрунтів Малого Полісся: дис. … доктора геогр. наук: 11.00.05 / Гаськевич Володимир Георгійович. – Львів, 2010. – 851 с.

2. *Гаськевич О. В., Позняк С. П.* Структура ґрунтового покриву Гологоро-Кременецького горбогір'я: Монографія. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2007. – 208 с.
3. Деградация и охрана почв / Под ред. Г. В. Добровольского. – М.: Изд-во-МГУ, 2002. – 654 с.
4. *Медведев В. В.* Мониторинг почв Украины. Концепция, предварительные результаты, задачи. – Харьков: ПФ "Антиква", 2002. – 428 с.
5. Методика моніторингу земель, що перебувають у кризовому стані. – Харків, 1998. – 88 с.
6. Проблемы деградации и восстановления продуктивности земель сельскохозяйственного назначения в России / Под ред. А. В. Гордеева, Г. А. Романенко. – М.: Росинформагротех, 2008. – 67 с.
7. *Пшевлоцький М., Гаськевич В.* Ґрунти Сокальського пасма і їх агротехногенна трансформація. – Львів, 2002. – 180 с.
8. Эрозия почв. Сущность процесса. Последствия, минимализация и стабилизация. – Кишинеу, 2001. – 428 с.

* * *

УДК 631.445.2:632.125(477.83)

ОЦІНКА ДЕГРАДАЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ У ДЕРНОВО-ПІДЗОЛИСТИХ ҐРУНТАХ НАДСЯНСЬКОЇ РІВНИНИ

Олена Луцишин

Природничий коледж ЛНУ ім. Івана Франка,
Україна, 79017, м. Львів, вул. Тарнавського, 107,
e-mail: helene_leo@ukr.net

Надсянська рівнина займає крайню північно-західну частину Передкарпаття. За сучасним фізико-географічними районуванням відповідає Мостисько-Яворівському природному району Передкарпатської височинної області Українських Карпат [5]. Рівнина є територією давнього землеробського використання, вона була заселена ще у II тисячолітті до н. е., про це свідчать знайдені залишки поселень бронзової доби в околицях району [4]. Інтенсивність сільськогосподарського використання у цей час не були настільки масштабними як в останні два століття, коли розпочалася інтенсифікації землеробства з метою збільшення площ ріллі та кількості вирощеної сільськогосподарської продукції. У 60-70-их роках XX ст. розпочалось окультурення цілинних земель шляхом проведення осушувальних меліорацій перезволожених ґрунтів, зросло механічне навантаження на ґрунт за рахунок важкої сільськогосподарської техніки, вносилась необґрунтована кількість добрив. Це стало причиною переосушення, переущільнення, дегуміфікації, еродованості земель та розвитку інших деградаційних процесів.

Як зазначає С. П. Позняк, "Деградація ґрунтів – це спричинений людиною процес погіршення і втрати властивостей та якостей ґрунту, результат якого сприяє збільшенню затрат ресурсів для досягнення раніше отримуваної кількості та якості продукції і збільшує обмеження на подальшу діяльність людини". Деградація ґрунтів відбувається і за рахунок природних факторів дія яких підсилюється антропогенними чинниками [3, с. 244].

Дерново-підзолисті ґрунти характеризуються низькою природною родючістю, яка зумовлена легким гранулометричним складом, поганою оструктуреністю, незначним вмістом гумусу, високою кислотністю. При цьому, необдумане антропогенне навантаження підсилює ці процеси та обумовлює появу нових.

Тому основним завданням є встановлення залежності ступеня деградації від антропогенного навантаження. Об'єктом вивчення є дерново-слабопідзолисті ґрунти на моренних і водно-льодовикових відкладах з різним ступенем окультурення. Предмет дослідження –

деградаційні процеси пов’язані зі зміною фізичних властивостей: структурно-агрегатного стану, щільності будови, загальної шпаруватості.

Оцінка фізичної деградації дерново-підзолистих ґрунтів Надсянської моренно-зандрової рівнини проводилася за ґрунтовими розрізами, які закладалися у межах Верблянської та Краковецької сільських рад Яворівського району Львівської області.

Основні методи дослідження: порівняльно-географічний; порівняльно-профільний; аналітичний: структурно-агрегатний стан визначавсь за методом В. Н. Саввінова (сухе просіювання), щільність будови – буровим методом, загальна шпаруватість як функціональна залежність від щільності твердої фази та щільності будови. Результати лабораторно-аналітичних досліджень подано у таблицях 1–3.

Таблиця 1

Оцінка рівнів деградованості ґрунтів

Назва ґрунту	Угіддя	Генетичний горизонт, потужність шару, см	Нормативи параметрів деградації				
			I	II	III	IV	V
			>60	60–50	50–40	40–30	<30
			%				
Дерново-слабопідзолистий глеюватий грубопилувато-супіщаний на моренних відкладах	рілля	$НЕ_{ор}$, 1–20				33,55	
		$НЕ_{ор}$, 20–33					20,23
	переліг	$НЕ_{ор}$, 0–20				30,34	
		$НЕ_{п/ор(gl)}$, 20–35				35,10	
Дерново-слабопідзолистий глеюватий грубопилувато-супіщаний на водно-льодовикових відкладах	пасовище	НЕ, 1–21					24,24
		$НЕ_{п/ор}$, 21–39					22,35
Дерново-слабопідзолистий глеюватий супіщаний на водно-льодовикових відкладах	рілля	$НЕ_{ор}$, 0–20					15,36
		$НЕ_{п/ор}$, 26–26				39,76	

Примітка: Група деградації: механічна. Вид деградації: погіршення структурно-агрегатного стану. Діагностичний критерій: вміст агрономічно-цінних агрегатів розміром 0,25–10 мм при сухому просіюванні. Ступінь деградації: I – практично відсутня, II – слабка, III – середня, IV – висока, V – кризова.

Одним з діагностичних критеріїв по якому судять про фізичну деградованість ґрунтів є погіршення структурно-агрегатного стану. В агрономічному відношенні цінною структурою є дрібногрудкувата та зерниста структура з агрегатами розміром 0,25–10 мм, за якістю вона пориста, механічно міцна і водостійка. Ці властивості обумовлюють стійкість при обробітку.

За результатами досліджень встановлено, що дерново-підзолисті ґрунти Надсянської моренно-зандрової рівнини містять порівняно незначну кількість агрономічно-цінних агрегатів під різними угіддями: рілля, переліг, пасовище (див. табл. 1). Внесення органічних добрив при легкому гранулометричному складі (супіщаний) і низькому вмісті мулистої фракції, не дозволяє закріплювати органічні речовини у верхніх генетичних горизонтах та не сприяє утворенню агрономічно-цінних агрегатів.

Дерново-слабопідзолисті ґрунти, які сформувалися як на моренних так і на водно-льодовикових відкладах, за оцінкою рівнів деградованості, знаходяться у передкризовому та кризовому стані [2].

Дерново-слабопідзолисті ґрунти на моренних відкладах під ріллею характеризуються високою деградованістю в шарі 1–20 см, вміст агрономічно-цінних агрегатів – 33,55 % і кризовою в шарі 20–30 см, вміст агрономічно-цінних агрегатів – 20,23 % (див. табл. 1).

У порівнянні з ріллею, під перелогами кризовий стан не спостерігається, вміст агрономічно-цінних агрегатів коливається у межах 30–40 % та оцінюється як деградація висока.

Очевидно, це пов'язано з діяльністю кореневої системи трав, якими зайняті перелоги. Здатність ґрунту відновлювати структуру під дією кореневої системи рослин відома вже давно, коли виснажений ґрунт почали виводити з обробітку та залишали у спокої, так звана переліжна система землеробства. Фактором агрегації при цьому є коріння рослин і баланс гумусу [1, с. 189].

Для порівняльної характеристики ступеня деградації ґрунтів за показником щільності будови та загальної шпаруватості проведено аналіз цих показників під лісовою рослинністю на глибину, яка у середньому відповідає глибині підорного шару окультурених ґрунтів. Під лісом деградація слабка, з глибиною – середня.

Ступінь деградації дерново-слабопідзолистих ґрунтів на моренних відкладах під ріллею характеризуються як високий у шарі 1–10 см, щільність будови 1,42 г/см^3 та кризовий у шарі 10–20 см, щільність будови 1,54 г/см^3. Дещо краща ситуація спостерігається під перелогами, де ступінь деградації характеризуються як слабкий, щільність будови 1,26 г/см^3 і середній у шарі 10–20 см, щільність будови 1,31 г/см^3 (див. табл. 2).

Таблиця 2

Оцінка рівнів деградованості ґрунтів

Назва ґрунту	Угіддя	Генетичний горизонт, потужність шару, см	Нормативи параметрів деградації				
			I	II	III	IV	V
			<1,2	1,2–1,3	1,3–1,4	1,4–1,5	>1,5
			г/см^3				
Дерново-слабопідзолистий глеюватий грубопилувато-супіщаний на моренних відкладах	рілля	$НЕ_{ор}$, 1–10				1,42	
		$НЕ_{ор}$, 10–20					1,54
	переліг	$НЕ_{ор}$, 0–10		1,26			
		$НЕ_{ор}$, 10–20			1,31		
Дерново-слабопідзолистий глеюватий грубопилувато-супіщаний на водно-льодовикових відкладах	пасовище	НЕ, 1–10				1,42	
		НЕ, 10–21				1,46	
		$НЕ_{п/ор}$, 21–30				1,48	
Дерново-слабопідзолистий глеюватий супіщаний на водно-льодовикових відкладах	рілля	$НЕ_{ор}$, 0–10			1,34		
		$НЕ_{ор}$, 10–20			1,39		
		$НЕ_{п/ор}$, 26–36				1,49	
Дерново-слабопідзолистий глеюватий зв'язнопіщаний на водно-льодовикових відкладах	ліс	НЕ, 3–8		1,30			
		НЕ, 8–19			1,34		
		Еih, 19–29			1,38		

Примітка: Група деградації: механічна. Вид деградації: ущільнення ґрунту. Діагностичний критерій: щільність будови. Ступінь деградації: I – відсутня, II – слабка, III – середня, IV – висока, V – кризова.

Якщо порівняти значення щільності будови дерново-слабопідзолистих ґрунтів на водно-льодовикових відкладах, то найгірша ситуація спостерігається на ґрунтах під пасовищами. У всіх генетичних горизонтах, до глибини 30 см, ступінь деградації високий, значення щільності будови коливаються у вузьких межах 1,42–1,48 г/см^3. Очевидно, це пов'язано з переважанням фракції грубого пилу та важчим гранулометричним складом у порівнянні з горизонтами під ріллею та лісом, а також надмірним і ненормованим випасання худоби, яка переущільнює ґрунт.

Під ріллею ступінь деградації середній у гумусово-елювіальному орному генетичному горизонті $НЕ_{ор}$, значення щільності будови становить 1,34–1,39 г/см^3, та високий у підорному шарі $НЕ_{п/ор}$ – 1,49 г/см^3, за рахунок оранки на однакову глибину й утворення підплужної підошви.

Ще одним діагностичним критерієм ущільнення ґрунту є загальна шпаруватість. За даними табл. 3, високий ступінь деградації спостерігається під дерново-слабопідзолистими ґрунтами на моренних відкладах під ріллею, загальний об’єм шпар – 44,75–40,31 % та у ґрунтах сформованих на водно-льодовикових відкладах під пасовищами, загальний об’єм шпар становить 44,96 % у шарі 1–10 см, з глибиною, у підорному горизонті $НЕ_{п/ор}$ зменшується до 42,85 %.

Таблиця 3

Оцінка рівнів деградованості ґрунтів

Назва ґрунту	Угіддя	Генетичний горизонт, потужність шару, см	Нормативи параметрів деградації				
			I	II	III	IV	V
			>55	55–50	50–45	45–40	<40
			%				
Дерново-слабопідзолистий глеюватий грубопилувато-супіщаний на моренних відкладах	рілля	$НЕ_{ор}$, 1–10				44,75	
		$НЕ_{ор}$, 10–20				40,31	
	переліг	$НЕ_{ор}$, 0–10		50,39			
		$НЕ_{ор}$, 10–20			49,03		
Дерново-слабопідзолистий глеюватий грубопилувато-супіщаний на водно-льодовикових відкладах	пасовище	НЕ, 1–10				44,96	
		НЕ, 10–21				43,41	
		$НЕ_{п/ор}$, 21–30				42,85	
Дерново-слабопідзолистий глеюватий супіщаний на водно-льодовикових відкладах	рілля	$НЕ_{ор}$, 0–10			47,04		
		$НЕ_{ор}$, 10–20			45,06		
		$НЕ_{п/ор}$, 26–36				41,80	
Дерново-слабопідзолистий глеюватий зв’язнопіщаний на водно-льодовикових відкладах	ліс	НЕ, 3–8			48,41		
		НЕ, 8–19			46,83		
		Eih, 19–29			46,51		

Примітка: Група деградації: механічна. Вид деградації: ущільнення ґрунту. Діагностичний критерій: загальна шпаруватість. Ступінь деградації: I – відсутня, II – слабка, III – середня, IV – висока, V – кризова.

Слабка деградація характерна для верхньої частини орного гумусово-елювіального горизонту $НЕ_{ор}$ під перелогами – 50,39 %, з глибиною кількість шпар зменшується – 49,03 % і характеризується середнім ступенем деградації.

Генетичним горизонтам дерново-слабопідзолистих ґрунтів на водно-льодовикових відкладах, до глибини 20 см під ріллею і 29 см під лісом, властивий середній ступінь деградації. Підорний горизонт, за рахунок ущільнення вище лежачих горизонтів та дії знарядь ґрунтового обробітку, сільськогосподарської техніки, характеризується високим ступенем деградації. Загальна шпаруватість становить 41,80 %.

У результаті проведених досліджень встановлено, що за всіма фізичними показниками, які бралися до уваги, досліджувані ґрунти восновному характеризуються високим або кризовим ступенем деградації. Така ситуація пов’язана як з низькою природною родючістю і природними деградаційними процесами, так і з антропогенною діяльністю.

Найкраща ситуація по відношенню до показників вмісту агрономічно-цінних агрегатів, щільності будови і шпаруватості аерації, спостерігається під перелогами – земельними ділянками, які не використовуються під ріллю та не підготовлені під пар, і зайняті трав’яною рослинністю. Саме завдяки густій і дрібній кореневій системі рослин, можна вважати, і створено дещо сприятливіші умови по відношенні до структурно-агрегатного стану і щільності ґрунтів.

Враховуючи види фізичної деградації дерново-підзолистих ґрунтів, можна запропонувати шляхи покращення їхніх агрофізичних властивостей. Для формування агрономічно-

цінних агрегатів, слід запровадити сівозміну з включенням посіву багаторічних трав, внесення достатньої кількості органічних добрив, зниження кислотності, що дозволить сприяти закріпленню гумусових речовин у орних горизонтах і формувати цінні структурні окремості. У боротьбі з ущільненням, на пасовищах слід нормувати випасання худоби, при сільськогосподарському використанні враховувати фізичну стиглість ґрунтів, регулювати глибину оранки з мінімізацією утворення підплужної підошви. А також, при складанні схеми сівозміни, враховувати набір культур з різною глибиною проникнення кореневої системи, що дозволить підвищити загальну шпаруватість у нижчележачих горизонтах.

Список використаних джерел

1. *Медведев В. В.* Структура почвы (методы, генезис, классификация, эволюция, география, мониторинг, охрана) / В. В. Медведев. – Харьков: Изд-во "13 типография", 2008. – 406 с.
2. Методика моніторингу земель, що перебувають в кризовому стані. – Харків: Вид-во ін-ту ґрунтознавства і агрохімії ім. О.Н. Соколовського, 1998. – 88 с.
3. *Позняк С. П.* Ґрунтознавство і географія ґрунтів: підручник. У двох частинах. Ч. 2. / С. П. Позняк. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – 286 с.
4. *Свєшніков І. К.* Підсумки дослідження культур бронзової доби Передкарпаття і Західного Поділля / І. К. Свєшніков. – Львів, 1958. – 22 с.
5. Удосконалена схема фізико-географічного районування України / [О. М. Маринич, Г. О. Пархоменко, О. М. Петренко, П. Г. Шищенко] // Український географічний журнал. – 2003. – № 1. – С. 16–20.

* * *

УДК 631.4 (477)

МОРФОГЕНЕТИЧНЕ РІЗНОМАНІТТЯ ГАЛОГЕННИХ ҐРУНТІВ ПОДІВ МЕЖИРІЧЧЯ ДНІПРО-МОЛОЧНА

Юрій Онойко

Кіровоградський державний педагогічний університет ім. В. Винниченка,
Україна, 25006, м. Кіровоград, провулок Театральний, 8,
e-mail: mails@kspu.kr.ua

Слабопохила поверхня Причорноморської низовини ускладнена різноманітними мікро- і мезоформами рельєфу, серед яких значні площі займають поди. Поди – це відносно великі округлі замкнені депресії з добре вираженими схилами різної крутизни, плоским днищем та сформованою навколо них ерозійною мережею [6]. Більшість вчених [4, 8, 9, 12] вважають дані утворення полігенетичними й основну роль у їх формуванні відводять суфозійно-просадковим, карстовим, флювіальним та кріогенним процесам.

Поди виступають потужними місцевими водозбірними та солезбірними басейнами. В межах подів межиріччя Дніпро-Молочна спостерігається поєднання кількох потужних факторів галогенезу, передусім геоморфологічного, гідрогеологічного, а в приморській зоні ще й таласогенного. Залежно від гіпсометричного рівня днищ подів, площі водозбору, глибини залягання ґрунтових вод, їх мінералізації, загального дренажу місцевості та зв'язку із прилеглою морською акваторією, водорозчинні солі або ж накопичуються в ґрунто-підґрунті даних депресій, або ж вимиваються за межі ґрунтового профілю. Всі ці фактори у своєму поєднанні обумовлюють значне морфогенетичне різноманіття галогенних ґрунтів, які формуються в межах подів. Зазначимо, що під поняттям "галогенні ґрунти" автор розуміє ґрунти, походження і специфіка яких обумовлені сучасними або раніше існуючими особливостями динаміки водорозчинних солей [10]. Таким чином, група галогенних ґрунтів охоплює все різноманіття еволюційних форм засолених ґрунтів в генетичному ряді: солончаки – солонці – солоді солонцюваті.

Ґрунтовий покрив подових депресій межиріччя Дніпро-Молочна досліджував ряд вчених (Н. Б. Вернандер, 1957; В. Д. Кисіль і М. І Полупан, 1964; М. І. Полупан, 1968; Т. І. Євдокимова та Т. К. Биковська, 1985; А. І. Гоголєв і В. О. Таргульян, 1986; А. І. Кривульченко, 2005 та ін.), однак, на нашу думку, особливості генезису, будова та властивості галогенних ґрунтів подів регіону вивчені ще не достатньо. Автором цієї статті протягом останніх років проведені польові та лабораторні дослідження галогенних ґрунтів подів межиріччя Дніпро-Молочна. Зокрема вивчалися умови та закономірності їх формування, морфологічна будова і галогеохімічні властивості.

Результати власних досліджень [10] та аналіз літературних джерел [1, 3, 5, 7, 11] доводять: група галогенних ґрунтів подових депресій межиріччя представлена солончаками та солонцями. Проте дискусійним є питання походження солодей межиріччя Дніпро-Молочна. На думку Г. Г. Махова [7] й деяких інших вчених [2], солоді регіону в процесі формування не проходять стадії солончака та солонця, а утворюються в результаті елювівально-глейового процесу і процесу опідзолення, та ні в генетично-історичному, ні в парагенетичному плані не пов’язані із солонцями. Отож, ми, притримуючись даного підходу, і вважаючи його достатньо обґрунтованим, не відносимо солоді подів регіону дослідження до галогенних утворень.

Подові солончаки межиріччя Дніпро-Молочна формуються в межах подів із неглибоким рівнем залягання мінералізованих ґрунтових вод. В геоморфологічному плані подові солончаки приурочені до днищ, рідше – до нижніх частин схилів подових депресивних форм рельєфу. До основних факторів, які визначають формування в даних умовах солончаків, слід віднести сильномінералізовані ґрунтові води, а для приморських подів – також і вплив морських водносольових розчинів. Солонці подові є типовим елементом ґрунтового покриву схилів та днищ крупних подоподібних депресій. У формуванні даних ґрунтів, крім геоморфологічного фактору, визначальну роль відіграє рівень залягання та ступінь і хімічний тип мінералізації ґрунтових вод. За гідрогеологічними умовами утворення подові солонці займають своєрідне проміжне положення між подовими солончаками та каштаново-лучними солонцюватими ґрунтами подів. За наявності неглибокого (0,5–1,5 м) рівня ґрунтових вод та значної їх мінералізації в межах подів формуються солончаки, коли ж ґрунтові води залягають дещо глибше, а серед розчинних солей домінують натрієві солі, – то, найчастіше, утворюються солонці. Як правило, подові солонці приурочені до різноманітних мікрознижень на схилах, а в днищах формуються на значно більших площах, займаючи як мікропідвищення, так і плоскорівнинні ділянки.

Найбільші площі солончаки займають в межах днищ подів приморської зони межиріччя: Чонгарського, Новодмитрівського, Веснянського, Гаврилівського поду, поду Інгіз та інших. Для приморських подів характерне найбільш сприятливе для розвитку галогенних процесів поєднання факторів соленакопичення, зокрема низьке гіпсометричне положення днищ, близькість залягання та значна мінералізація ґрунтових вод, а інколи і періодичне чи постійне затоплення їх днищ та нижніх частин схилів водами моря. Серед позаприморських подів найкрупніший осередок солончаків сформувався в Сиваському поді. Солонці займають значно більші площі подових депресій, ніж солончаки, і є одними із домінуючих компонентів ґрунтового покриву рівнинно-подових ландшафтів межиріччя.

Рослинний покрив подових солончаків утворений переважно солеросами, сарсазаном, кермеком, в супергідроморфних умовах домінантними досить часто є осока та рогіз. Окремі мікропідвищення займають асоціації злакових, представлені переважно вівсяницею.

За механічним складом досліджувані подові солончаки належать переважно до середньоі легкосуглинистих, окремі горизонти можуть бути супіщаними. В ґрунтовому профілі подових солончаків досить часто формується поверхнева сольова кірка, яка в сухий період року розбита тріщинами на окремі частини. Потужність такої кірки значно менша (до 0,004 м) в порівнянні із сольовою кіркою шорових і приморських солончаків. Гумусовий горизонт незначної потужності (0,02–0,04 м), як правило, слабко виражений, ясногумусовий. Вміст гумусу в органогоризонтах досліджуваних ґрунтів становив близько 1,0–2,7 %.

В профілі солончаків подів чітко помітний карбонатний горизонт, в межах якого спостерігається максимальне скупчення карбонатних новоутворень, представлених переважно псевдоміцелієм, прожилками, трубочками і конкреціями. Глибина залягання такого гори-

зонту різна. У солончаках Сиваського поду акумулятивно-карбонатний горизонт сформувався з глибини 0,14–0,20 м, в солончаках поду Інгіз – з глибини близько 0,10 м, а в солончаках Чонгарського поду залягає безпосередньо під поверхневою сольовою кіркою. Вміст карбонатів при цьому складав близько 6,0–18,0 %. В межах інших горизонтів частка карбонатів значна менша – 0,86–3,0 %.

Нижні горизонти подових солончаків оглеєні, проте ступінь їх оглеєності, як правило, нижчий в порівнянні з оглеєністю горизонтів нижньої частини профілю приморських і шорових солончаків, які формуються в більш гідроморфних умовах. Забарвлення оглеєних горизонтів солончаків подів представлене переважно сіро-зеленуватими відтінками, на відміну від традиційних для інших видів солончаків межиріччя сизих та оливкових тонів.

Значно більшим морфогенетичним різноманіттям характеризуються солонці подових депресій. Серед подових солонців слід розрізняти осолоділі та солончакові види. Перші формуються як в межах схилів, так і днищ подоподібних утворень з доволі глибоким рівнем залягання ґрунтових вод, характеризуються частково осолоділим надсолонцевим горизонтом, незначною кількістю водорозчинних солей, частка яких з глибиною, як правило, поступово зростає, та невеликим вмістом карбонатів в ґрунтовому профілі. Солончакові види подових солонців утворюються, найчастіше, в межах днищ і нижніх частин схилів подів в умовах порівняно неглибокого рівня мінералізованих ґрунтових вод. Солонці подові солончакові відзначаються відсутністю чи незначним проявом ознак осолодіння елювіального горизонту, високим ступенем засоленості всього ґрунтового профілю, значним вмістом карбонатів та оглеєністю нижніх горизонтів. Більш гідроморфні умови, в яких утворюються солончакові солонці подів, сприяють формуванню горіхуватої чи грудкуватої структури солонцевого горизонту, на відміну від типової стовбчасто-призматичної структури осолоділих солонців. Осолоділі та солончакові види подових солонців розвиваються в різних еволюційних напрямках: перші еволюціонують в напрямку подальшого осолодіння, "розсолонцювання" і вилуговування від легкорозчинних солей та карбонатів, а для солончакових характерним є поступове засолення ґрунтового профілю.

Отож, головними діагностичними горизонтами осолоділих подових солонців є осолоділий елювіальний, стовбчасто-призматичний солонцевий ілювіальний та засолений підсолонцевий горизонти. Для солончакових солонців подів характерними є засолений елювіальний, горіхуватий чи грудкуватий солонцевий та глеюватий або глейовий підсолонцевий горизонти.

Різним є і рослинний покрив подових солонців. Для осолоділих видів властива більш різноманітна рослинність, яка представлена злаковими, полинами, зрідка зустрічаються і деякі галофіти, зокрема кермек та сведа. В рослинному покриві солончакових видів подових солонців переважно домінують галофіти (солянки, солероси, сведа), рідше з'являються злакові, рослинність розріджена.

За гранулометричним складом генетичні горизонти подових солонців чітко диференційовані. Елювіальні горизонти – середньо- та легкосуглинисті. В солонцевому горизонті частка мулистої фракції різко зростає, механічний склад таких горизонтів переважно легкоглинистий. Підсолонцеві горизонти, найчастіше, важкосуглинисті та легкоглинисті. Ґрунтоутворюючими породами виступають лесовидні суглинки. Глибина, з якої в ґрунтовому профілі подових солонців з'являються скупчення карбонатів, доволі різна. Найвища верхня межа карбонатних акумуляцій характерна для солонців солончакових, які формуються в межах днищ подів. За таких умов карбонатні новоутворення досить часто спостерігаються вже в надсолонцевому елювіальному горизонті з глибини 0,05–0,10 м, а вміст карбонатів в приповерхневих горизонтах при цьому становив близько 1–3 %, зростаючи до 10–15 % в нижній частині профілю. Для осолоділих солонців подів характерним є значне вилуговування від легкорозчинних солей і карбонатів, новоутворення останніх з'являються, найчастіше, в підсолонцевих горизонтах з глибини 0,40–0,60 м, рідше – в нижній частині солонцевого горизонту. Вміст карбонатів в профілі осолоділих подових солонців збільшується з глибиною від 1–2 % в підсолонцевому чи солонцевому горизонтах і до 8–10 % в перехідних до ґрунтоутворюючої породи горизонтах нижньої частини профілю.

Отож, варіабельність умов ґрунтоутворення в межах подових депресій межиріччя Дніпро-Молочна обумовлює формування значного морфогенетичного різноманіття галогенних ґрунтів. Водночас своєрідні умови педогенезу та специфічна морфологічна будова й оригінальний набір діагностичних горизонтів дають підстави виділяти групу галогенних ґрунтів подів в якості самостійного таксону в сучасній удосконаленій систематиці ґрунтів регіону дослідження. Таксономічний ранг цієї групи ґрунтів, на нашу думку, має бути не нижчим підтипового рівня.

Список використаних джерел

1. *Вернандер Н. Б.* Почвы подов юга Украины / Н. Б. Вернандер // Почвоведение. – 1957. – № 4. – С. 10–19.
2. *Гоголев А. И.* Морфогенетический анализ подовой катены южностепного ландшафта Украины / А. И. Гоголев, В. О. Таргульян // Почвоведение. – 1986. – № 3. – С. 17–25.
3. *Евдокимова Т. И.* Почвы подовых понижений юга Украины / Т. И. Евдокимова, Т. К. Быковская. – М.: МГУ, 1985. – 96 с.
4. *Заморій П. К.* Копальні поди лівобережжя Низо-Дніпрянського району / П. К. Заморій // Четвертинний період. – 1934. – Вип. 7. – С. 41–66.
5. *Кисіль В. Д.* Ґрунти подів та їх систематика / В. Д. Кисіль, М. І. Полупан // Досягнення ґрунтознавчої науки на Україні. – К.: Урожай, 1964. – С. 120–127.
6. *Кривульченко А. І.* Сухі степи Причорномор’я та Приазов’я: ландшафти, галогеохімія ґрунто-підґрунтя / А. І. Кривульченко. – Київ: Гідромакс, 2005. – 345 с.
7. *Махов Г. Г.* Агровиробнича характеристика ґрунтів зони бавовносіяння УРСР / Г. Г. Махов // Труди Укр. н.-д. ін-ту соціалістичного землеробства. –Т. ІІІ. – Київ-Полтава, 1937. – 144 с.
8. *Молодых И. И.* Грунты подов и степных блюдец субаерального покрова Украины / И. И. Молодых. – К.: Наук. думка, 1982. – 159 с.
9. *Молодых И. И.* Поды Ингулецкого орошаемого массива / И. И. Молодых, В. И. Штефан, В. Г. Подолян // Мелиорация и водное хозяйство. – 1969. – Вып. 10. – С. 62–73.
10. *Онойко Ю. Ю.* Систематика, класифікація, морфолого-галогеохімічні особливості та закономірності поширення галогенних ґрунтів України (на прикладі межиріччя Дніпро-Молочна): автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук: спец. 11.00.05 “Біогеографія і географія ґрунтів” / Ю. Ю. Онойко. – Львів, 2008. – 24 с.
11. *Полупан Н. И.* Почвы подов юга Украины, их генезис, агрономические свойства и пути рационального использования: автореф. дис. на соискание учен. степени канд. с.-х. наук. – Харьков: ХСХИ им. Докучаева. – 1968. – 23 с.
12. Региональные особенности подов и западинного микрорельефа Украины. – Киев: Ин-т геол. наук, 1976. – 38 с. – (Препринт / АН Украины, Ин-т геол. наук; 80-10).

* * *

УДК 911.2:551.4:631.4(474.8)

ЗВОЛОЖЕНІСТЬ ЯК ПОКАЗНИК МЕЛІОРАТИВНОЇ ОЦІНКИ ПРИРОДНИХ ТЕРИТОРІАЛЬНИХ КОМПЛЕКСІВ

Павло Климович

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: kfgeogrunt@franko.lviv.ua

Рівень зволоженості ПТК – один із складників генетичних характеристик, що розкривається зазвичай на якісному рівні, в основу якого покладені морфологічні ознаки, екологія і деякі хімічні показники, що дають змогу визначити як вплив надмірного зволоження, так і

рівень його прояву. Досвід кількісної оцінки ролі вологи у формуванні ПТК невеликий і ґрунтується головно на врахуванні кліматичних параметрів: опади, випаровування, відносна вологість території [1]. Останнім часом з'явились публікації, що відображають новий підхід , при якому кількісно враховується роль вологи безпосередньо в ґрунтовому профілі. Так, Зайдельман пропонує класифікувати режим вологості ґрунту за тривалістю впродовж року періодів з різною категорією вологості [4].

Висока кореляція між морфологічними ознаками заболочених ґрунтів (% площі ґлеєвих плям в шарі 0–38 см) і тривалість повного насичення цього шару водою встановлені Зайдельманом. Автор вважає, що цей параметр є задовільним показником ступеня заболоченості досліджуваних ґрунтів [4]. Існують пропозиції класифікувати псевдоґлеєві ґрунти за рівнем зволоження. У класифікації поряд з іншими показниками використовується тривалість періоду насичення ґрунту вологою.

Як відомо прагнення отримати кількісні характеристики рівня зволоження ґрунтів ще не дало змоги розробити параметри, придатні для визначення ПТК за допомогою одного або хоча б невеликої кількості показників. У нашій праці використано досвід оцінки рівня зволоження будь-якого ґрунту на основі показника, який названий зволоженістю ПТК. Цей показник дає уявлення про середню багаторічну кількість вологи, яка щорічно бере участь у формуванні ґрунту. Основний показник зволоженості характеризується кількістю днів у році, впродовж котрих вміст загальної вологи в шарі 0–20 см є вищим за граничну польову вологість (ГПВ).

Опрацювання результатів конкретних вимірювань вологості ґрунтів за останні 20–25 років на метеостанціях засвідчили, що такий показник зволоженості дає змогу рельєфно розмежувати ПТК за рівнем зволоження. Ці градації і кількісні значення показника зволоженості для груп природно-територіальних комплексів, які відрізняються за рівнем зволоження, наведені у таблиці 1. Поділ природно-територіальних комплексів на 1) нормативно-зволожені; 2) з оґлеєними внизу й оґлеєними на контакті, з більш зв'язною підстилковою породою, ґрунтами; 3) з тимчасово надмірно зволоженими ґрунтами; 4) з ґлеюватими ґрунтами; 5) з ґлеєвими ґрунтами – підтверджується відмінністю морфології профілів, екологічними умовами розвитку, можливостями господарського використання і іншими ознаками. Не аналізуючи уточнення генетичних типів природно-територіальних комплексів, що розвиваються на території Полісся, пов'язаного не тільки з кількістю, а й з якістю вологи, що бере участь у ландшафтотворенні, наведені дані дають змогу визначити чітку їх диференціацію за рівнем зволоження на п'ять згаданих груп. Визначення кількості вологи через категорії вологості дає можливість у першому наближенні не розмежовувати ПТК за гранулометричним складом [3].

Наявні матеріали допомагають, крім основного показника зволоження, навести і додаткові, які надають основному більшої виразності й виділяють особливості водного режиму ПТК різних рівнів зволоження. Додатковими показниками є такі, що стосуються кількості днів, упродовж яких вміст загальної вологи в шарі 0–20 см нижчий від ВРК, коливається між ВРК і ГПВ, дорівнює середньому багаторічному запасу вологи за вегетаційний період, максимально перевищує ГПВ, становить різницю між мінімальним і максимальним вмістом вологи в шарі 0–20 см упродовж вегетаційного періоду. За даними таблиці 1 додаткові показники менш чітко корелюють з градаціями ПТК за зволоженням, проте вони за результатами безпосередніх визначень підтверджують наявність тривалих періодів недостатнього зволоження і максимальну амплітуду коливань запасу вологи в ПТК з тимчасово нерівномірно зволоженими і ґлеюватими ґрунтами, а також засвідчують, що незважаючи на перевищення ГПВ протягом 30 днів, ПТК з оґлеєними внизу й оґлеєними на контакті ґрунтами не можуть бути віднесені до перезволожених, оскільки максимальна вологість їх на верхній межі досягає 1,5 ГПВ, а на середній – перевищує ГПВ не більше, ніж 30 %.

Середній багаторічний запас вологи за період вегетації використаний для порівняння даних, одержаних на Волинському Поліссі, з аналогічними матеріалами інших поліських регіонів. Останні не супроводжувались польовим уточненням ПТК, як це робилось на Волин-

ському Поліссі, але велика кількість (680 випадків) забезпечує їх достовірність. Йдеться про обчислення результатів спостережень за вологістю ґрунту з середнім запасом загальної вологи в шарі 0–20 см на метеостанціях упродовж 10 років під різними культурами. Дані таблиці 1 одержані для зони мішаних лісів, у тому числі й Волинського Полісся, являють собою величину одного порядку. Сезонна зміна вологості ПТК за декадами вегетаційного періоду в середньому за 30 років показує, що перевищення вологості, яке відповідає ГПВ, буває тільки навесні та в ПТК з ґлеєвими ґрунтами, а також восени і влітку, в період сильних дощів.

Таблиця 1

Параметри зволоженості ПТК

№ з/п	Рівень зволоження ПТК	Середній багаторічний запас вологи з квітня по жовтень у шарі 0–20 см	Кількість днів у році з вмістом загальної вологи в шарі 0–20 см			Максимальна вологість, виражена в частках від ГПВ	Річна амплітуда коливань запасу вологи, мм
			>ГПВ	<ВРК	ВРК-ГПВ		
1	Нормально зволожені ПТК	15	10	150	210	1,0–1,1	15
2	ПТК з ґрунтами оґлеєними знизу і оґлеєними на контакті	30	30	90	240	1,2–1,5	15
3	ПТК з тимчасово надмірно зволоженими ґрунтами	35	60	80	210	1,5–1,9	50
4	ПТК з ґлеєвими ґрунтами	30	100	40	220	2,0–2,2	50
5	ПТК з ґлеєвими (дерново-ґлеєвими) ґрунтами	60	280	–	–	ПВ	25

Усі якісні та кількісні характеристики водного режиму ПТК різного рівня зволоження мають тісний причинний зв’язок з основним фактором природно-територіальних комплексів – вологою, за яким розмежовують складні природні системи, у тому числі квантативну оцінку його ролі. Дослідження з питань зволоженості сприяли уточненню діагностичних ознак ПТК різного рівня зволоження, а також надали конкретнішого змісту існуючим градаціям природних комплексів за рівнем зволоження.

Насамперед усі природно-територіальні комплекси можна поділити на дві великі групи: 1) ПТК, що не зазнають перезволоження у вегетаційний період, ґрунти яких не насичуються вологою більше, ніж 1,5 ГПВ; 2) ПТК з більш чи менш тривалим надмірним зволоженням ґрунтів, що перевищує 1,5 ГПВ і досягає повної вологомісткості (ПВ) упродовж вегетаційного періоду.

Природно-територіальні комплекси першої групи належать до автоморфних. Кількісна характеристика зволоженості та інші ознаки дають змогу стверджувати, що ґрунти таких ПТК у верхніх, найбільш активних, горизонтах практично не зазнають анаеробіозу.

Прийняте нами визначення поняття “автоморфні” ПТК дещо відрізняється від прийнятого в літературі. До нормально-автоморфного ряду відносимо ПТК з підзолистими ґрунтами, профіль яких диференціюється, поряд з іншими, і ґлеє-алювіальним процесом. Таке визначення і розуміння автоморфних ПТК швидше відповідає уявленню про автономні ландшафти (Глазовська, 1988), але в такому випадку воно погано поєднується з наступним поділом на “напівгідроморфні” і “гідроморфні”. Для уникнення цього протиріччя наше визначення “автоморфні” ПТК звужене і стосується лише тих ПТК, ґрунти яких розвиваються в умовах панування аеробних ґрунтів, подане Глазовською (1981).

Автоморфні ПТК поділяються на нормально зволожені й такі, ґрунти яких оґлеєні внизу й оґлеєні на контакті. Нормально зволожені ПТК розвиваються тільки під впливом атмосферного зволоження без надходження вологи зі сторони і при цьому не зазнають перезволоження за рахунок волого місткості покривної або вологостійкості підстилкової породи. Ґрунти, оґлеєні внизу або оґлеєні на контакті, зазнають анаеробіозу лише у відповідних горизонтах профілю, проте, лише в стані вологи шару 0–20 см. Зволоженість ПТК, ґрунти яких оґлеєні внизу й оґлеєні на контакті, виявилась дуже схожою, хоча наступні дослідження, можливо, дадуть змогу їх диференціювати. Ми зупиняємося на тому, що ПТК, ґрунти яких оґлеєні внизу і оґлеєні на контакті, однаково характерні дещо більшою зволоженістю, але все одно залишаються в групі автоморфних.

Друга група природно-територіальних комплексів – це напівгідроморфні, характерною ознакою ґрунтів яких, поряд зі зволоженістю, що перевищує ГПВ упродовж понад 60 днів у році, є також безперервна участь у їх формуванні анаеробних процесів.

Тимчасово надмірно зволожені ПТК перебувають у стані зволоження ґрунтів, вищому від ГПВ (у шарі 0–20 см), 60 днів на рік, але до повної вологомісткості верхні горизонти їх зазвичай не насичуються, у зв'язку з чим анаеробіоз у них виникає спорадично, що і примушує утриматись від "зручнішої" для них назви "слабоґлеюваті", оскільки їх перезволоження майже не супроводжується оґлеєнням. Сама назва "тимчасово надмірно зволожені" більшою мірою відображає зволоження, ніж умови росту і розвитку рослин. Негативні властивості цих ПТК полягають швидше в недостатньому зволоженні влітку, ніж у короткочасному надлишку вологи навесні, хоча наслідком саме цього нетривалого періоду надлишку вологи є зміна хімізму і погіршення фізичних властивостей вертикального профілю та негативні особливості водного режиму влітку.

ПТК з ґлеюватими ґрунтами характерні щорічним весняним насиченням вологою всіх горизонтів профілю до стану, близького до повної вологомісткості, і, відповідно, періодичним анаеробіозом. У літній період вони відчувають нестачу вологи. Природні територіальні комплекси з ґлеєвими ґрунтами зазнають анаеробіозу більшої частини вегетаційного періоду і вологість їх не знижується до ВРК.

Природним продовженням поділу ПТК за рівнем зволоження є виділення третьої групи – гідроморфних, до яких належать ПТК з ґрунтами, практично постійно насиченими вологою до повної волого місткості, що спостерігається в комплексах з органогенними (торфовими) і мулувато-ґлеєвими ґрунтами, з поверхневим стоянням води упродовж майже всього періоду вегетації.

У літературі нерідко наголошується на складності створення оптимального водного і теплового балансу в результаті меліорації внаслідок схоластичної мінливості прихідних і витратних складових. Використання для цієї мети основного і додаткового показників зволоженості сприяє розв'язанню завдань, спрямованих на розробку проектів раціонального природокористування, оскільки може мати справу не з окремими компонентами водного режиму, а з просторово визначеними природними тілами – природно-територіальними комплексами, в яких здійснюється інтеграція метеорологічних і гідрологічних факторів. Проте самі собою кількісні параметри зволоженості ще не забезпечують користування всією необхідною інформацією, бо не розкривають конкретних причин перезволоження або нестачі вологи, тому їх переваги виявляються повною мірою тільки в сукупності з вказівкою на основний напрямок ландшафтотвірного процесу, що проходить у цьому ландшафті, тобто в генетичній характеристиці ПТК.

Перш ніж приступити до характеристики генетичних особливостей природних комплексів, зупинимось на деяких ознаках водного режиму, що полягають у необхідності диференційованої оцінки різних типів надходження вологи в ПТК і її поведінці в ґрунтовому профілі. Як відомо, Роде (1977) та інші розмежовують інфлюкційне й інфільтраційне надходження вологи. Аналогічно Райтер і Меннінг вважають обов'язковим розрізняти воду "набряклу" і ту, що "просотується" з поділом останньої на "швидкопросотувану", яка пересува-

ється макропорами діаметром понад 50μ при pH < 1,8, і “повільнопросотувану”, що рухається порами з діаметром 10–50μ при pH = 2,5–1,8. На думку авторів, тільки просотувана вода формує алювіальні та ілювіальні горизонти, плівочки, освітлені зерна тощо.

“Скидовий” характер низхідного потоку вологи, при якому формування природної системи лише частково пов’язано з промиванням. Зайдельман вважає, що тріщини, кореневі ходи й інші великі пори є відносно стабільними каналами низхідної міграції гравітаційної води не тільки у вологі, а й у відносно сухі періоди вегетації і що саме так здійснюється промивний водний режим, а тріщини і пори слугують основною ареною діяльності підзолоутворювального процессу [3].

Аналогічну думку про те, що вертикальна диференціація ґрунтового ярусу ПТК з суглинистими дерново-підзолистими ґрунтами здійснюється не фронтально, а лінійно, висловлює Глазовська (1994). Коефіцієнт фронтальної вертикальної фільтрації у верхніх горизонтах суглинкових відкладів становить, за даними Зайдельмана всього 0,008–0,12 м/добу, а в піщаних – 0,3–0,8 м/добу. У глинистих відкладах гідравлічна провідність становить 0,025 м/добу при визначенні в польових умовах і 0,001 м/добу в насипних зразках. Коефіцієнти, визначені для різних порід у насипних зразках, засвідчують, що піски мають водопроникність 0,41 м/добу, зв’язний моренний супісок – 0,92 м/добу і моренний суглинок – 0,004 м/добу. Велика відмінність фільтраційних властивостей порід у природному заляганні і в зразках з порушеною структурою, а також подібність цих показників для пісків дає змогу дійти висновку про те, що водопроникність літогенної основи ПТК, розвинутої на зв'язних породах, визначається лише існуванням пор і тріщин різного розміру. Фронтальне переміщення вологи в таких породах практично неможливе, а у пісках поліської зони спостерігається переважно в прохолодні періоди, оскільки при високих температурах за однаковий відрізок часу витрата води на випаровування і десукцію буде більшою (відбувається швидше), ніж на міграцію вниз по профілю.

Отже, питання про те, чи розглядати стікання вологи великими порами і тріщинами як прояв промивного водного режиму, не має поки що однозначного розв’язання [5].

Ми дотримуємось думки про те, що промивний режим у ПТК на зв’язних породах є лише окремим випадком, пов'язаним з великою кількістю макропор у ландшафтотворній породі в умовах вологого і прохолодного клімату. На Півночі України ПТК на свіжих породах розвиваються під переважаючим впливом слабкого інфільтраційного надходження вологи, яке не зумовлює глибокого промочування і промивання, хоча не виключений і локальний прояв промивного режиму. На пухких породах промивний водний режим в умовах поліської зони України відбувається також не скрізь.

Список використаних джерел

1. *Аношко В. С.* Анализ систем трансформации мелиоративно-географических систем в гумидной зоне // Роль мелиораций в природопользовании. – Владивосток, 1990. – Ч. 1.
2. *Глазовская М. А.* Проблемы и методы оценки эколого-геохимической устойчивости почв и почвенного покрова к техногенным воздействиям // Почвоведение. – 1999. – №1. – С. 114–124.
3. *Зайдельман Ф. Р.* Водный режим и генезис псевдофибровых и глеевых почв полесий // Почвоведение. – 1996. – № 10.
4. *Климович П. В.* Генезис деяких гідроморфних комплексів Волинського Полісся // Українське Полісся вчора, сьогодні, завтра. – Луцьк, 1998. – С. 32–34.
5. *Климович П. В.* Еколого-меліоративний аналіз природних комплексів Волинського Полісся. – Львів: Вид. ЛНУ ім. Ів. Франка, 2000. – 249 с.

* * *

УДК 631. 445.9 (477,83)

ВАЛОВИЙ ХІМІЧНИЙ СКЛАД ТЕМНО-СІРИХ ОПІДЗОЛЕНИХ ҐРУНТІВ СЯНСЬКО-ДНІСТЕРСЬКОЇ ВИСОЧИНИ

Ольга Сова

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: olga1708sova@mail.ru

Елементарний або валовий склад ґрунту є важливим показником хімічного складу ґрунту, на якому базується розуміння морфологічних, фізичних і фізико-хімічних властивостей ґрунтів, їхньої ґенези, родючості.

Валовий хімічний аналіз дає змогу одержати інформацію про хімічний склад мінеральної частини ґрунту і порівняти його зі складом незміненої ґрунтотворної породи. Таке порівняння допомагає виявити відносне та абсолютне збільшення або зменшення кількості речовини в об'ємі горизонтів у результаті ґрунтотворного процесу. Крім того, порівняльний аналіз вмісту хімічних елементів у ґрунтовому профілі дає змогу встановити характер змін валового хімічного складу, спричинених інтенсивним сільськогосподарським використанням ґрунтів упродовж тривалого часу [3, с. 269]

В науковій літературі даних про валовий хімічний склад темно-сірих опідзолених ґрунтів Сянсько-Дністерської височини є недостатньо, деякі результати дослідження висвітлені в працях Г. О. Андрущенка [1].

Недослідженою є трансформація валового хімічного складу внаслідок тривалого та інтенсивного антропогенного навантаження на ґрунти, що спричинило появу низки процесів деградаційного характеру, які призводять до зниження ґрунтової родючості, погіршення екологічної ситуації в регіоні. Тому при проведені досліджень ставилась мета: вивчити особливості валового хімічного складу цілинних і окультурених темно-сірих опідзолених ґрунтів Сянсько-Дністерської височини, його трансформації під впливом сільськогосподарського використання і деградаційних процесів. Це визначило актуальність досліджень, наукове і прикладне значення отриманих результатів.

Вивчення валового хімічного складу темно-сірих опідзолених ґрунтів здійснювалось у ключовій ділянці "Вощанці", розташованій на північний схід від с. Вощанці, у північно-східній частині Самбірського району. Під час досліджень використані порівняльно–географічний, порівняльно-профільний та аналітичний методи.

У валовому хімічному складі темно-сірих опідзолених ґрунтів по всіх генетичних горизонтах серед оксидів переважає оксид Силіцію (SiO_2), вміст якого в гумусово-елювіальному горизонті Не становить 83,76–84,20 % і з глибиною поступово зменшується (табл. 1). Півтораоксиди Al_2O_3 і Fe_2O_3 в горизонті Не становлять 8,61–8,80 % та 2,53–2,59 % відповідно, з глибиною їхній вміст зростає, досягаючи максимуму в материнській породі Pgl. Вміст оксидів Кальцію CaO невисокий і становить 0,46–0,59 % у горизонті Не, зберігаючи тенденцію до зростання з глибиною. Щодо оксидів Магнію MgO, то максимальний їхні вміст з поверхні у горизонті Не (0,76 %), найнижчий вміст спостерігається на глибині 26–46 см (0,42 %), нижче, у напрямку до ґрунтотворної породи їхня кількість з глибиною зростає і у породі становить 0,63 %.

В окультурених ґрунтах спостерігається тенденція до незначного зменшення вмісту оксидів Силіцію в межах генетичних горизонтів, порівняно з ґрунтами, зайнятими під лісовою рослинністю (див. табл. 1). Це пояснюється активнішим підзолистим процесом під лісовою рослинністю, тоді як під культурними агрофонами підзолистий процес сповільнюється і набуває розвитку дерновий процес ґрунтоутворення. Збільшення вмісту Al_2O_3 і Fe_2O_3 зумовлено, вочевидь, посиленням окисних процесів і зменшенням інтенсивності промивного вод-

Таблиця 1

Валовий хімічний склад темно-сірих опідзолених ґрунтів Сянсько-Дністерської височини

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Гігроскопічна волога, %	Втрати при прожарюванні, %	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	CO_2	K_2O	Na_2O	P_2O_5	H_2O	SO_3
Рілля														
Неор	0–26	1,20	5.12	78.06	8.48	2.39	0.84	0.30	н/в	1.97	1.04	0.10	1.75	0.08
Неп/ор	26–44	1,26	4.83	77.65	8.89	2.39	0.84	0.50	н/в	1.87	1.01	0.14	1.51	0.14
Higl	46–56	1,27	3.87	78.26	8.84	2.57	0.83	0.50	н/в	1.83	0.99	0.07	1.59	0.15
Pgl	128–160	1,33	2.86	76.91	10.00	3.17	0.84	0.60	н/в	2.07	1.10	0.06	1.79	0.08
Ліс														
Не	3–20	1,25	6,04	77,06	8,10	2,38	0,42	0,70	н/в	2,11	1,05	0,07	2,07	0,11
Не	20–46	1,31	4,07	79,40	8,12	2,39	0,56	0,40	н/в	2,20	1,08	0,08	1,72	0,07
Hi	50–60	1,21	3,14	78,43	9,08	2,99	0,84	0,60	н/в	2,26	1,10	0,07	1,62	0,08

Таблиця 2

Показники диференціації профілю темно-сірих опідзолених ґрунтів Сянсько-Дністерської височини

Генетичні Горизонти	Глибина відбору зразків, см	Молярні відношення								
		SiO_2 Al_2O_3	SiO_2 Fe_2O_3	SiO_2 P_2O_5	Al_2O_3 Fe_2O_3	$MgO+CaO+Na_2O+K_2O$ Al_2O_3	Na_2O+K_2O Al_2O_3	Фактор вилуговування	CaO+ MgO Al_2O_3	Фактор вилуговування
Рілля										
Неор	0–26	14.60	81.31	1679.47	5.57	0.71	0.45	1.10	0.25	0.89
Неп/ор	26–44	13.87	80.89	1225.14	5.83	0.71	0.41	1.00	0.29	1.04
Higl	46–56	14.15	76.44	2645.93	5.40	0.71	0.41		0.29	1.04
Pgl	128–160	12.30	60.86	3033.67	4.94	0.69	0.41		0.28	
Ліс										
Не	3–20	16.17	86.34	2605.36	5.34	0.81	0.50	1.06	0.31	0.94
Не	20–46	16.62	88.59	2348.92	5.33	0.76	0.51	1.09	0.25	0.76
Hi	50–60	14.68	69.95	2651.68	4.76	0.81	0.47		0.33	

ного режиму. Відносно різке зростання вмісту оксидів Кальцію можна пояснити трансформацією складу органічної речовини, що надходить в ґрунт через зміну рослинного покриву, внесенням мінеральних добрив і меліорантів, послабленням промивного водного режиму.

Для одержання детальної інформації про неоднорідність валового хімічного складу (ВХС) мінеральної частини ґрунтів і диференціацію досліджувальних ґрунтів розраховано молярні відношення різних оксидів.

Молярні відношення, розраховані для генетичних горизонтів ґрунтів, свідчать про виникнення або акумуляцію елементів, що є основним для оцінки напрямку ґрунтотворного процесу.

На втрати верхніми генетичними горизонтами Al_2O_3 і Fe_2O_3 та збагачені ними ілювіального горизонту вказують молярні відношення $SiO_2 : Al_2O_3$, $SiO_2 : Fe_2O_3$, $SiO_2 : Al_2O_3$, оскільки їхні величини у гумусово-елювіальному горизонті – найширші, а в ілювіальному – найвужчі у межах профілю. Відношення $SiO_2 : Al_2O_3$, $SiO_2 : Fe_2O_3$, , $SiO_2 : P_2O_5$ у генетичному горизонті Не темно-сірих опідзолених ґрунтів Сянсько-Дністерської височини становлять, відповідно, 16,17, 86,34 та 2605,36 %. В гумусово-ілювіальному горизонті цілинних ґрунтів молярні відношення становлять 14,68% для $SiO_2 : Al_2O_3$, та 69,95 % для $SiO_2 : Fe_2O_3$ – 2651,68 % (див. табл. 2).

У темно-сірих опідзолених ґрунтах, зайнятих під ріллею, спостерігається тенденція до звуження величини молярних відношень між Силіцієм і півтораоксидами, порівняно з цілинними аналогами. Звуження цих співвідношень вказує на менші втрати півтораоксидів верхніми горизонтами. А ті, в свою чергу, – на послаблення процесу опідзолення.

Для характеристики інтенсивності процесів міграції Кальцію і Магнію, а також лужноземельних металів Калію і Натрію, застосовано фактор вилуговування, запропонований Г. Ієнні. Отримані результати свідчать про невелику акумуляцію Ca^{2+}, Mg^{2+} стосовно Al_2O_3 в межах ґрунтового профілю під лісовою рослинністю і їхніх окультурених аналогів. Досягаючи найбільших значень в межах верхнього гумусового-елювіального горизонту – 1,06–1,09, з глибиною величина фактора вилуговування звужується (див. табл. 2).

В окультурених відмінах темно-сірих опідзолених ґрунтів спостерігається тенденція до звуження величини фактора вилуговування, порівняно з цілинними аналогами. Причиною цього є вимивання катіонів Кальцію і Магнію дренажними водами із верхніх горизонтів ґрунту і відносному збільшенню їхнього вмісту у нижній частині ґрунтового профілю. При цьому не слід відкидати впливу антропогенного чинника, пов'язаного з внесенням мінеральних добрив і меліорантів, зміною характеру рослинності і водного режиму ґрунтів.

У таблиці 3 наведено результати розрахунків вмісту конституційної води та коефіцієнта зміни силікатної частини. За результатами досліджень, вміст конституційної води у профілі темно-сірих опідзолених ґрунтів зменшується вниз по профілю. Найвищі значення коефіцієнта зміни силікатної частини відзначені у гумусово-елювіальному горизонті, де вміст конституційної води становить 2,26–2,34 % під природніми біоценозами та 2,45–2,48 % під агроценозами. Найнижчі значення коефіцієнту зміни силікатної частини – у гумусово-ілювіальному горизонті Ні, які під лісом становлять 1,92 % та 0,86 % під ріллею.

Отже, валовий хімічний склад відображає умови ґрунтоутворення і прояву ґрунтотворних процесів, як минулих, так і сучасних.

Мінеральна частина темно-сірих опідзолених ґрунтів Сянсько-Дністерської височини за хімічним складом практично двокомпонентна: вона складається з оксиду Силіцію (SiO_2) та півтораоксидів (Al_2O_3 і Fe_2O_3). Невелика частка припадає на оксиди Кальцію, Магнію, Калію, Натрію та Фосфору.

Встановлено зміни елементарного складу досліджувальних ґрунтів при сільськогосподарському використанні: зменшення вмісту SiO_2, вужчі співвідношення $SiO_2 : Al_2O_3$, $SiO_2 : Fe_2O_3$, $SiO_2 : P_2O_5$.

Список використаних джерел

1. *Аринушкина Е. В.* Руководство по химическому анализу почв. – М.: Изд-во Москов. ун-та, 1970. – 489 с.

Таблиця 3

Вміст конституційної води в темно-сірих опідзолених ґрунтах Сянсько-Дністерської височини

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Гігроскопічна волога, %	Втрати при прожарюванні, %	Гумус, %	Конституційна вода, %	Молярна кількість H_2O	Коефіцієнт зміни силікатної частини
Рілля							
Неор	0–26	1,73	5,12	2,50	2,62	145,56	0,92
Неп/ор	26–44	1,82	4,83	2,06	2,77	153,80	0,97
Higl	46–56	2,03	3,87	1,42	2,45	136,11	0,86
Pgl	128–160	2,84	2,86	–	2,86	158,89	1,00
Ліс							
Не	3–20	1,55	5,04	2,70	2,34	130,00	0,82
Не	20–46	1,46	4,07	1,81	2,26	125,56	0,79
Hi	50–60	1,62	3,14	1,20	1,92	106,67	0,67

2. *Андрущенко Г. О.* Ґрунти західних областей УРСР. Ч. 1 / Г. О. Андрущенко. – Львів–Дубляни : Вільна Україна, 1970. – 295 с.
3. *Павлюк Н. М.* Сірі лісові грунти Опілля : монографія / Н. М. Павлюк, В. Г. Гаськевич. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 322 с.

* * *

УДК 502.65(477.75)

ПАРЦЕЛЛЯРНОЕ РАЗНООБРАЗИЕ ПОЧВ ГОРНО-ЛЕСНЫХ БИОГЕОЦЕНОЗОВ КАСТРОПОЛЬСКОГО АМФИТИАТРА ГЛАВНОЙ ГРЯДЫ КРЫМСКИХ ГОР И ПУТИ ЕГО СОХРАНЕНИЯ

Владимир Пышкин, Валентина Кобечинская

Таврический национальный университет имени В. И. Вернадского,
Украина, АР Крым, 95033, г. Симферополь, просп. акад. В. Вернадского, 4,
e-mail: vpbiscrim@mail.ru

Введение. В настоящее время все актуальнее становится разработка с единых позиций программ по сохранению биологического и почвенного разнообразия. Заповедование почв Крымского полуострова вполне коррелирует с задачей расширения особо охраняемых территорий полуострова, предусмотренной “Программой формирования региональной экологической сети в Автономной Республике Крым на период до 2015 года” и утвержденной постановлением Верховной Рады Автономной Республики Крым от 17 сентября 2008 г. № 968-5/08. Однако в практическом плане эта программа оказалась лишена специального раздела по особой охране почв и сохранению их географо-генетического разнообразия. В программе просматривается определенная ограниченность, так как она носит преимущественно ботанико-зоологический характер и распространяется главным образом на вопросы охраны растений и животных. Почва, к сожалению, выпадает из этих документов [4].

Такое положение никак нельзя признать приемлемым, поскольку во многом из-за недостаточной представительности почвенного направления в региональной “экологи-

ческой сети" полуострова, реальные сдвиги в деле сохранения экосистем и их компонентов от дальнейшего разрушения не наблюдаются или носят иллюзорный характер.

Материалы и методы. Изучение разнообразия почв экосистем Кастропольского амфитеатра Ялтинского горно-лесного природного заповедника проводилось по программе *CrimSoil.* Её основой является информационная система, предназначенной для сбора, хранения и объединения авторских разработок по таксономическому составу, морфологии, экологии и хорологии почв Крыма, их физико-химических и агрономических свойств [2].

CrimSoil является одной из программ проекта *BisCrim* (*БиоИнформационнаяСистема Крыма).* Проект предусматривает создание банка баз данных, сложная структура которого является информационным отражением состава, состояния, взаимообусловленности и взаимосвязи всех компонентов экосистем полуострова. Это динамическая иерархическая биогеоинформационная модель Крымского полуострова [3].

Результаты и обсуждение. На формирование и развитие экосистем южного склона Главной гряды Крымских гор большое влияние оказывает её амфитеатрообразное строение и высотная поясность. В его юго-западной части формируются Форосский, Кастропольский, Лименский, Семеизский, Алупкинский, Ялтинский и Гурзуфский амфитеатры. Каждый из них полуцирком обращен в сторону Черного моря и по мере продвижения с запада на восток увеличивается по площади. Между амфитеатрами, сформированными в толще аргиллитов и алевролитов таврической свиты, располагаются водораздельные известняковые гребни (массандровской толщи) упирающиеся мысками в море [1].

Водоразделы, перераспределяя надземные и подземные геохимические потоки вещества, отделяют однотипные биогеоценозы (БГЦ) сформировавшиеся в пределах одного высотного пояса разных амфитеатров. На территории Кастропольского амфитеатра (44°23' с. ш., 33°57' в. д.) нами было выделено более 20 типов основных биогеоценотических парцелл. Все типы парцелл объединены в четыре группы богатства (трофности), четыре группы влажности (гигротопы) и пять ландшафтных групп (фации катен).

Группа ортотрофных парцелл с относительно богатыми почвами (С) отличается многообразием вариантов и форм проявления по эдафическим условиям, генезису, местоположению в рельефе и составу растительности. Наиболее распространенными в этой группе являются мезоксероортотрофные парцеллы – они занимают почти 50 % от общей площади амфитеатра. Эти парцеллы формируются на покатых и крутых склонах юго-западных экспозиций на высоте от 20 до 700 м н. у. м. Для них характерно большое разнообразие коричневых, бурых, темно-бурых, горнолесных маломощных слабо, средне и сильно-скелетных почв на скелетном элювии-делювии вулканических, карбонатных и бескарбонатных породах. Трансэлювиальные ксероортотрофные фисташково-грабинниковые дубовые парцеллы занимают крутые выпуклые склоны южных экспозиций на высоте от 20 до 300 м н. у. м. Их эдафотоп представлен бурыми горно-лесными выщелоченными, маломощными, суглинисто-сильно-скелетными почвами на скелетном элювии-делювии бескарбонатных пород; коричнево-бурыми горно-лесными и горно-лесостепными маломощными глинисто-среднескелетными и слаборазвитыми эродированными почвами на скелетном элювии-делювии карбонатных и бескарбонатных пород. Насаждения представлены низкорослыми порослевыми грабинниково-фисташково-дубовыми зарослями или "шибляками". Проективное покрытие трав до 80 %, задернение сильное. Трансэлювиальные мезоксероортотрофные иглицево-можжевелово-дубовые парцеллы распространены на покатых и крутых склонах (10–20°), с южной и юго-восточной экспозицией, на высоте от 5 до 350 м н. у. м., с коричневыми, темно-бурыми и бурыми горно-лесными маломощными, среднемощными глинисто-средне- и сильно-скелетными почвами на скелетном, сильноскелетном элювии-делювии карбонатных и бескарбонатных пород. К этой группе относятся также: трансэлювиальные мезоксероортотрофные можжевелово-грабинниково-дубовые, трансэлювиальные мезоксероортотрофные можжевелово-сосновые и другие парцеллы.

Небольшая группа олиготрофных парцелл (около 8 % от общей площади), с относительно бедными почвами (В), представлена двумя типами. Трансэлювиальные мезоксеро-

олиготрофные можжевелово-сосновые парцеллы приурочены к южным и юго-западным склонам 10–30°, на высоте 300–650 м н. у. м., их почва, бурая горно-лесная слаборазвитая эродированная сильно скелетная на скелетном элювии-делювии карбонатных пород. Транс-элювиальные ксероолиготрофные дубово-можжевеловые парцеллы на высоте 50–300 м н. у. м., на выпукло-крутых, обрывистых склонах 20–40° южных экспозиций, с бурой горно-лесной слаборазвитой эродированной почвой на элювии-делювии карбонатных пород и этой же почве в комплексе с выходами материнских пород.

Группа эвтрофных парцелл с богатыми почвами (D) по распространенности занимает незначительное место в сложении изучаемых БГЦ (4 % от общей площади). Она представлена тремя типами парцелл: элювиальные ксероэвтрофные сосновые, элювиально-аккумулятивные мезогигроэвтрофные грабово-дубовые и элювиально-аккумулятивные мезогигроэвтрофные сосновые.

На 400–500-метровых обрывистых склонах (до 50–90° крутизны) верхнего клифа – Прияйлинской стены (высота 700–950 м н. у. м.) формируется Кастропольский супертранс-элювиальный ксерогипотрофный сосновый БГЦ на верхнеюрских мраморизованных известняках. Почвенный покров практически полностью отсутствует, только в расщелинах скал, где селится сосна крымская, формируются бедные (А) бурые почвы с примитивным профилем.

В состав изучаемых горнолесных БГЦ входит большое количество не больших по площади, второстепенных биогеоценотических парцелл. Они формируется на осыпях, оползнях, склонах балок и оврагах, выходах известняков и песчаников, откосах террас с фрагментарными коричневыми и бурыми почвами. Как правило, это сильно смытые, маломощные, слаборазвитые, сильно-каменисто-щебнистые по профилю с малопродуктивными насаждениями.

Экосистемы, формирующиеся в верхней и средней части Кастропольского амфитеатра почти полностью лежат в границах Ялтинского горно-лесного природного заповедника (ЯГЛПЗ), который составляет основу южнобережного экоцентра региональной экологической сети Крыма. Основной угрозой их сохранения являются неумеренная рекреационная нагрузка и связанный с ней пирогенный фактор.

Естественные экосистемы нижнего пояса практически полностью уничтожены или изменены в результате антропогенной деятельности. Особенно это касается прибрежной зоны ЮБК. В Кастропольском амфитеатре небольшие участки прибрежной территории пока ещё входят с состав заповедника. В этой зоне наиболее уязвимыми являются экосистемы, формирующиеся в полосе аккумуляции наносов неполного профиля, вытянутых сплошь по простиранию берега. Их состав варьирует от валунов и обломков горных пород до тонкозернистого песка. От кромки берега до нижнего клифа на естественных прислоненных односклонных пляжах при отсутствии почвы, формируются уникальные сообщества из галофильных видов растений и животных, большинство которых не встречаются в других экосистемах амфитеатра. Интенсивное рекреационное строительство на ЮБК (санатории, пансионаты, дома отдыха, частные дачи, коммуникаций между ними, возведение волнорезов, создание искусственных пляжей, уничтожение клифа побережья) в зонах, прилегающих к территории заповедника, ведет к потере не только этих уникальных экосистем и их почв, но и прибрежных лесных экосистем всего Южного берега Крыма.

Заключение. Следует отметить, что если БГЦ, расположенные выше 400 м н. у. м., почти полностью вошли в состав ЯГЛПЗ и охраняются, то от прибрежных естественных БГЦ из-за интенсивной застройки территорий остался только ряд небольших биогеоценотических парцелл. Поэтому реконструкция парцеллярной структуры биогеоценозов для выделения экоцентров, буферных зон, восстановительных территорий и интерактивных элементов является первым шагом в создании сети ООПТ. Для сохранения наибольшего разнообразия естественных почвенных разностей, можно использовать уже существующие комплексные памятники природы местного значения. В них сохранились участки с аборигенной растительностью (дуб пушистый, граб восточный, фисташка туполистая, иглица понтийская,

ладанник крымский и др.) и эталоны почвенных разностей, которые деградировали или исчезли в южнобережном средиземноморском БГЦ Кастропольского амфитеатра.

Особое внимание необходимо направить на создание почвенных заповедников (исключив всякую хозяйственную деятельность на их территории) с редкими фрагментами биогеоценотических парцелл и заказников (разрешаются только те виды деятельности, которые не связаны с заметным воздействием на почву). Также в эту сеть необходимо включать и ландшафтные памятники садово-паркового искусства, таких как Меласский парк (п.г.т. Санаторное; 12 га), ландшафтный парк в Парковом (п.г.т. Парковое; 7 га), скала Ифигения (п.г.т. Береговое; 9 га, буферная зона – 15 га) и др.

Список использованой литературы

1. *Ена В. Г.* Заповедные ландшафты Тавриды / В. Г. Ена, Ал. В. Ена, Ан. В. Ена. – Симферополь: Бизнес-Информ, 2004. – 424 с.
2. *Пышкин В. Б.* Почвы Крыма: программа *CrimSoil* / В. Б. Пышкин, И. Л. Прыгунова // Ломоносовские чтения-2007. – Севастополь: ЭКОСИ, 2007. – С. 37–39.
3. *Пышкин В. Б.* Биоразнообразие Крыма: Проект *BisCrim* / В. Б. Пышкин, Т. С. Рыбка, И. Л. Евстафьев // Экосистемы Крыма, их оптимизация и охрана: Тематич. сб. науч. тр. – Симферополь: Таврия, 2003. – Вып. 13. – С. 184–190.
4. *Пышкин В. Б.* Красная книга почв Крымского полуострова: первый этап создания / В. Б. Пышкин, Н. А. Высоцкая // Биоразнообразие и устойчивое развитие Крыма. – Симферополь, 2010. – С. 220–222.

* * *

УДК 631.442(447.83)

ЕРОЗІЙНА ДЕГРАДАЦІЯ СІРИХ ЛІСОВИХ ҐРУНТІВ ОПІЛЛЯ

Наталія Батюк*, Володимир Гаськевич**

** Природничий коледж ЛНУ ім. Івана Франка,*
Україна, 79017, м. Львів, вул. Тарнавського, 107,
e-mail: batjuk_natalja@ukr.net
**Львівський національний університет імені Івана Франка,*
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: haskevich_vg@ukr.net

Сучасний стан ґрунтового покриву Опілля характеризується прискореними темпами деградації схилових земель, на яких розвиваються ерозійні процеси. На змитих ґрунтах різко знижується урожайність сільськогосподарських культур та ефективність їх вирощування, втрачається властивість родючості, що завдає непоправної шкоди, створює або ускладнює екологічну проблему. З твердим й рідким стоком щорічно втрачається значна кількість гумусу, поживних речовин, ерозія призводить до погіршення фізичних, фізико-хімічних властивостей ґрунтів, послаблюється або втрачається головна функція ґрунту – родючість. Враховуючи те, що аграрний сектор економіки нерозривно пов'язаний з використанням землі як головного засобу виробництва, зростає небезпека скорочення площ продуктивних сільськогосподарських угідь і зниження виробництва продуктів харчування. З'ясування причин водної ерозії, припинення ерозійної деградації ґрунтів, підвищення продуктивності еродованих земель і поліпшення екологічної ситуації на схилових землях, є актуальним завданням ґрунтознавчої науки і сільськогосподарського виробництва.

Причинам і наслідкам ерозійної деградації ґрунтів Опілля приділяли неналежну увагу, а інколи нею відверто нехтували. За часів командно-адміністративної системи господарю-

вання, у гонитві за збільшенням валового збору зернових культур, цукрових буряків, були практично розорані всі схили, що стало однією з головних причин інтенсифікації ерозійних процесів. Опілля – сільськогосподарський регіон, де для потреб населення Львівської, Тернопільської, Івано-Франківської областей вирощують овочі, картоплю, інші культури, що в межах схилових земель також призводить до активізації водної ерозії.

Ерозійні процеси погіршують екологічну ситуацію в регіоні. Змитий зі схилів дрібнозем замулює річки басейну Дністра, природні сіножаті і пасовища у міжпасмових долинах. Делювіальні води зі схилових земель вимивають мінеральні добрива, пестициди, гербіциди, які місцеве населення інтенсивно використовує для вирощування овочів, картоплі. Це призводить до забруднення ґрунтових і підземних вод, погіршення якості питної води в колодязях. Несприятливі фізичні, фізико-хімічні властивості еродованих ґрунтів призводять до зменшення їхньої бонітетної і вартісної оцінки.

Запровадження ринкових відносин в аграрному секторі економіки потребує нових підходів у веденні сільськогосподарського виробництва. З’являються нові, підвищені вимоги до екологічно й економічно обґрунтованого землекористування, особливо в регіонах, де є водна ерозія. Тому дослідження ерозійно деградованих земель, їхня оцінка, розробка заходів оптимізації використання – важлива складова охорони земельних ресурсів, поліпшення екологічної ситуації Опілля.

Дослідження еродованих ґрунтів різних природних регіонів останніми роками значно актуалізувалося, що зумовлено важливістю цієї проблеми. Результати вивчення ерозійної деградації ґрунтів висвітлені у працях М. С. Кузнєцова, Г. П. Глазунова (2002), В. В. Медведєва (2002), М. І. Пшевлоцького, В. Г. Гаськевича (2001, 2002, 2003), В. В. Медведєва, Т. Н. Лактіонової, Л. Д. Грекова (2004), І. А. Крупенікова (2000) та ін.

Вивчення ерозійної деградації ґрунтів виконували на стаціонарних дослідних ділянках, закладених у межах Львівського плато, Поморянського, Бібрсько-Монастириського та Луго-Зубрівського пасм. Ділянки закладали у вигляді катен від плакору до підніжжя схилів, охоплюючи різні їхні частини, з різною крутістю (від 0 до 7–10°) і ступенем еродованості ґрунтів. Використовували також фондові матеріали ДП “Львівський науково-дослідний і проектний інститут землеустрою”, літературні джерела.

Завдання досліджень полягало у вивченні причин ерозійної деградації ґрунтів, її діагностиці й оцінці, рекомендаціях заходів оптимізації використання ерозійно-деградованих ґрунтів. Об’єкт досліджень – сірі лісові ґрунти, сформовані на лесоподібних суглинках та їхні еродовані відміни. Предмет досліджень – морфологічні особливості, фізичні, фізико-хімічні і водно-фізичні властивості ґрунтів, їхня трансформація під впливом процесів водної ерозії.

Для вивчення ерозійної деградації сірих лісових ґрунтів Опілля використано такі методи: порівняльно-географічний, порівняльно-профільний, ґрунтових ключів, аналітичний, статистичний.

Сірі лісові ґрунти є модальними для території Опілля, займають площу 18,5 % від площі досліджуваного району (табл. 1). Приурочені до припіднятих слабохвилястих плакорних ділянок з сильно розчленованими ярково-балковою системою схилами. Головні масиви сірих лісових ґрунтів зосереджені в межах Бібрсько-Монастириського та Луго-Зубрівського пасм, менше – на Львівському плато та Поморянському пасмі. На схилах у структурі ґрунтового покриву переважають варіації різного ступеня еродованих сірих лісових ґрунтів, на які припадає 31,2% площі території досліджень (див. табл.1) [2].

Сірі лісові ґрунти на території Опілля здавна інтенсивно використовують у сільськогосподарському виробництві. Вони зайняті переважно під ріллею, присадибними землями, менше під лісами і кормовими угіддями. Посилене антропогенне навантаження на схилові землі спричинило інтенсифікацію процесів водної ерозії, призвело до ерозійної деградації ґрунтів.

Ерозійні процеси в межах Опілля є природно-антропогенними. Вони зумовлені як природними особливостями території (рельєф, ґрунтотворні породи, клімат), так і антропогенним фактором (вирубка лісів, розорення ґрунтів на схилах опільських пасм, тривалий

розвиток землеробства на ґрунтах легкого гранулометричного складу). Один з найголовніших проявів ерозійної деградації – механічне зменшення потужності ґрунтового профілю (механічна деградація).

Таблиця 1

Співвідношення площ досліджуваних ґрунтів в межах Опілля

Природні райони	Площа сірих лісових ґрунтів									
	загальна		з них							
			незмиті		слабозмиті		середньозмиті		сильнозмиті	
	км²	%*	км²	%**	км²	%**	км²	%**	км²	%**
Городоцько-Щирецький	135,7	17,3	121,4	89,5	12,1	8,9	1,4	1,0	0,8	0,6
Миколаївсько-Бережанський	390,5	19,0	249,8	64,0	67,9	17,4	50,9	14,0	21,9	4,6
Ходорівсько-Бучацький	363,8	18,5	241,3	66,3	62,5	17,2	41,3	11,4	18,7	5,1
Опілля	890,0	18,5	612,5	68,8	142,5	16,0	93,6	10,5	41,4	4,7

* Площа ґрунту (у відсотках) до площі досліджуваної території природного району, Опілля загалом;
** Площа ґрунту (у відсотках) до загальної площі сірих лісових ґрунтів

Діагностичний критерій механічної ерозійної деградації ґрунтів – втрати ґрунту (в міліметрах або сантиметрах) від еталона, що спричиняє зменшення потужності ґрунтового профілю. Шкалою нормативних параметрів ерозійної деградації ґрунтів є потужність змитої товщі щодо еталона [3]. За еталон приймали потужності генетичних горизонтів плакорних неродованих ґрунтів, зайнятих під ріллею. З урахуванням того, що в різного ступеня еродованих ґрунтах гумусово-елювіальний горизонт частково або весь змивається і перемішується з горизонтами, що залягають нижче, як показник еталона приймали глибину ілювіального горизонту Іе (або І), тобто глибину переходу між горизонтами Іе (або І) та Ір.

Відповідно до нормативних параметрів ерозійної деградації, сірі лісові слабозмиті ґрунти знаходяться у передкризовому стані, потужність змитого шару становить 12,3–14,2 см. У кризовому стані перебувають сірі лісові середньоеродовані ґрунти. Водною ерозією в них змито 21,5–29,2 см гумусованої товщі (табл. 2).

Таблиця 2

Зменшення потужності генетичних горизонтів ґрунту щодо еталона, см

Ґрунти	Ступінь деградації ґрунтів				
	I	II	III	IV	V
Городоцько-Щирецький природний район					
Сірі лісові незмиті	94,0 – еталон				
Сірі лісові слабозмиті	–	–	12,3	–	–
Сірі лісові середньозмиті	–	–	–	21,5	–
Миколаївсько-Бережанський природний район					
Сірі лісові незмиті	107,3 – еталон				
Сірі лісові слабозмиті	–	–	13,3	–	–
Сірі лісові середньозмиті	–	–	–	29,2	–
Ходорівсько-Бучацький природний район					
Сірі лісові незмиті	105,2 – еталон				
Сірі лісові слабозмиті	–	–	14,2	–	–
Сірі лісові середньозмиті	–	–	–	29,0	–

Примітка. I – нормальний (сприятливий стан), деградації немає; II – задовільний стан; III – передкризовий стан; IV – кризовий стан; V – катастрофічний стан.

За об’ємом змитого ґрунту та щільністю будови для земель різного екологічного стану розраховані втрати ґрунту з 1 га площі. Величина ерозійних втрат ґрунту в сірих лісових слабозмитих ґрунтах становить 1845,0–2087,4 т/га, у середньоеродованих – 3332,5–4621,2 т/ га [2].

З ерозійною деградацією ґрунтів пов’язані втрати гумусу, зміна гумусного стану ґрунтів, потужності гумусованої товщі. Пропорційно до цього знижується родючість ґрунту, його бонітет й екологічне значення. За одну катастрофічну зливу протягом найкоротшого часу, зі схилу може бути змита така кількість гумусу, на накопичення якої природа витратила віки і, навіть тисячоліття [5].

Діагностичним критерієм ерозійної дегуміфікації є зменшення вмісту гумусу у відсотках від еталона. За еталон прийнято середній вміст гумусу неродованих сірих лісових ґрунтів Опілля, зайнятих під ріллею. Згідно з результатами статистичної обробки, еталонний вміст гумусу в орному горизонті сірих лісових ґрунтів Городоцько-Щирецького природного району становить 2,34 %, Миколаївсько-Бережанського Опілля – 2,42 %, Ходорівсько-Бучацького району – 1,80 %. Сірі лісові слабозмиті ґрунти Городоцько-Щирецького та Миколаївсько-Бережанського природних районів зазнали середнього ступеня деградації, втрати гумусу становлять, відповідно 10,3 % і 15,7 % від еталону. У слабозмитих ґрунтах Ходорівсько-Бучацького Опілля встановлений слабий ступінь деградації за зменшенням вмісту гумусу, втрати останнього становлять 5,6 % від еталону. У кризовому стані знаходяться середньоеродовані відміни сірих лісових ґрунтів Городоцько-Щирецького та Миколаївсько-Бережанського Опілля, де вміст гумусу на 34,2–38,7 % менший від еталону. Середньозмиті ґрунти Ходорівсько-Бучацького природного району зазнали середнього ступеня деградації, втрати гумусу становлять 14,5% від еталону (табл. 3).

Таблиця 3

Оцінка рівня ерозійної деградації сірих лісових ґрунтів Опілля за втратою гумусу

Ґрунти	Ступінь деградації ґрунтів				
	I	II	III	IV	V
	<5	5–10	10–20	20–30	>30
Городоцько-Щирецький природний район					
Сірі лісові незмиті	2,34 – еталон				
Сірі лісові слабозмиті	–	–	10,3	–	–
Сірі лісові середньозмиті	–	–	–	–	34,2
Миколаївсько-Бережанський природний район					
Сірі лісові незмиті	2,42 – еталон				
Сірі лісові слабозмиті	–	–	15,7	–	–
Сірі лісові середньозмиті	–	–	–	–	38,7
Ходорівсько-Бучацький природний район					
Сірі лісові незмиті	1,80 – еталон				
Сірі лісові слабозмиті	–	5,6	–	–	–
Сірі лісові середньозмиті	–	–	14,5	–	–

Примітка. I – деградації практично немає; II – деградація слабка; III – деградація середня; IV – деградація висока; V – деградація надто висока (кризова).

У слабозмитих ґрунтах ерозійні втрати гумусу становлять 35,1–38,7 т/га, у середньозмитих – 51,3–66,1 т/га [2].

Основною причиною зменшення вмісту гумусу у ґрунтах є водна ерозія, унаслідок якої змиваються верхні гумусовані горизонти і в оранку залучаються нижні, менш гумусовані. Зменшення вмісту гумусу відбувається також через недостатнє внесення органічних добрив, емісію гумусованих часточок ґрунту разом з урожаєм, мінералізацію гумусу тощо. У 1990 р. в середньому по Україні на 1 га посівної площі вносилося 8,6 т органічних добрив, у 2011 р. – 0,5 т/га. На сьогодні цей показник у Львівській області становить 0,8 т/га, у Тернопільській – 0,5 т/га, в Івано-Франківській області – 2,1 т/га [4]. За розрахунками вчених для ведення

землеробства з бездефіцитним балансом гумусу слід вносити у середньому в лісостеповій зоні 10–12 т органічних добрив на 1 га посівної площі, а для відтворення гумусу внесення органічних добрив слід збільшити до 13–15 т/га [1].

Ерозійні процеси призводять до погіршення фізичних властивостей ґрунтів. Залучення в оранку щільних ілювіальних горизонтів спричинює ущільнення орних горизонтів і втрату структури. Зокрема, щільність будови в орному горизонті сірих лісових ґрунтів становить 1,39–1,43 г/см^3, слабозмитих – 1,42–1,50 г/см^3, середньозмитих – 1,47–1,55 г/см^3. За цією діагностичною ознакою, орним горизонтам еродованих ґрунтів властивий високий та кризовий ступінь деградації [1]. Висока щільність і, відповідно, низька водопроникність орних горизонтів, сприяють збільшенню поверхневого стоку й активізації процесів ерозії. Приорювання ілювіальних горизонтів у еродованих ґрунтах призводить до формування брилистої структури. У структурно-агрегатному складі орних горизонтів домінують агрегати розміром >10 мм, вміст яких становить 60–65 %. Погіршується і водостійкість структурних агрегатів, що зумовлено, перш за все, зменшенням вмісту гумусу [2].

Отже, результати досліджень сірих лісових ґрунтів Опілля свідчать про активізацію процесів ерозійної деградації схилових ґрунтів, які суттєво погіршують їхні властивості, знижують родючість, негативно впливають на екологічний стан довкілля. Враховуючи сучасний стан ґрунтового покриву Опілля, розвиток деградаційних процесів, пов'язаних з водною ерозією, першочергового значення набувають заходи, спрямовані на припинення або мінімізацію ерозії.

Досягнути позитивних результатів можна в разі застосування ефективних, науково обґрунтованих агротехнічних, меліоративних, агрономічних, протиерозійних й управлінських заходів.

З метою зменшення ерозійної деградації сірих лісових ґрунтів Опілля необхідне застосування системи протиерозійних заходів, перш за все, консервації сильноеродованих земель, впровадження ґрунтозахисних систем обробітку ґрунту. Доцільно провести ревізію структури посівних площ з метою вилучення просапних культур на схилах крутістю понад 3°, а також запровадити систему базового і кризового моніторингів за станом еродованих земель.

Список використаних джерел

1. Охорона ґрунтів: Підручник / під ред. М. К. Шикула, О. Ф. Гнатенко, Л. Р. Петренко, М. В. Капштик. – К.: Т-во "Знання", КОО, 2004. – 398 с.
2. *Павлюк Н. М.* Сірі лісові ґрунти Опілля: монографія / Н. М. Павлюк, В. Г. Гаськевич. – Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 322 с.
3. *Пшевлоцький М. І.* Ґрунти Сокальського пасма і їх агротехногенна трансформація / М. І. Пшевлоцький, В. Г. Гаськевич. – Львів: Вид. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2002. – 180 с.
4. Статистичний довідник: Довкілля України. – К., 2011. – 185 с.
5. Эрозия почв / под ред. Д. Д. Ноура. – Кишинев: Pontos, 2001. – 428 с.

* * *

УДК 631.442.5:631.411(477.83)

ОРГАНОГЕННІ ҐРУНТИ ЗАПЛАВИ РІКИ ЗАХІДНИЙ БУГ

Юрій Наконечний, Наталія Гонтар

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Україна, 79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41,
e-mail: kfgeogrunt@franko.lviv.ua

Органогенні ґрунти завжди привертали і привертають увагу вчених-ґрунтознавців. У них протікають притаманні тільки для гідроморфних ґрунтів елементарні ґрунтові процеси,

такі як торфоутворення, зрудніння, олівізація. Ці ґрунти володіють специфічними властивостями, які формуються у результаті постійного перезволоження, накопиченні, оторфовуванні та консервації решток вологолюбних рослин у ґрунтовій товщі.

Історія досліджень торфових боліт в Україні налічує близько 150 років. У 1873 р. почала роботу Західна експедиція під керівництвом І. І. Жилінського. У результаті проведених досліджень накопичено значний матеріал щодо гідрологічного режиму Полісся України, властивостей торфових ґрунтів, який було використано для проведення осушувальних меліорацій цієї території [4].

Проте внаслідок масштабного осушення торфових боліт, болотні ґрунти і торфовища деградували і спрацювались. На сьогодні ці процеси не припинились, а тільки посилюються. Особливо у результаті переосушення боліт інтенсивно поширюється процес пірогенної деградації торфів. Внаслідок сільськогосподарського освоєння органогені ґрунти швидко спрацьовуються, відбувається втрата торфової маси, їх деградація, погіршується екологічний стан території [1].

На сьогодні в Україні фактично відсутні наукові праці та дослідження щодо сучасного стану оторфованих земель. Дані великомасштабних ґрунтових обстежень 1957–1961 рр. характеризують лише географію органогенних ґрунтів і не відображають змін властивостей ґрунтів, шляхів сільськогосподарського використання, які відбулись у них за останні 50 років.

Метою наших досліджень було дослідження морфологічної будови, фізичних та фізико-хімічних властивостей торфовищ низинних неглибоких добрерозкладених осушених на сучасних алювіальних відкладах в заплаві ріки Західний Буг у межах Золочівського району Львівської області.

У процесі дослідження органогенних заплавних ґрунтів нами використані матеріали ґрунтових обстежень попередніх років, проведених Львівським інститутом землеустрою і кафедрою ґрунтознавства і географії ґрунтів Львівського національного університету імені Івана Франка та власних досліджень, які проводились у лабораторії загальноприйнятими методами.

Характерною особливістю цих ґрунтів є наявність потужної трав’яної підстилки на їх поверхні, які називають очіс. У морфологічній будові виділяються торфові горизонти різного ступеня розкладу органічної речовини. У тих випадках, коли органогенні ґрунти залягають у заплаві близько до русла ріки, то у товщі торфу можуть простежуватись горизонтальні шари алювіального піску білуватого або жовтуватого забарвлення. Під торфовими горизонтами залягає глейовий горизонт, підстелений ґрунтотворною породою.

Для органогенних ґрунтів характерною ознакою є наявність процесів оглеєння та олівізації, які морфологічно проявляються у присутності в профілі іржавих, сизих та зеленкуватих плям, або цілих глейових горизонтів [3].

Потужність торфу в досліджуваних ґрунтах коливається у межах 80–120 см. У карбонатних відмінах в результаті алювіальних процесів шари торфу чергуються з прошарками піску білувато-жовтого забарвлення.

У результаті проведених осушувальних робіт в заплаві ріки Західний Буг, рівень ґрунтових вод понизився, внаслідок чого верхні горизонти досліджуваних ґрунтів є переосушеними і можуть при сільськогосподарському використанні піддаватись дефляції, а нижні – сирими і знаходяться нижче рівня капілярної кайми.

Нижче подаємо морфологічний опис профілів досліджуваних ґрунтів.

Розріз № 1-Р закладений у межах низької заплави ріки Західний Буг в 300 м на південь від краю лісу і 100 м по перпендикуляру на північний захід від русла ріки Західний Буг в околицях села Руда-Колтівська Золочівського району Львівської області.

Трав’яний покрив суцільний (ромашка польова, осока, кропива, молочай).

Глибина розрізу – 110 см.

Оглеєння – з глибини 70 см.

Закипання від 10 % розчину HCl – з глибини 80 см.

Ґрунтові води – з глибини 110 см.

Назва ґрунту: торфовища низинні неглибокі добре розкладені осушені на сучасних алювіальних відкладах.

$Hd_{ор.}$, 0–3 см	Дернина;
T_1 3–22 см	Сильнорозкладений торф'яний горизонт, бурого кольору, свіжий, слабоущільнений, легкосуглинковий, нетривкої грудкуватої структури, велика кількість корінців рослин, включення піску, перехід помітний за кольором і щільністю;
T_2, 22–40 см	Середньорозкладений торф'яний горизонт, темно-сірий з буруватим відтінком, неоднорідний, вологий, щільний, важкосуглинковий, безструктурний, велика кількість напіврозкладених рослинних решток, перехід поступовий;
T_3, 40–80 см	Слаборзкладений торф'яний горизонт, темно-сірого забарвлення, у нижній частині дещо світліший, сирий, слабоущільнений, важкосуглинковий, безструктурний, дуже велика кількість слаборозкладених рослинних решток, перехід помітний за кольором;
Gltk, 80–110 см	Глейовий слабооторфований горизонт, білувато сірого кольору з темно-сірими заклинками торфу, мокрий, щільніший від попереднього, важкосуглинковий, безструктурний, велика кількість рослинних решток.

Розріз № 2-С закладений у межах низької заплави ріки Західний Буг у 80 м на захід від автомобільної дороги Підгірці-Золочів і 50 м по перпендикуляру на північ від русла ріки Західний Буг в околицях села Сасів Золочівського району Львівської області.

Трав'яний покрив суцільний (осока, пирій, хвощ польовий, павутиця, кропива, деревій).

Глибина розрізу – 150 см.

Оглеєння – з глибини 30 см.

Закипання від 10% розчину HCl – з поверхні.

Ґрунтові води – з глибини 150 см.

Назва ґрунту: торфовища низинні неглибокі карбонатні добре розкладені осушені на сучасних алювіальних відкладах.

Hd, 0–3 см	Дернина;
T_1k 3–30 см	Сильнорозкладений торф'яний горизонт, сірого забарвлення, свіжий, слабоущільнений, легкосуглинковий, нетривкої грудкувато-порохуватої структури, пісок, корінці рослин, перехід помітний за кольором та щільністю;
Tpkgl, 30–56 см	Сильнорозкладений торф'яний горизонт з малопотужними (1–2 см) прошарками піску, темно-сірий з білуватими прошарками та плямами оглеєння, вологіший ніж попередній, щільний, важкосуглинковий з супіщаними прошарками, безструктурний, зрідка корінці рослин, перехід помітний за кольором;
Ptkgl, 56–74 см	Білувато-жовтий пісок з темно-сірими прошарками торфу та іржавими плямами оглеєння, вологий, щільний, супіщаний, безструктурний, перехід різкий за кольором і щільністю;
T_2kGl, 74–124 см	Середньорозкладений торф'яний горизонт, темно-сірого забарвлення з буруватим відтінком, вологий, дуже щільний, важкосуглинковий, безструктурний, велика кількість напіврозкладених рослинних решток;
PkGl, 124–150 см	Материнська порода – пісок, світло-сірого кольору, сирий, слабоущільнений, піщаний, безструктурний, дрібна галька.

Досліджувані органогенні ґрунти характеризуються легкосуглинковим гранулометричним складом, який вниз по профілю важчає. У карбонатних відмінах спостерігаються супіщані прошарки алювіального піску.

Дослідження структурно-агрегатного складу торфовищ показали, що вони характеризуються доброю водостійкістю. Переважать агрегати розміром 0,5–2,0 мм (31–59 %). Вміст грудкуватої фракції є невисоким.

Щільність будови торфовищ є невисокою, що характерно для цих ґрунтів. У некарбонатних відмінах цей показник не перевищує 0,46 г/см^3, а у карбонатних становить 0,52 г/см^3. Щільність будови горизонтів із піщаними прошарками є вищою і коливається у межах 1,55–1,57 г/см^3.

Характерною ознакою досліджуваних ґрунтів є висока загальна шпаруватість. Причому у розрізі № 1-Р цей показник становить 76–87 %, а у розрізі № 2-С коливається у межах 78 %. Спостерігається зменшення загальної шпаруватості піщаних горизонтах карбонатних торфовищ (до 38–43 %). У міру збільшення вологості ґрунту, шпаруватість аерації цих ґрунтів закономірно знижується вниз по профілю.

При лабораторно-аналітичних дослідженнях торфу і торфових ґрунтів першочерговим й обов’язковим завданням є визначення зольності. Зольність характеризує вміст у загальній масі торфу мінерального залишку після повного згоряння торфу при температурі не вище 520 °С [4]. Встановлено, що зольність некарбонатних відмін є високою і становить 14–62 %, а карбонатних – значно нижчою (3–28 % у торфових горизонтах).

Закипання досліджуваних органогенних ґрунтів від 10 % HCl пов’язана з тим, що сучасні алювіальні відклади заплави ріки Західний Буг залягають на більш давніх верхньокрейдових відкладах, які представлені мергелями, вапняками та крейдою. У результаті впливу глибинної річкової ерозії русло ріки врізається в корінні породи, які ріка вимиває, а продукти руйнування під час повеней та паводків відкладає у межах заплави. А оскільки верхньокрейдові корінні породи є за своєю природою карбонатними, то це і слугує однією з причин карбонатності ґрунтів у заплаві ріки Західний Буг. Другою причиною є наявність у воді уламків мушель молюсків, які також при розливі ріки акумулюються в профілі ґрунтів [3]. Оскільки торфовища розрізу № 1-Р вийшли з режиму повеневості, то карбонатною залишилась тільки ґрунтотворна порода (52 % $CaCO_3$). Про наявність повеневого режиму торфовищ розрізу № 2-С свідчить наявність піщаних прошарків алювіального походження. Тому карбонати кальцію наявні в межах усього профілю (2–6 %).

Характерною особливістю досліджуваних ґрунтів є лужна реакція ґрунтового розчину. Підвищення лужності ґрунтів обумовлено впливом процесу оглеєння, яке спостерігається в органогенних ґрунтах. При тривалому процесі відновлення розвиваються морфологічні ознаки оглеєння у вигляді блакитних, зеленкуватих, сизих відтінків та іржавих плям. Проходить загальна гідрофілізація і пептизація глинистої фракції ґрунту. У верхніх горизонтах ґрунтового профілю появляються дрібні і великі конкреції оксидів Феруму і Мангану. У зв’язку з цим різко посилюється поглинання ґрунтом фосфат-іонів. Реакція оглеєних горизонтів під впливом десульфації і карбонатизації зміщується у бік більш підвищеної лужності внаслідок утворення карбонатів лугів [2]. Досліджувані торфовища характеризуються слаболужною реакцією ґрунтового розчину ($pH_{водне}$ 7,1–7,5). У карбонатних торфовищ розрізу № 2-С спостерігається збільшення лужності вниз по профілю і в горизонті PkGl реакція ґрунтового розчину є середньолужною ($pH_{водне}$ становить 7,7).

Отже, досліджувані органогенні ґрунти характеризуються унікальними властивостями і процесами, які визначають їхні екологічні функції і роль в природі. Проте під впливом сількогосподарської діяльності людини ці ґрунти швидко деградують, порушуючи екологічну рівновагу території. З метою збереження цих ґрунтів від можливих антропогенних впливів рекомендується проведення консервації земель, зайнятих торфовими ґрунтами. Необхідно реалізовувати нові, екологічно вивірені підходи щодо раціонального природокористування на заболочених землях.

Список використаних джерел

1. *Зайдельман Ф. Р.* Пирогенная и гидротермическая деградация торфяных почв, их агроэкология, песчаные культуры земледелия, рекультивация / Ф. Р. Зайдельман, А. П. Шваров. – М. : МГУ, 2002. – 168 с.
2. *Ковда В. А.* Процессы почвообразования в дельтах и поймах рек континентальних областей / В. А. Ковда // Проблемы советского почвоведения. – М., 1946. – № 14.
3. *Наконечний Ю. І.* Ґрунти заплави ріки західний Буг : монографія / Ю. І. Наконечний, С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2011. – 220 с.
4. *Трускавецький Р. С.* Торфові ґрунти і торфовища України / Р. С. Трускавецький. – Харків : Міськдрук, 2010. – 278 с.

* * *

ЗМІСТ

Стор.

СЕКЦІЯ “ФІЗИЧНА ГЕОГРАФІЯ, ЛАНДШАФТОЗНАВСТВО, ГЕОЕКОЛОГІЯ”

Василь Давидчук
ЛАНДШАФТНЕ ОБГРУНТУВАННЯ РЕАБІЛІТАЦІЇ ТЕРИТОРІЙ ВІЙСЬКОВОЇ ДІЯЛЬНОСТІ . . . 5

Олександр Лаврик
АНТРОПОГЕННІ ПАРАГЕНЕТИЧНІ ЛАНДШАФТНІ КОМПЛЕКСИ РІЧИЩА ТА ЗАПЛАВИ ПІВДЕННОГО БУГУ 7

Петро Чернега
ОСНОВНІ РИСИ ЛАНДШАФТІВ БУКОВИНСЬКОГО ПЕРЕДГІР’Я 12

Володимир Воровка
СИСТЕМОФОРМУЮЧІ ЗВ’ЯЗКИ ПРИАЗОВСЬКОЇ ПАРАДИНАМІЧНОЇ ЛАНДШАФТНОЇ СИСТЕМИ 14

Богдан Муха, Павло Шубер, Ірина Булавенко
ОСОБЛИВОСТІ ТЕМПЕРАТУРИ ПОВІТРЯ У ФАЦІЯХ ТЕРАСОВАНОГО ДНИЩА ДОЛИНИ РІКИ ПРУТ В МЕЖАХ ЧГС 18

Григорій Денисик, Леонід Стефанков
ПРИРОДНІ СТРУКТУРИ УКРАЇНИ 21

Ольга Чиж
ЗАПАДИНИ ЛІСОСТЕПОВИХ ПОЛІСЬ 23

Людмила Сорокіна
ДО КЛАСИФІКАЦІЇ СУЧАСНИХ ЛАНДШАФТНИХ КОМПЛЕКСІВ УКРАЇНИ 26

Вероніка Бовсунівська
ЛАНДШАФТНА СТРУКТУРА КЛЮЧОВОЇ ДІЛЯНКИ “ГАННОПІЛЬ” ХМЕЛЬНИЦЬКОЇ ОБЛАСТІ 31

Анатолій Мельник
ФАКТОРИ ФОРМУВАННЯ ТА МОРФОЛОГІЧНА СТРУКТУРА ЛАНДШАФТУ ОСТРОЗЬКА ПРОХІДНА ДОЛИНА 33

Ольга Киналь
ОСОБЛИВОСТІ ВІКОВОГО ХОДУ ЕЛЕМЕНТІВ КЛІМАТУ В УКРАЇНСЬКОМУ ПЕРЕДКАРПАТТІ 36

Катерина Позаченюк
СЕРЕДНЬОМАСШТАБНЕ КАРТОГРАФУВАННЯ СУЧАСНИХ ЛАНДШАФТІВ (НА ПРИКЛАДІ КРИМУ) 40

Анатолій Кривульченко
ДО ПИТАННЯ УДОСКОНАЛЕННЯ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНОГО РАЙОНУВАННЯ РІВНИННОЇ ЧАСТИНИ УКРАЇНИ 44

Любов Тимуляк
МЕТОДИКА ВИЗНАЧЕННЯ СТУПЕНЯ АНТРОПОГЕННОЇ ЗМІНЕНОСТІ ЛАНДШАФТНИХ КОМПЛЕКСІВ У МЕЖАХ УРБАНІЗОВАНИХ ТЕРИТОРІЙ 47

Ольга Рябоконь
СПЕЦИФІЧНІ ОЗНАКИ НАТУРАЛЬНО-АНТРОПОГЕННИХ ЛАНДШАФТІВ 53

Анастасія Сплодитель
ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ ТА РОЗВИТКУ ІЛЛІНЕЦЬКОГО МЕТЕОРИТНОГО КРАТЕРА 55

Іван Круглов, Тобіас Кюммерле, Ян Кнорн, Фолкер Раделофф, Олег Часковський, Патрік Гостерт
ГЕОЕКОЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ ДИНАМІКИ ЛІСИСТОСТІ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ПРОТЯГОМ 1988–2007 РОКІВ 59

Микола Дутчак, Світлана Дутчак
ВПЛИВ ДНІСТЕРСЬКОЇ ГІДРОТЕХНІЧНОЇ СИСТЕМИ НА ЛАНДШАФТНІ КОМПЛЕКСИ: ЇХ ВЛАСТИВОСТІ, ДИНАМІКУ І СТРУКТУРНУ ОРГАНІЗАЦІЮ 63

Володимир Воловик
САКРАЛЬНІ ЛАНДШАФТИ: ДО ПОСТАНОВКИ ПИТАННЯ 67

Вікторія Андрєєва
ОСОБЛИВОСТІ ВИДІЛЕННЯ ЛІСОТИПОЛОГІЧНИХ КОМПЛЕКСІВ БЕРЕЗИНСКОГО БИОСФЕРНОГО ЗАПОВІДНИКА 71

Галина Ходан
АНТРОПОГЕННІ ЗМІНИ ЛАНДШАФТНИХ КОМПЛЕКСІВ ХОТИНСЬКОГО РАЙОНУ (ЧЕРНІВЕЦЬКОЇ ОБЛАСТІ) 75

Юрій Буц, Алла Некос
РОЛЬ ТА МІСЦЕ ПОСТПІРОГЕННОЇ РЕЛАКСІЇ У ФУНКЦІОНУВАННІ ГЕОСИСТЕМ 78

Володимир Матвіїв
ІСТОРІЯ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА УНІКАЛЬНІ ГЕОКОМПЛЕКСИ ЧИВЧИН 82

Станіслав Придеткевич
РАЙОНУВАННЯ ЗООЦЕНОЗІВ АНТРОПОГЕННИХ ЛАНДШАФТІВ ПОДІЛЛЯ 84

Андрій Панін
ДИНАМІКА ДЕЯКИХ ГЕОСИСТЕМ ЗАХІДНОГО КРИМСЬКОГО ПЕРЕДГІР'Я 87

Юрій Яцентюк
ПАРАДИНАМІЧНІ І ПАРАГЕНЕТИЧНІ ЗВ'ЯЗКИ ТА ЛАНДШАФТИ 89

Дарія Холявчук
ТОПОКЛІМАТИ ДОЛИННИХ ЛАНДШАФТІВ СЕРЕДНЬОГО ДНІСТРА 91

Ольга Загульська, Ольга Лакома
ОСОБЛИВОСТІ ІНДИКАЦІЙНИХ ЗВ'ЯЗКІВ У ЛАНДШАФТНИХ КОМПЛЕКСАХ УРОЧИЩА "СТАВКИ" ЗАПОВІДНИКА "РОЗТОЧЧЯ" 95

Вікторія Канська
АНТРОПОГЕННІ ЗАПОВІДНІ ОБ'ЄКТИ В СТРУКТУРІ УНІКАЛЬНИХ ЛАНДШАФТІВ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІСТЕР'Я 99

Володимир Канський
ДО ПРОБЛЕМИ ТИПОЛОГІЇ ЛІСОВИХ АНТРОПОГЕННИХ ЛАНДШАФТІВ 101

Юрій Карпець
РОЛЬ ТЕКТОНІКИ ТА ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ У ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНОМУ ПОДІЛІ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ 105

Мирослав Проскурняк
МЕТОДИКА КАРТОГРАФІЧНОГО ДОСЛІДЖЕННЯ СТРУКТУРИ ЗАКАРСТОВАНИХ ЛАНДШАФТІВ 109

Ірина Булавенко
ПІДХОДИ ДО ВИВЧЕННЯ ПРОЦЕСІВ ФУНКЦІОНУВАННЯ ПТК 113

Сніжана Когайчук
ДЕКОРАТИВНИЙ ПЛОДОВИЙ САД ЯК РІЗНОВИД САДОВОГО ЛАНДШАФТУ 117

Володимир Біланюк, Ірина Койнова, Ігор Рожко, Євген Тиханович
ЛАВИННІ ТЕРИТОРІЇ СВИДОВЕЦЬКОГО МАСИВУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ 120

Григорій Хаєцький
ПРОБЛЕМИ ОПТИМІЗАЦІЇ ВОДНО-БОЛОТНИХ АНТРОПОГЕННИХ ЛАНДШАФТІВ ВІННИЦЬКОЇ ОБЛАСТІ 124

Галина Савка
ЛАНДШАФТНО-СОЗОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ – АКТУАЛЬНИЙ НАПРЯМ СУЧАСНОГО ЛАНДШАФТОЗНАВСТВА 127

Володимир Табунщик
ПОБУДОВА КЛІМАТИЧНИХ НІШ ДЕЯКИХ ЛАНДШАФТІВ РІВНИННОГО КРИМУ 129

Володимир Біланюк, Євген Тиханович
ЛАВИНОПРОЯВИ В ЛАНДШАФТІ БОРЖАВА 133

Олександр Голубцов
ОЦІНКА ПРИВАБЛИВОСТІ ЛАНДШАФТІВ ДЛЯ РЕКРЕАЦІЇ ТА ТУРИЗМУ У ЛАНДШАФТНІЙ ПРОГРАМІ ЧЕРКАСЬКОЇ ОБЛАСТІ 138

Лариса Міщенко
ПРОСТОРОВА ДИФЕРЕНЦІАЦІЯ ЛАНДШАФТНИХ КОМПЛЕКСІВ РІЗНОГО РАНГУ ТА ЇХ РАЙОНУВАННЯ (КАРПАТСЬКИЙ РЕГІОН І ЗАХІДНЕ ПОДІЛЛЯ) 142

Ірина Козинська
РЕГІОНАЛЬНІ ВІДМІНИ ТА ЗОНУВАННЯ ПРОМИСЛОВИХ ЛАНДШАФТІВ РЕГІОНУ ВИДОБУТКУ УРАНОВИХ РУД 145

Олександр Дєдов
ВИДІЛЕННЯ ТИПОЛОГІЧНИХ КАТЕГОРІЙ ЛУЧНО-ПАСОВИЩНИХ ЛАНДШАФТІВ НА ОСНОВІ ЇХ РОСЛИННОСТІ 148

СЕКЦІЯ “ГЕОМОРФОЛОГІЯ І ПАЛЕОГЕОГРАФІЯ”

Валентина Палієнко
ДО ПРОБЛЕМИ СТІЙКОСТІ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННИХ ГЕОМОРФОСИСТЕМ 152

Ярослав Кравчук
ФОРМУВАННЯ ЯРУСНОСТІ РЕЛЬЄФУ В СКЛАДЧАСТИХ ОБЛАСТЯХ 155

Михайло Клапчук
МЕТОДИКА ВИВЧЕННЯ ДИНАМІКИ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В БАСЕЙНІ ГІРСЬКОГО ПРУТУ 158

Андрій Богуцький, Роман Дмитрук, Андрій Яцишин, Олена Томенюк, Марія Ланчонт
СТАН ТА ПРОБЛЕМИ ДОСЛІДЖЕННЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ ЗАХОДУ УКРАЇНИ 162

Валентина Передерій
ОСОБЛИВОСТІ ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНИХ УМОВ СЕРЕДНЬОГО ПЛЕЙСТОЦЕНУ НА ТЕРИТОРІЇ УКРАЇНИ (ЗА ДАНИМИ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ ВІДКЛАДІВ) 165

Ярослав Хомин
СТРУКТУРНІ ОСОБЛИВОСТІ РІЧКОВИХ СИСТЕМ ЗАКАРПАТТЯ 169
Жанна Матвіїшина, Анатолій Кушнір
ДО ПИТАННЯ МОРФОГЕНЕЗУ ҐРУНТІВ ПІД КУРГАННИМ НАСИПОМ
ПІЗНЬОСАРМАТСЬКОГО ЧАСУ 174
Віталій Коржик
ПСЕВДОКАРСТ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ 177
Андрій Яцишин, Андрій Богуцький
СПІВВІДНОШЕННЯ АЛЮВІАЛЬНИХ ТА ГЛЯЦІАЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ
У РОЗРІЗАХ ТЕРАС БАСЕЙНУ ДНІСТРА 181
Жанна Матвіїшина, Сергій Дорошкевич,
Олександр Яковенко
НОВИЙ РОЗРІЗ СУБАЕРАЛЬНИХ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ БІЛЯ С. ВИШЕНЬКИ
В МЕЖАХ МЕЗИНСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО ПРИРОДНОГО ПАРКУ 185
Юрій Зінько, Юлія Зінько
КУЛЬТУРНО-ЕСТЕТИЧНА ОЦІНКА РЕЛЬЄФУ ЗАХОДУ УКРАЇНИ 189
Руслан Лиходід
ХАРАКТЕРНІ ОСОБЛИВОСТІ РОЗВИТКУ ЯРІВ ПРИАЗОВСЬКОЇ ВИСОЧИНИ 192
Галина Байрак
ОСОБЛИВОСТІ ДОСЛІДЖЕНЬ РУСЕЛ РІК ТА РУСЛОВИХ ПРОЦЕСІВ
ЗА ДОПОМОГОЮ МЕТОДІВ ДЗЗ 195
Олександр Процюк
РЕТРОСПЕКТИВНИЙ АНАЛІЗ РОЗВИТКУ КОНЦЕПЦІЇ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ СИСТЕМ 198
Ярослав Кравчук, Богуцький Андрій, Юрій
Зінько, Віталій Брусак, Оксана Шевчук
КОНЦЕПТУАЛЬНІ І МЕТОДИЧНІ ЗАСАДИ ФОРМУВАННЯ МЕРЕЖІ ГЕОПАРКІВ
В УКРАЇНІ 202
Олександр Комлєв
ЗНАЧЕННЯ ПАЛЕОГЕОМОРФОЛОГІЇ ДЛЯ РОЗВИТКУ ГЕОМОРФОЛОГІЇ І
ЗАГАЛЬНОЇ ТЕОРІЇ ЗЕМЛІ 207
Роман Гнатюк, Йозеф Суперсон
ДЕЯКІ ОСОБЛИВОСТІ БУДОВИ ТА ФОРМУВАННЯ НАДЗАПЛАВНИХ ТЕРАС
Р. БУГ У РАЙОНІ ВОЛИНСЬКОЇ ВИСОЧИНИ 211
Олег Багмет
АНАЛІЗ НОРМАТИВНИХ ДОКУМЕНТІВ БУДІВЕЛЬНОЇ ГАЛУЗІ УКРАЇНИ
В КОНТЕКСТІ РОЗВ'ЯЗАННЯ ІНЖЕНЕРНО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ЗАВДАНЬ 215
Андрій Богуцький, Петро Волошин, Роман Дмитрук,
Андрій Яцишин, Олена Томенюк, Марія Ланчонт
ГОЛОВНІ ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ РІВНИННОЇ
ЧАСТИНИ ЗАХОДУ УКРАЇНИ 218
Жанна Матвіїшина, Олександр Пархоменко,
Сергій Лисенко, Пшемыслав Макаровіч
ЗАПИС ПРИРОДНОГО СЕРЕДОВИЩА В КУРГАННОМУ МОГИЛЬНИКУ ВЕРХНЬОГО
ПОДНІСТРОВЯ (НА ПРИКЛАДІ ДОСЛІДЖЕНЬ КУРГАННОГО МОГИЛЬНИКА
БУКОВИНА В 2012 Р.) 222
Софія Комариця
КАРСТОВИЙ РЕЛЬЄФ ГАЛИЦЬКОГО РАЙОНУ ІВАНО-ФРАНКІВСЬКОЇ ОБЛАСТІ 225

Сергій Кармазиненко, Віктор Ветров
ПАЛЕОПЕДОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ НА ПАЛЕОЛІТИЧНОМУ МІСЦЕЗНАХОДЖЕННІ ПІОНЕРСЬКЕ-1 ЛУГАНСЬКОЇ ОБЛАСТІ 229

Ірина Цапок
ДЕЯКІ РЕГІОНАЛЬНІ ВІДМІННОСТІ СХИЛІВ БАГНЕНСЬКОЇ РІВНИНИ 234

Сергій Жилкін
ДОСВІД ЗАСТОСУВАННЯ МЕТОДІВ МОРФОСТРУКТУРНО-НЕОТЕКТОНІЧНОГО АНАЛІЗУ ПРИ ПОШУКАХ РОЗСИПІВ В ОРОГЕНАХ І НА ПЛАТФОРМАХ 237

Андрій Яцишин, Віктор Мік
ПРО ПОШИРЕННЯ ТА БУДОВУ РЕЛІКТОВИХ ЕОЛОВИХ ФОРМ В МЕЖАХ НАДСЯНСЬКОЇ УЛОГОВИНИ 240

Сергій Бортник, Наталія Погорільчук, Ольга Ковтонюк
ПЛАНЕТАРНІ ТА ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНІ МОРФОСТРУКТУРИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПУ ТЕРИТОРІЇ ЄВРОПИ 244

Роман Спиця
АНАЛІЗ ГЕОМОРФОДИНАМІЧНИХ І НЕОГЕОДИНАМІЧНИХ УМОВ ФУНКЦІОНУВАННЯ ЛІНІЙНИХ ПРИРОДНО-ТЕХНОГЕННИХ ГЕОМОРФОСИСТЕМ 249

Жанна Матвіїшина, Олександр Пархоменко, Євген Ногін
ПАЛЕОПЕДОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ДАВНІХ ПОСЕЛЕНЬ НА СУМЩИНІ 253

Надія Карпенко
РЕКРЕАЦІЙНА ГЕОМОРФОЛОГІЯ: ГОЛОВНІ ТЕНДЕНЦІЇ ПРИКЛАДНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ 257

СЕКЦІЯ “ҐРУНТОЗНАВСТВО І ГЕОГРАФІЯ ҐРУНТІВ”

Степан Позняк, Володимир Гаськевич, Микола Пшевлоцький, Ольга Телегуз
СУЧАСНИЙ СТАН, ОСОБЛИВОСТІ ВИКОРИСТАННЯ ТА ПРОБЛЕМИ ОХОРОНИ ҐРУНТІВ ЛЬВІВЩИНИ 261

Володимир Гаськевич
ВОДОПРОНИКНІСТЬ ҐРУНТІВ МАЛОГО ПОЛІССЯ 265

Новелла Драган
ДЕГРАДАЦІЙНІ ПРОЦЕСИ В ҐРУНТАХ КРИМУ 269

Андрій Кирильчук
ДОСЛІДЖЕННЯ РЕНДЗИН ЗАХІДНОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ 273

Валентина Нагірна
ЗЕМЕЛЬНІ РЕСУРСИ СТОЛИЧНОЇ ОБЛАСТІ І НАПРЯМИ ЇХ ДОЦІЛЬНОГО ВИКОРИСТАННЯ 276

Ігор Папіш
ПРОЦЕСИ ДИФЕРЕНЦІАЦІЇ МІНЕРАЛЬНОЇ РЕЧОВИНИ ЧОРНОЗЕМІВ ПАСМОВОГО ПОБУЖЖЯ 279

Григорій Мороз
ОСОБЛИВОСТІ ЕВОЛЮЦІЇ СТРУКТУРИ ҐРУНТОВОГО ПОКРИВУ СЕРЕДНЬО-СУХОСТЕПОВОГО ПЕДОЕКОТОНУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР’Я 284

Володимир Гаськевич, Микола Пшевлоцький, Марія Тиха
ДЕГРАДАЦІЙНІ ПРОЦЕСИ В ЧОРНОЗЕМАХ ОПІДЗОЛЕНИХ СОКАЛЬСЬКОГО ПАСМА 288

Марія Нецик
ТОРФОВІ ҐРУНТИ МАЛОГО ПОЛІССЯ: СУЧАСНИЙ СТАН, ПРОБЛЕМИ ВИВЧЕНОСТІ І ОХОРОНИ 292

Ольга Артєєва
АНАЛІЗ НЕОДНОРІДНОСТІ СТРУКТУРИ ГРУНТОВОГО ПОКРИВУ САКСЬКОГО РАЙОНУ 295

Роман Семащук
ІНІЦІАЛЬНІ РЕНДЗИННІ ҐРУНТИ УРОЧИЩА БІЛА ГОРА 300

Оксана Гаськевич
ФІЗИЧНА ДЕГРАДАЦІЯ ҐРУНТІВ ГОЛОГОРО-КРЕМЕНЕЦЬКОГО ГОРБОГІР'Я 303

Олена Луцишин
ОЦІНКА ДЕГРАДАЦІЙНИХ ПРОЦЕСІВ У ДЕРНОВО-ПІДЗОЛИСТИХ ҐРУНТАХ НАДСЯНСЬКОЇ РІВНИНИ 307

Юрій Онойко
МОРФОГЕНЕТИЧНЕ РІЗНОМАНІТТЯ ГАЛОГЕННИХ ҐРУНТІВ ПОДІВ МЕЖИРІЧЧЯ ДНІПРО-МОЛОЧНА 311

Павло Климович
ЗВОЛОЖЕНІСТЬ ЯК ПОКАЗНИК МЕЛІОРАТИВНОЇ ОЦІНКИ ПРИРОДНИХ ТЕРИТОРІАЛЬНИХ КОМПЛЕКСІВ 314

Ольга Сова
ВАЛОВИЙ ХІМІЧНИЙ СКЛАД ТЕМНО-СІРИХ ОПІДЗОЛЕНИХ ҐРУНТІВ СЯНСЬКО-ДНІСТЕРСЬКОЇ ВИСОЧИНИ 319

Володимир Пишкін, Валентина Кобечинська
ПАРЦЕЛЯРНА РІЗНОМАНІТНІСТЬ ҐРУНТІВ ГІРСЬКО-ЛІСОВИХ БІОГЕОЦЕНОЗІВ КАСТРОПОЛЬСКОГО АМФІТЕАТРУ ГОЛОВНОЇ ГРЯДИ КРИМСЬКИХ ГІР І ШЛЯХИ ЇЇ ЗБЕРЕЖЕННЯ 322

Наталія Батюк, Володимир Гаськевич
ЕРОЗІЙНА ДЕГРАДАЦІЯ СІРИХ ЛІСОВИХ ҐРУНТІВ ОПІЛЛЯ 325

Наконечний Юрій, Наталія Гонтар
ОРГАНОГЕННІ ҐРУНТИ ЗАПЛАВИ РІКИ ЗАХІДНИЙ БУГ 329

* * *

Наукове видання

ГЕОГРАФІЧНА НАУКА І ПРАКТИКА: ВИКЛИКИ ЕПОХИ

Матеріали міжнародної наукової конференції, присвяченої 130-річчю географії у Львівському університеті

(Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів, 16–18 травня 2013 р.)

У трьох томах. Том другий

Українською, англійською, російською, польською мовами

Відповідальні редактори:
доц. В. І. Біланюк, доц. Є. А. Іванов

Друкується за ухвалою Вченої ради географічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка. Протокол № 2 від 13 березня 2013 р.

Укладач: *Євген Іванов*
Дизайн обкладинки: *Ігор Дикий*

Підп. до друку 3.04.2013. Формат 60×81 1/8.
Папір друк. Друк різогр. Гарнітура Cambria.
Умовн. друк. арк. 40,2. Наклад 200 прим. Зам. ____

Видавничий центр
Львівського національного університету імені Івана Франка
79000, м. Львів, вул. Дорошенка, 41.

Надруковано з готових діапозитивів у друкарні ТзОВ “Простір М”
79000, м. Львів, вул. Чайковського, 27.