

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Національний аерокосмічний університет ім. М.Є. Жуковського
«Харківський авіаційний інститут»

Л. І. Кротенко, Т.О. Клочко

ЛАНДШАФТНА ЕКОЛОГІЯ

Харків «ХАІ» 2007

УДК 504. 54

Ландшафтна екологія / Л. І. Кротенко, Т. О. Клочко. – Конспект лекцій. – Харків: Нац. аерокосм. ун-т „Харк. авіац. ін-т”, 2007. – 127 с.

Розглянуто питання відносно природних систем і ландшафтно-екологічного підходу до їх аналізу. Дано визначення ландшафтних територіальних структур (хорологічна ландшафтна екологія) і вертикальних структур геосистеми (процесна ландшафтна екологія). Викладено питання динаміки і еволюції геосистем, описано соціально-економічні функції геосистем та антропогенні навантаження, стійкість геосистем до антропогенних навантажень.

Для студентів фаху „Екологія і охорона навколишнього середовища”.

Іл. 20. Табл. 1. Бібліогр.: 8 назв

Рецензенти: канд. геол.-мінералог. наук М. Ю. Журавель,
А. В. Щуцький

© Національний аерокосмічний університет ім. М. Є. Жуковського
«Харківський авіаційний інститут», 2007 р.

ВСТУП

У цьому виданні викладено фундаментальні теоретичні положення ландшафтної екології.

Найбільш ефективною моделлю екологічної освіти визнана змішана модель, яка припускає сполучення двох підходів: аспектне вивчення екологічних проблем у багатьох предметах (екологізація змісту) і загальний їх розгляд у спеціальних інтегрованих навчальних дисциплінах, які вивчають навколишнє середовище.

Очевидно, що в екологічній освіті є питання, які можуть і мають бути розглянуті тільки фізиком, тільки хіміком або тільки біологом. Усі ці дисципліни включають екологічні розділи. Але вивчення екології на цьому рівні не може бути достатнім, хоча вирішення питання інтеграції різноманітних аспектів екологічної освіти знаходиться на поверхні і необхідно лише знайти ланку, яка з'єднає всі екологічні напрями. Територія може вважатися за таку зв'язуючу ланку.

Наукою, яка вивчає територіальні особливості розвитку і перебігу найрізноманітніших процесів і явищ, є ландшафтознавство. На перетині ландшафтознавства і екології утворився новий напрям – ландшафтна екологія. Її підходи дозволяють прослідкувати горизонтальні зв'язки, які відображають просторову взаємодію природних явищ, і вертикальні взаємовідносини між явищами в рамках визначеного екотопа (або екосистеми). Це дає змогу одержати конкретне уявлення про специфіку території, її місце в системі регіональних і глобальних біосферних процесів.

Ландшафтна екологія – молода наука, що переживає етап бурхливого розвитку. Поглиблюються її базові теоретичні концепції, народжуються нові, критично переглядаються ті, які існують, активно залучаються положення суміжних наук, передусім ландшафтознавства і екології, розширюються сфери ландшафтно-екологічних досліджень та їх практичних застосувань. Усе це зумовлює появу в ландшафтній екології численних ідей та теоретичних положень, які ще недостатньо апробовані або не встигли набути широкого визнання, але в найближчому майбутньому можуть стати ключовими у цій науці.

Поряд з терміном «ландшафтна екологія» існує також термін

«геоекологія». В англomовних країнах користуються майже виключно першим (Landscape Ecology), в Німеччині, Швейцарії — обома (Landschaftsecologie, Geoeologie), що також поширено в літературі слов'яномовних країн. Фактично обидва ці терміни фіксують одну науку (К. Троль використовував їх як рівнозначні; як синоніми подані вони і в тлумачному словнику термінів «Охорона ландшафтів», підготовленому міжнародним колективом географів східноєвропейських країн). Проте термін «ландшафтна екологія» набув більшого вжитку, зафіксований у назвах міжнародних асоціацій і регулярних конференцій. До того ж він більш конкретний і досить точно відповідає змісту науки, визначення якої було наведено раніше. Останнім часом термін «геоекологія» почали вживати геологи, розуміючи під ним вирішення природоохоронних проблем методами геології. У такому значенні ці терміни мають досить різний зміст.

У конспекті викладено загальні положення та концепції ландшафтної екології, які є базовими для неї і здебільшого однозначно сприймаються науковцями. Окремі нові проблеми та концепції їх розробки розглянуто лише в загальних рисах.

1. ЛАНДШАФТНА ЕКОЛОГІЯ ЯК НАУКА

Ландшафтна екологія виникла на стику двох наук – географії й екології.

Із середини ХІХ ст. російська географічна наука починає відчувати піднесення через виниклу необхідність раціонального розподілення промислового виробництва, більш комплексного розміщення природних ресурсів, перерозподілу виробничих сил.

Основні проблеми того часу: оцінка земельних угідь, удосконалення методів народного господарства, боротьба з посухою тощо.

На цьому фоні розвиваються географічні дослідження. Велика роль у цьому належить «Вільному економічному суспільству Росії» (1882 – 1892) під керівництвом В. В. Докучаєва .

Заслуга В. В. Докучаєва полягає у тому, що він всебічно розробив ідею взаємозв'язку природних компонентів і, завдяки цьому взаємозв'язку, виклав теорію формування певних матеріальних об'єктів. Основним з них він вважав ґрунт.

У 1896 р. В. В. Докучаєв запропонував виділяти природні зони в європейській частині Росії. До виникнення ідеї про зональність вивчалися лише окремі природні тіла: мінерали, гірські породи, рослини, але увага приділялась не їх співвідношенням, не тому генетичному зв'язку, що існує між природними компонентами. Цей вчений сформулював наукове уявлення про закономірні зв'язки між різними компонентами природи, зрозумів необхідність вивчення природи як цілого. Було встановлено, що в кожній географічній зоні існує свій, особливий закономірний зв'язок між явищами природи.

Г. М. Висоцький установив певні зв'язки між вологістю клімату й місцем розташування певної території, мікрорельєфом і перерозподілом вологи, характером циркуляції ґрунтових вод («крові землі») і геологічною будовою.

У 1913 році Г. Ф. Морозов сформулював свої погляди на сутність географічного ландшафту. Він вважав, що ландшафти, або географічні індивідууми, – це природні одиниці, на які розпадається природа будь-якого місця на земній кулі. Ландшафти являють собою фокуси або вузли, в яких схрещуються взаємні впливи: загального й місцевого клімату, рельєфу й геологічних умов, рослинності й тваринного світу тощо.

Першим визначення терміна «ландшафт» дав Л. С. Берг: «Під природним ландшафтом варто мати на увазі області, подібні за переважним характером рельєфу, клімату, рослинного й ґрунтового покриву». Висловивши ідеї про ландшафт, Берг сповістив про народження нової науки – ландшафтознавства.

Із середини ХІХ ст. у географію почали впровадитися ідеї вивчати науку про природу як єдине ціле; було доведено, що характер зв'язків між природними компонентами обмежений територіально; були виділені природні територіальні комплекси.

Природний територіальний комплекс (ПТК) – це індивідуальна неповторна територіальна одиниця, що характеризується деякою однорідністю комплексу взаємозалежних і взаємодіючих природних компонентів (геологічні структури рельєфу, клімат, води, ґрунти, рослинність, тваринний світ).

У сучасному трактуванні *ландшафт* – генетично однорідний природно-територіальний комплекс, що характеризується відносною єдністю рельєфу з породами, які його утворюють, ґрунту, клімату, вод, живих організмів і який перебуває під впливом людини.

Ландшафт – land – земля, shaft – суфікс, що виражає взаємозв'язок. У німецькій літературі термін «ландшафт» іноді замінюють термінами «рельєф», «клімат» (наприклад, клімат російської рівнини, рельєф Карпат). Термін «ландшафт» запозичений із загальнолітературної мови, де він означає пейзаж, картину природи, місцевість. У науці він став використовуватись для назви однорідної ділянки географічної оболонки, що створилася у ході еволюції й відрізняється закономірним сполученням тіл і явищ. *Ландшафт* – один з видів географічних систем. У ландшафтній екології термін *ландшафт* замінений терміном *геосистема*.

Ландшафтна екологія (екологія ландшафтів, геоекологія). Цей термін ввів у 1936 р. К. Троль, щоб відобразити доцільність об'єднання двох підходів – *горизонтального*, що полягає у вивченні просторової взаємодії природних явищ, і *вертикального*, що полягає у вивченні взаємин між явищами в рамках певної екосистеми.

Екосистема – екологічна система, тобто система, в якій елементами виступають, з одного боку, організми, їх групи, або сукупності (особини, види, популяції), з іншого боку – середовище, сукупність факторів їх перебування. Наприклад, сукупність усіх організмів, що становлять *біом*, а також розумних відносин, які їх зв'язують один з одним і всіма їх взаємодіями із середовищем.

Біом – зональний тип рослинності із фауною, яка йому властива (лісовий біом, степовий біом тощо).

Термін *ландшафтна екологія* використовується для позначення таких робочих напрямків:

- вивчення ландшафтів шляхом аналізу екологічних відносин між рослинністю й середовищем;
- вивчення структури й функціонування ПТК на топологічному рівні;

- вивчення взаємодії складових частин ПТК і впливу суспільства на природну складову ландшафтів шляхом аналізу балансів речовин і енергії.

Під екологією ландшафтів розуміють дослідження лише природних (існуючих або потенційно можливих) складових ландшафту; у цьому випадку говорять про геоекологічні типи ландшафту, тобто про типи природних, незмінних, відновлених або потенційних ландшафтів.

Наука, яка є другою складовою частиною «ландшафтної екології», називається екологією.

Екологія (від грецького *oikos* – будинок, місце, *logos* – наука). Цей термін, уведений в 1869 р. Геккелем, спочатку позначав розділ біологічної науки про взаємини організмів рослинного і тваринного світу та середовища.

Різнманітні висловлення про зміст терміна *екологія* можна об'єднати в чотири основні групи визначень:

1. Екологія – одна з біологічних наук, що досліджує взаємини між організмами й середовищем (*аутекологія* – про взаємозв'язки із середовищем окремих видів і *синекологія* – *syn* – „разом” про взаємини співтовариств рослин, тварин, мікроорганізмів із середовищем).
2. Екологія – комплексна наука, що синтезує всі природньоісторичні знання і висновки суспільних наук про природу та взаємодії природи й суспільства.
3. Екологія – особливий загальнонауковий підхід до дослідження проблем взаємодії організмів, біологічних систем і середовища (екологічний підхід).
4. Екологія – сукупність наукових і практичних проблем взаємодії людини й природи (екологічні проблеми).

1.1. Природні системи

Поняття природної системи. Під «природною системою» розуміють певну безліч елементів природного походження. Існуючі між ними зв'язки зумовлюють прояви таких якостей природи, які без взаємодії елементів були б неможливі.

Природні системи дуже різноманітні. Серед них є такі, до складу яких входять елементи з усіх компонентів природного середовища: маси земної кори, атмосфери, поверхневих і ґрунтових вод, рослинного й тваринного світу, мікроорганізмів. До цього класу природних систем, які можна назвати полігеокомпонентними, відносять: *геосистеми*, які вивчає сучасне ландшафтознавство, *екосистеми* – предмет вивчення екології, *біогеоценози* – їх вивчає біогеоценологія.

На планетарному рівні полігеокомпонентні системи вивчає загальне землезнавство, де предметом вивчення є географічна оболонка.

Ландшафтна екологія досліджує полігеокомпонентні природні системи переважно топічного й регіонального рівнів (у діапазоні масштабів $10^{-1} - 10^5$ км²). Історично склалися два наукових підходи до їх вивчення – ландшафтний і екологічний. Результатом їх синтезу став ландшафтно-екологічний підхід.

Ландшафтний підхід – концепція природних територіальних комплексів. Для ландшафтного підходу до дослідження природної реальності характерне уявлення простору як сукупності територіальних одиниць, у межах яких компоненти природного середовища (геокомпоненти) протягом тривалого розвитку пристосовувались один до одного, тісно взаємопов'язані і являють собою єдине ціле. Як ціле вони реагують і на антропогенні навантаження. Такі територіальні одиниці в ландшафтознавстві називають природними територіальними комплексами (ПТК) або геосистемами.

Основні риси природних територіальних комплексів:

1. ПТК – геосистема, яка сприймається ландшафтознавцем як певна ділянка земної поверхні, що виділилась у процесі взаємного пристосування геокомпонентів і відрізняється від інших таких ділянок якісним складом геокомпонентів і характером зв'язків між ними.
2. Територіальність ландшафтного підходу зумовила застосування карт. На відміну від цього для еколога карта – це екзотичний інструмент.
3. Ієрархічність ПТК (виділяють ПТК різних рангів – від елементарного екотопа до складніших (географічної оболонки в цілому). Розроблено критерії виділення ПТК (в екології ці проблеми не вирішуються).
4. Увага до генетичної суті ПТК. Наприклад, бажання встановити, який ґрунт пов'язаний із даною геологічною породою в умовах певного клімату, і чому саме ця рослинність перебуває на цьому ґрунті.
5. Значний інтерес до динаміки геосистем, фізико-географічних процесів (теплових потоків, транспірації, стоку) і міграції-акумуляції хімічних елементів (геохімії ландшафтів).
6. Біопродукційні процеси розглядають не з процесної, а з просторової точки зору.
7. Жоден із геокомпонентів у геосистемі не розглядається як деякий центр системи. Модель геосистеми поліцентрична, у неї немає ядра, на яке впливають усі інші компоненти (рис. 1).

Екологічний підхід – концепція екосистеми. Під екологічним сприймається кілька різних підходів залежно від того, що розуміється під екологією і її предметом вивчення.

Модель екосистеми – моноцентрична. Як і геосистему, її становлять ті ж самі геокомпоненти. Але в більшості визначень екосистеми вказується на те, що один із геокомпонентів виконує роль центру («хазяїна»), а інші розглядаються як його «будинки», «навколишнє середовище», тобто як компоненти, що впливають на «центр» і визначають його стан і можливість існування.

Залежно від мети дослідження в ролі «центру» екосистеми виступають різні компоненти, причому не тільки природного середовища (наприклад, екосистема міста). Концептуальний зміст екосистеми не зміниться, якщо в центр поставити не біокомпонент, а, наприклад, ґрунт, як це зазначено на рис. 1.

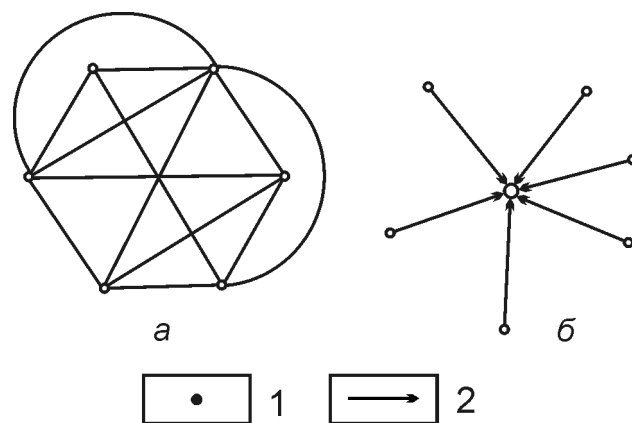


Рис.1. Принципові моделі гео- і екосистеми за Преображенським: а – модель геосистеми; б – модель екосистеми; 1 – геокомпоненти; 2 – зв'язки між ними

Характерною рисою екосистеми є відсутність рангів. Як екосистему можна розглядати й краплю води, й озеро, й територію з невизначеними межами, що займає певна популяція. Тут проглядається другорядність територіального аспекту. В екологічному аналізі важливі не розміри системи, а процеси, які в ній відбуваються. Особлива увага приділяється біотичним процесам, а з абіотичних аналізуються тільки ті, які безпосередньо пов'язані із центром екосистеми.

При аналізі компонентів екосистеми акцент робиться не на їх властивості, а на функції, які вони виконують.

Ландшафтно-екологічний підхід. Інтеграція різних наук виправдана й відбувається при виконанні трьох умов: принципової можливості інтеграції, її доцільності та приблизно однаковим рівнем розвитку та ступенем загальності контактуючих наук.

Принципова можливість інтеграції ландшафтного й екологічного підходу в один передбачає:

- загальний об'єкт аналізу;
- загальні принципові наукові завдання (пізнання взаємодії природних компонентів між собою й людиною);
- спільність багатьох методів дослідження;
- близькість базових концепцій (геосистем та екосистем).

Доцільність інтеграції. Інтеграція доцільна, коли в кожній контактуючій науці є питання, які не можна розв'язати один без одного.

Однаковий ступінь розвитку контактуючих наук. Екологія й ландшафтознавство виникли майже одночасно (концепція екосистеми була розроблена А. Тенсли в 1935 р., а оформлена в 1950 р.; Берг в 1935 р. сформулював концепцію ландшафту, а в 50-х роках вона була теоретично завершена). Далі ці науки розвивались синхронно.

Ландшафтна екологія є продуктом часткової інтеграції ландшафтознавства й екології. Вона використовує тільки частину теоретичних положень і дотепер істотно трансформується. Це спричиняється формуванням оригінального концептуально-теоретичного базису самостійної науки ландшафтно-екології на стику ландшафтознавства й екології, які залишаються самостійними науками зі своїми теоретичними концепціями й методами.

Особливості ландшафтно-екологічного підходу:

1. Ландшафтна екологія у своїх дослідженнях використовує і полісистемний (геосистемний), і моносистемний (екосистемний) підходи, причому, на відміну від екології, в центрі цієї системи можуть бути не тільки біотичні, а й інші компоненти.
2. Ландшафтній екології властивий акцент на процесному функціональному аналізі геосистем, що насичені різними динамічними процесами, які взаємодіють із середовищем і між собою. Згідно зі специфікою цих процесів і виділяють геосистеми.
3. Ландшафтна екологія досліджує системи не вище регіонального просторового рівня. Основна увага приділяється зовнішнім, особливо антропогенним факторам.
4. Центрованість на проблемі взаємодії людини із природними системами. Такі проблеми, як стійкість геосистем, прогнозування, нормування антропогенних навантажень та інші, мають прикладну спрямованість.

На першому міжнародному конгресі з ландшафтно-екології (Нідерланди, 1981 р.) учений У. Зонефельд опитав 20 ландшафтних екологів: „Що вони розуміють під своєю наукою?“ Із цього приводу виділилися основні групи визначень ландшафтно-екології:

- наука, що досліджує взаємодію природних компонентів у ландшафті (екологія на рівні ландшафту);

- наука, предметом якої є територіальні одиниці як цілісні системи і основний науковий підхід є не аналіз, а синтез;
- ландшафтна екологія як прикладна екологія.

1.2. Геосистема як предмет ландшафтної екології

Починаючи з 60-х років, у географії й екології популярності набув системний підхід. Предмети своїх досліджень – ПТК і екосистеми – екологи стали трактувати як системи, знаходити їх системні властивості й описувати в термінах системного підходу.

У 1963 р. вчений В. Б. Сочава ввів термін «геосистема». З погляду В. Б. Сочава: «Геосистема – це особливий клас керуючих систем, земний простір усіх розмірностей, де окремі компоненти природи перебувають у системному зв'язку один з одним і як певна цілісність взаємодіють із космічною сферою й людським суспільством».

Під родинним поняттям системи розуміють сукупність елементів, що перебувають у відносинах і зв'язках між собою і утворюють певну цілісність і єдність.

Основні положення, концепції геосистеми:

1. Геосистема – матеріальний об'єкт; її становлять природні елементи, а антропогенні елементи й людина розглядаються як зовнішнє середовище.
2. Геосистемою вважається як елементарна ландшафтна одиниця (*фація, геотоп*), так і геосфера в цілому.

Фація – найменший природний територіальний комплекс, на всьому протязі якого зберігається один літологічний склад порід, характер рельєфу або форм мікрорельєфу, характер зволоження, один клімат, одна ґрунтова різниця й один біоценоз. Фація є синонімом терміна *геотоп*.

Біоценоз (термін уведений К. Мебіусом у 1877 р.) – це сукупність рослин, тварин і мікроорганізмів, що має певний склад і сформований характер взаємин між собою й із середовищем.

Біогеоценоз – це сукупність на визначеному протязі земної поверхні однорідних природних явищ (атмосфери, гірських порід рослинності, тваринного світу тощо), які мають особливу природу взаємодій цих складових її компонентів і визначений тип обміну речовинами та енергією між собою й іншими явищами природи.

3. Геосистема виділяється як обсяг простору, в межах якого геокомпоненти мають специфічний характер усіх типів зв'язків та існує тільки один об'єктивний варіант поділу простору на геосистеми.

4. Геосистема – категорія динамічна й проявляється за певний проміжок часу.

Ландшафтна екологія розглядає тільки природні системи. Виходячи із трактування геосистеми як загального поняття, можна дати широке її визначення: *геосистема – клас полігеокомпонентних природних систем, які виділяються з реального тривимірного фізичного простору як його певний обсяг (реальний чи уявний), у межах якого протягом певного інтервалу часу природні елементи й процеси завдяки існуючим між ними та зовнішнім середовищем відносинам певного типу (генетико-еволюційним, позиційним, матеріально-потоківим та ін.) упорядковуються у відповідні цим відносинам структури з характерними інваріантними ознаками та динамічними змінами.*

Під *інваріантністю* розуміється «властивість незмінності стосовно будь-якого перетворення». В основі цього поняття лежить подання про сукупність властивостей геосистеми, які зберігаються незмінними при перетворенні тої або іншої категорії геосистем.

Інваріантними є властивості геосистеми (будь-якого рангу), що залишаються практично незмінними в процесі трансформації під впливом зовнішніх чинників. Кожний з інваріантів, зрештою, піддається перетворенням, але не в порядку динаміки, а в процесі еволюційного розвитку. Знаючи інваріант, можна оцінити ступінь зміни ландшафту. Якщо інваріант збережений, можна стверджувати про повернення ландшафту в первісний стан.

Загальні властивості геосистем. Однією з властивостей геосистеми є територіальність, тобто просторовість. Кожна геосистема описується метричними показниками (площею, лінійними розмірностями) і топологічними (характеризують положення геосистеми стосовно інших геосистем або об'єктів іншої природи). Територіальність дає можливість використовувати географічні карти.

Геосистема є просторовою. Однак просторовість властива багатьом класам систем і в цілому не вимагає залежності характеристик систем від місця розташування й розмірів території. Структурні, динамічні й інші особливості геосистем дуже залежать від того, яку саме територію (ділянку) земної поверхні вона займає.

Лінійні розміри геосистем найменших рангів – кілька метрів, а географічної оболонки, якщо її розглядати як геосистему, – 10^7 - 10^8 м по горизонталі й 10^3 - 10^4 м – по вертикалі. У такий спосіб інтервал становить 10^0 - 10^8 м. Виділено 6 рівнів просторового геосистемного аналізу:

- субтопічний (10^0 - 10^1 м²),
- топічний (10^2 - 10^4 м²),
- хоричний (10^4 - 10^8 м²),
- регіональний (10^8 - 10^{12} м²),
- субглобальний (10^{12} - 10^{14} м²),
- глобальний (10^{14} - 10^{16} м²).

Поліструктурність. Оскільки в системі можуть бути відносини різних типів, то і з'єднання між елементами буде різним, тобто в одній системі буде кілька структур.

Загальні аспекти аналізу геосистеми:

- вертикальний (топічний), де елементами виступають різні фізичні тіла геоконпонентів, а відносини - це вертикальні потоки різних речовин і енергії;
- територіальний (хоричний); його елементами є геосистеми нижчого рангу, ніж досліджувана, а відносинами є горизонтальні потоки між ними, позиційні та генетико-еволюційні залежності;
- тимчасовий (динамічний), елементи якого – це окремі інтервали часу, а відносини – послідовність їх змін.

Кожний із загальних аспектів геосистеми реалізується в конкретніших формах. Наприклад, у рамках територіального аспекту досліджуються такі типи відносин, як зв'язок геосистем потоками води, повітря, міграції хімічних елементів із водою й повітрям, міграції тварин, їх позиційні й генетико-еволюційні зв'язки.

Відповідно до цих типів відносин існують і різні типи територіальних структур. Конкретизація аспекту аналізу веде до конкретизації поняття її структури.

Ефективним підходом структурного аналізу є модульний аналіз. *Модуль системи* – сукупність усіх її елементів, які зв'язані безпосередньо з якимсь одним елементом або з якоюсь групою (рис.1). Модуль є моноцентричною структурою (класична модель екосистеми), тобто в геосистемі можна виділити як мінімум стільки модулів, скільки елементів (ядром будуть вважатися ґрунт, атмосфера, фітоценоз (рослинний світ) або ґрунтово-рослинний комплекс).

Складність. Складними вважаються системи, що сформовані безліччю елементів різних типів, між якими існують різноманітні зв'язки. Ознакою складності вважається неоднозначність реакції на вплив зовнішніх факторів. Прикладом можуть бути елементи вертикальних структур, які є різними за фізичним станом (тверді, рідкі, газоподібні), хімічним складом, наявністю й формою органічного життя, функцією, положенням у геосистемі. Зв'язки між ними теж різноманітні. Складність геосистем спричиняє складність їх аналізу.

Взаємодія між безліччю різнорідних елементів, навіть за умови точних вимірів, призводить до похибки при оцінці деяких інтегральних, безпосередньо не вимірюваних величин (показників) складної системи (стійкість, прогноз оцінки, ступінь ефективності).

Цілісність – властивість системи, яка проявляється в тім, що виключення з неї певного компонента призводить до її кардинальної

перебудови або до загибелі, а цей компонент окремо від системи існувати не може, тому що він якісно змінюється.

Наприклад, позбавлення геосистеми ґрунту призводить до її трансформації в цілому – вона не може мати рослинності, зникає трофічна структура, формуються специфічний водний, радіаційний, геохімічний та інші режими.

Відкритість. Відкритою є система, частина елементів якої має зв'язок з елементами, які до цієї системи не належать. Елементи останнього типу – це зовнішнє середовище геосистеми, а зв'язки, які йдуть від них до системи – вхідні зв'язки (входи), зовнішні сигнали. Зворотні зв'язки – вихідні (виходи, відгуки). *Закриті системи* – це такі системи, в яких немає зовнішніх зв'язків, тобто вони не залежать від зовнішнього середовища (хоча таких практично в природі немає).

Динамічність. Динамічними називають системи, значення характеристик яких змінюються в часі.

У різні проміжки часу геосистема може перебувати в неоднакових станах. Опис геосистеми передбачає виявлення цих станів і послідовність цих змін. Згідно з просторово-територіальною точкою зору, геосистема вичленовується як деякий територіально-локалізований об'єм. Відповідно до часового поняття, геосистема – це певний інтервал часу, протягом якого вона виявляє свої основні особливості.

Важливою особливістю геосистеми є те, що різні її характеристики змінюються в часі з різною частотою. Прийнято розрізняти добову, сезонну й багаторічну динаміку.

Ландшафтна екологія досліджує зміни в геосистемі в інтервалі від декількох хвилин до декількох тисяч років.

Стійкість геосистеми проявляється в багатьох формах і дає їй можливість протистояти зовнішнім впливам (зокрема, антропогенним), зберігати при взаємодії із зовнішнім середовищем свою цілісність та інші властивості. Нестійкі геосистеми замінюються на більш стійкі. Стійкість зумовлена генетикою і еволюцією. В процесі еволюції, шляхом пристосування геокомпонентів і контактуючих геосистем один до одного, формуються їх стійкі взаємини й структури. В умовах антропогенного втручання рівновага в геосистемі часто порушується, розвиток деградованих процесів (ерозія ґрунту, забруднення) є результатом втрати ними стійкості до антропогенних навантажень. Оцінка стійкості – важливий показник геосистеми.

Стохастичність. Стохастичними називаються системи, в яких залежність між їх характеристиками й зв'язки із зовнішнім середовищем не жорстко детерміновані (функціональні), а статистичні (імовірнісні). Одна з причин полягає в безпосередній взаємодії між елементами геосистеми: елемент «А» діє на елемент «В», «В» – на «С» тощо. Такі ла-

нцюжки можуть бути дуже довгими, і чим довше ланцюжок, тим менш тісними й однозначнішими стають зв'язки між крайніми елементами.

На геосистему діє багато факторів імовірнісної природи (наприклад, опади), що зумовлює імовірнісний характер її динаміки та еволюції.

Стохастичність систем проявляється в статистичному (імовірнісному, корелятивному) характері зв'язків між окремими ознаками (наприклад, між продуктивністю, гумусністю й сумою опадів), відсутністю твердої прихильності одного геокомпонента до іншого (наприклад, прихильність одного виду рослинного сімейства до одного певного виду ґрунту), імовірнісний характер динаміки, неоднозначність зміни геосистеми при визначених антропогенних навантаженнях. Основні методи дослідження – це теорія ймовірності та методи математичної статистики.

2 ВЕРТИКАЛЬНІ СТРУКТУРИ ГЕОСИСТЕМ: СКЛАД І ДЕКОМПОЗИЦІЯ (ТОПІЧНА ЛАНДШАФТНА ЕКОЛОГІЯ)

2.1. Поняття вертикальної (топічної) структури

Структури, які вважаються однорідними в територіальному відношенні, а по «вертикалі» розкладаються на різнорідні частини (рослиність – ґрунт – гірські породи – шари гірських порід тощо), називаються вертикальними (топічними).

При дослідженні вертикальної структури геосистеми мають значення не стільки висотне положення шарів геосфери, скільки функції, хімічні, фізико-хімічні характеристики її складових частин. Наприклад, різні частини можуть займати в геосистемі загальний «висотний поверх» (тварини й рослини), а інші пронизують увесь її вертикальний розтин (газ, вода). Тому термін *вертикальна структура* – це поняття умовне.

При аналізі вертикальної структури геосистеми кожна з її складових частин розглядається як територіально-однорідна, тобто характеристика певної площі залишається незмінною. Увага акцентується на тому, що зміна цих параметрів визначається взаємодією між елементами вертикального розтину геосистеми. Тут допущення про неважливість внутрішньотериторіальних відмінностей може бути справедливим лише для геотопа.

Аналізу підлягають і структури вищих *таксономічних* рангів (геосистем річкових басейнів, теплового й іншого балансів ландшафтних зон). *Таксон* – це одиниця класифікації.

Концепція множинності вертикальних структур. Щоб виділити вертикальну структуру геосистеми, необхідно визначити її елементи й тип відносин (зв'язків) між ними.

В основі цих відносин лежать різні закономірності, і тому аналіз кожного із цих відносин дуже специфічний із погляду вертикальної будови. Тому в геосистемі можна виділити кілька вертикальних структур (в цьому полягає поліструктурність геосистем).

Основою виділення певної вертикальної структури є тип внутрішньогеосистемних відносин. Оскільки внутрішньогеосистемних зв'язків дуже багато, стільки ж повинно бути виділено відповідних їм структур. Це не виключає можливості виділення загальних типів вертикальних структур. Така можливість базується на близькості багатьох процесів – за їх фізичною суттю, характером протікання, зміною геосистем, які зумовлені цими процесами. Усю безліч внутрішньогеосистемних зв'язків можна умовно поділити на такі типи: генетико-еволюційні, які зумовлені потоком енергії та її трансформацією, а також речовинними потоками (міграцією речовин); відносини інформаційного зв'язку характеристик геосистеми.

Структуризація геосистеми. Існує три загальних підходи структуризації (тобто три типи вертикальних структур):

- геокомпонентний – поділ вертикального розтину на компоненти природи й далі на їх генетично однорідні частини;
- фазовий – структурні частини виділяються як тіла, однорідні за фазовим станом, фізико-хімічними властивостями й іншими властивостями речовин);
- просторово-об'ємний – поділ вертикального профілю геосистеми на деякі однорідні шари (об'єми).

2.2. Основні способи декомпозиції

Геокомпонентний спосіб полягає в поділі геосистеми на складові частини, виділенні в ній компонентів природи, кожний з яких є представником окремих геосфер, що становлять географічну оболонку. Це гірські породи (літосфера), повітряні маси (атмосфера), ґрунт (педосфера), рослинність, тварини (біосфера)). Це все матеріальні тіла. До геокомпонентів не належать рельєф і клімат, оскільки це не матеріальні тіла, а їх властивості, а також антропогенні об'єкти як тіла неприродного походження.

Ландшафтно–екологічний підхід визначає геокомпоненти як матеріальні тіла природного походження, які відрізняються між собою переважно фізико-агрегатним станом речовини, наявністю (або відсутністю) і формою органічного життя, основними механізмами утворення, положенням стосовно земної поверхні й основними функціями в геосистемі. У такому способі геокомпоненти – це тверді маси земної кори, повітряні маси атмосфери, поверхневі води, ґрунтові води, ґрунти, рослинність,

тварини, мікроорганізми, тобто – це складні тіла. У кожному з них є речовини, які виконують функцію основної субстанції інших геокомпонентів.

Виділення елементів полягає в поділі геокомпонентів на їх більш генетично однорідні частини. Наприклад, у гірських породах такими елементами є геологічні шари. Вони виділені як породи одного часу й походження. Ґрунтові води залежать від породи, в якій вони протікають. У ґрунті – це генетичні обрії. Елементами рослинності й тваринного світу геосистеми зручно вважати *ценопопуляції* (сукупність особин одного виду в межах елементарної геосистеми). Іноді популяції розділяють на різні вікові групи і розглядають їх як сукупність особин одного виду й певного віку.

Речовинно-фазовий (геомасовий спосіб). При аналізі потоків певних речовин, їх взаємопереходів та інших форм взаємодії виправдана структуризація геосистеми, що є складною композицією речовин, різних за агрегатним станом, фізичними властивостями, хімічним складом. Взаємодії між ними викликають різні процеси в геосистемі (засолення ґрунтів, вивітрювання).

Користуючись цим методом, елементи екосистеми виділяють як окремі речовини, що локалізовані в певних фізичних тілах («резервуарах»). Наприклад, вода в кореновому шарі ґрунту, вода в транспортно-кістякових органах рослин, азот у землі, азот у трав'янистих рослинах. Резервуари, які зв'язані між собою потоками певної речовини або хімічного елемента, поєднуються в блоки, субсистеми.

Близький підхід до структуризації елементарної геосистеми пов'язаний із виділенням геомас. *Суть способу така:* під геомасами розуміють якісно своєрідні тіла, що мають певну масу, певне функціональне призначення, здатність змінюватись в часі або переміщатись у просторі. До геомас відносять: аеромаси, гідромаси, педомаси, літомаси, фітомаси, зоомаси, мортмаси (мертва органічна речовина). Від геокомпонентів вони відрізняються великою речовинною однорідністю. Наприклад, до аеромас відносять суху частину повітря – суміш газів без води. Аеромаси є не тільки в аеросфері, а й пронизують усі геокомпоненти. Аналогічно й гідромаси зосереджені не тільки в поверхневих і ґрунтових водах, а й в інших геокомпонентах.

При геомасовому аналізі геосистем геомаси розділяють на елементи залежно від агрегатного стану, функціонального призначення, хімічного складу, положення у вертикальному профілі геосистеми, щільності й інших особливостей.

Для детальнішого аналізу кожному геомасу розподіляють на типи, роди й види, тобто класифікують.

Тип геомаси характеризується відмінністю у функціональному призначенні в системі, швидкістю зміни в часі й переміщення в просторі.

Наприклад, серед фітомас є такі типи, як однолітнє листя деревочагарникових рослин, багаторічне листя цих рослин, хвойне листя, коріння, транспортно-кістякові органи. При диференціації на типи педомас за основу взята відмінність у механічному складі (глинисті, суглинні, піщані, супіщані); аеромас – їхня температура (кріотермальні, нанотермальні, мезотермальні та інші аеромаси); гідромас – їх стан і присутність вологи в інших геомасах (атмосферні, снігові, льодові, ґрунтові тощо); літомаси розділяють за щільністю й хімічним станом (карбонатні, силікатні тощо); мортмаси – за ступенем розкладання (сухостій, підстилка, торф, мор).

Роди геомас розрізняються в межах типу переважно за інтенсивністю процесів функціонування. Наприклад, фітомаси розрізняються за різним умістом вологи (гідрофітні, мезофітні, ксерофітні); педомаси розділяються за вмістом гумусу (високо-, середньо-, малогумусні). *Види геомас* виділяють з урахуванням метричних характеристик (форми, розмірів, орієнтації) їх елементів.

Просторово-об'ємний (геогоризонтний) спосіб. Дослідження вертикальних потоків енергії та речовин у геосистемі, її динамічних змін протягом року пов'язані з урахуванням просторової неоднорідності геосистеми у вертикальному напрямку – її ярусної будови. Хоч певне уявлення про ярусну будову дає поділ геосистеми на її геокомпоненти, ці структурні одиниці все ж таки накладаються одна на одну, до того ж вони неоднорідні по вертикалі. Разом із тим у геосистемі чітко виділяються її певні шари, майже однорідні за складом різних геомас. Уперше *яруси, або шари*, виділив В. Шелфорд (1912 р.). Пізніше їх назвали *геогоризонтами*.

Геогоризонт – це комплексне утворення, до якого відносяться усі геомаси, що втримуються в певному шарі геосистеми. Цим вони відрізняються від шарів фітоценозу, оскільки крім рослин (фітомаси) включають також повітряні шари й гідромаси, якщо вони в певний період там є (наприклад, шапки снігу на деревах).

Основний критерій виділення геогоризонту – специфічний набір геомас у межах певного шару геосистеми. Зміна цього набору (поява нового виду геомас, зміна їх пропорцій) свідчить про появу у вертикальному профілі нового геогоризонту.

Ознаками при виділенні геогоризонтів являються ландшафтно-геофізичні параметри: текстура, щільність, об'єм, колір. Необхідно прагнути до того, щоб геогоризонти були якомога більш однорідними за біофізичними, едафічними, ландшафтно-геохімічними показниками. Цього трудно добитися при виділенні ґрунтових геогоризонтів. За основу виділення геогоризонтів слід брати механічний склад ґрунту, щільність, гумусовий шар, насиченість коріннями. Особливе значення мають геохімічний склад, геохімічні бар'єри, тобто поверхні, які розділя-

ють вертикальний профіль ґрунту на шари, що дуже відрізняються між собою умовами міграції елементів (рис. 2).

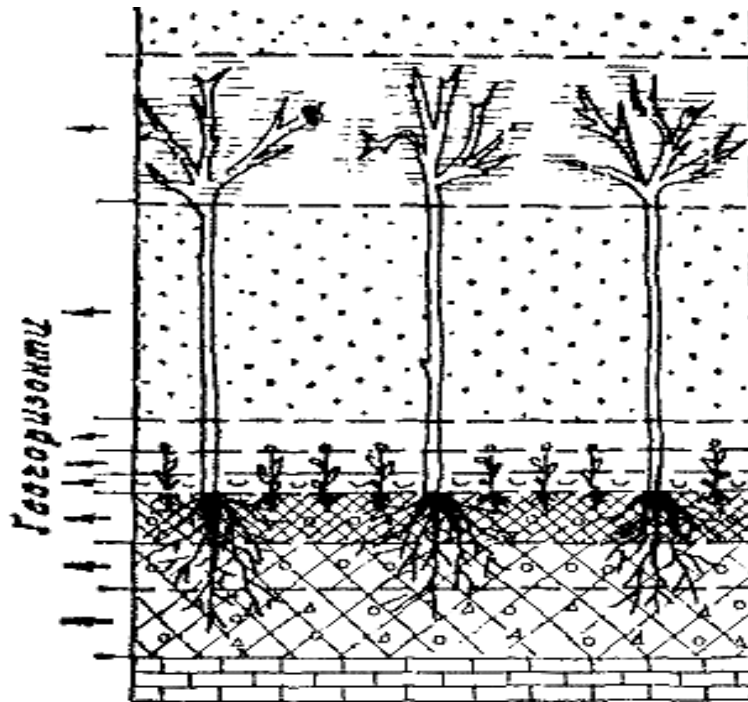


Рис. 2. Схема виділення геогоризонтів

Ландшафтний геохімічний бар'єр – це шар, на якому інтенсивно накопичуються хімічні елементи, їх рухливість при досягненні бар'єра значно зменшується, тобто в сусідній шар вони не переходять. Це важливі межі вертикального профілю геосистеми.

Геогоризонти змінюються протягом року. Змінюється не тільки їх потужність, але й кількість (узимку зникає фітомаса). Таким чином, тип вертикальної структури змінюється протягом року. На цій підставі базується підхід до вивчення річної динаміки геосистем і виділення станів цієї динаміки.

2.3. Вертикальні межі геосистем

Критерії виділення меж геосистеми. Вертикальні межі відокремлюють геосистему від її зовнішнього середовища, тобто від деяких нижчих шарів літосфери (нижня межа) і верхніх шарів атмосфери (верхня межа геосистеми).

Якщо геосистема досліджується як певний фізичний об'єм природної реальності, її межами є деякі поверхні, при цьому слід чітко визначити їх висоту та глибину щодо земної поверхні.

При аналізі схематизованої моделі склад елементів геосистеми задається заздалегідь, і, таким чином, вертикальні межі визначаються ніби самі собою (як усе те, що не входить до їх складу).

Верхні межі. Характерні особливості верхніх меж геосистем – це їх мінливість у часі залежно від пори року, погодних умов та стану розвитку фітоценозу, а також слабка вираженість цих меж, що зумовлено значною відкритістю геосистем у вертикальному напрямку.

При дослідженні зв'язків між елементами геосистеми, зумовлених фізичними процесами (вологообміном, потоками енергії тощо), як складову геосистеми слід розглядати деякий об'єм атмосфери, де ці процеси відбуваються й впливають на його стан. У мікрокліматології такий об'єм атмосфери називають діяльним шаром. Від вищих атмосферних шарів його відрізняють різкі добові коливання метеоелементів, їх неперіодичні зміни, значні вертикальні градієнти, специфічний склад мікрофлори та хімічних елементів повітряних мас, суттєва зміна швидкості та напрямку вітру тощо. Це зумовлено властивостями геосистеми, особливо її альбедо і характером рослинного покриву (його висотою, густиною, іншими фітометричними характеристиками). Фітокліматичними та стаціонарними дослідженнями геосистем встановлено, що їх вплив на значення метеоелементів сягає в 1,5 – 2 рази більшої висоти, ніж висота рослинного ярусу. Узимку вплив засніженої поверхні геосистеми на атмосферу набагато менший і загалом не перевищує кількох метрів. Ці орієнтири можна прийняти при визначенні положення верхньої межі геосистем топічного та хорічного рівнів, проте слід мати на увазі, що це положення мінливе в часі й може змінюватися не тільки протягом року, а й доби.

Верхня межа геосистем регіональної розмірності визначається складніше. Так, досліджуючи ландшафтно-екологічні закономірності процесів переносу та випадання атмосферних забруднень, до складу геосистеми слід включити й той шар тропосфери, у межах якого відбуваються місцеві процеси циркуляції повітря. Висота цього шару визначається не тільки рельєфним фактором, а й станом атмосфери (зокрема, типом циркуляції – циклональним або антициклональним), тому вона також дуже мінлива й може сягати висоти тропопаузи (в середньому 11 км).

При дослідженні біотичних процесів геосистеми, зокрема, її продуктивності, за верхню межу можна вважати межу верхнього рослинного ярусу (аерофітогоризонту), приймаючи шар турбулентної атмосфери безпосередньо над рослинним покривом за зовнішнє середовище. За таким самим способом доцільно визначати й верхню межу геосистеми при дослідженні її ґрунтових процесів, зокрема, міграції та акумуляції різних речовин у ґрунтовій товщі, водах, рослинах.

Нижні межі. При аналізі генетико-еволюційних рис у нижні межі включають ті товщі гірських порід, які зумовили становлення даної геосистеми і які є субстратом формування сучасного рельєфу. У цілому вплив верхніх геогоризонтів (аеро, фіто й педосфери) на літосферу – до декількох десятків метрів (зона гіпергенеза).

Аналізуючи міграційні потоки, положення нижньої межі визначається глибиною можливого проникнення мігруючих речовин. Ця глибина залежить від хімічних особливостей мігруючих речовин, характеру зони аерації (її фільтраційних здатностей, наявності ландшафтно-геохімічних бар'єрів тощо). Нижню межу визначити складно. Доцільно при аналізі міграційних потоків за нижню межу приймати рівень залягання ґрунтових вод. Іноді ця межа вища, якщо мігруюча речовина акумулюється на певному ландшафтно-геохімічному бар'єрі.

При балансових дослідженнях за початкову межу приймають рівень, нижче якого шари вже не охоплюються колообігом певної речовини. Для водного балансу – це рівень ґрунтових вод, для теплового балансу нижня межа збігається з рівнем, починаючи з якого зникає річна амплітуда температури ґрунту. Глибина його залежить від теплопровідності ґрунту та амплітуди температур на її поверхні. На Україні вона становить від 10 до 20 м.

Для колообігу органічної речовини нижня межа – це межа між геогоризонтами, які охоплюються процесами гуміфікації й де ці процеси вже не відбуваються. Це верхній шар ґрунтоутворюючої породи або шар між нею й материнською породою, хоча в окремих геосистемах коріння можуть досягати й глибших шарів, а дощові хробаки й деякі гризуни живуть на глибині 6 – 8 м і більше.

3 ВЕРТИКАЛЬНІ СТРУКТУРИ ГЕОСИСТЕМИ: МІЖЕЛЕМЕНТНІ ВІДНОСИНИ Й ПРОЦЕСИ (ПРОЦЕСНА ЛАНДШАФТНА ЕКОЛОГІЯ)

3.1. Потік і трансформація енергії

Функціонування геосистем супроводжується поглинанням, перетворенням і вивільненням енергії. Первинні потоки енергії надходять у ландшафт із космосу та земних надр. Найважливіший вид енергії – промениста енергія Сонця, яка за своєю щільністю й ефективністю переважає всі інші. Сонячна енергія використовується в геосистемі найбільш ефективно: вона здатна перетворюватися в теплову, хімічну, механічну енергію; забезпечувати внутрішні обмінні процеси в ландшафті: вологообіг і біологічний метаболізм; забезпечувати циркуляцію повітряних мас. Порівняно з нею від інших джерел надходить дуже мало енергії (теплової енергії з надр Землі – 0,04% сумарної сонячної радіа-

ції, тектонічних рухів – 0,0005%). Усі вертикальні зв'язки тісно зв'язані з вертикальною трансформацією енергії. Забезпеченість енергією ландшафту визначає інтенсивність його функціонування при рівній вологозабезпеченості.

Енергія потрапляє на верхню межу атмосфери. В атмосфері вона поглинається газами, пилом, вологою. Ступінь поглинання залежить від довжини хвилі (частоти) енергетичної частини спектра. Більш за все послабляється ультрафіолетове випромінювання, менш за все – видиме випромінювання, яке необхідне для фотосинтезу, що може відбуватися в похмуру погоду.

Сумарна радіація складається із прямої (RI) і розсіяної (RS). Співвідношення між ними залежить від географічного положення геосистеми, хмарності, прозорості атмосфери.

Частина сумарної радіації (R), яка досягає геосистеми, витрачається на ефективне випромінювання в атмосферу (RF); частина відбивається від ґрунту геосистеми (RA) залежно від альбедо, що визначається поверхнею геосистеми. Для дібров альбедо становить 0,14 – 0,17, для степів – 0,2 – 0,23, на солончаках – 0,35, для снігу і засніженої поверхні до 0,9, для поталого снігу – 0,4 – 0,6.

Альбедо варто розглядати як інтегральний параметр вертикальної структури геосистеми, який визначає потік відбитої радіації з неї як з деякого нерозчленованого цілого. Насправді ж потік сонячної радіації, проходячи від верхньої межі геосистеми до поверхні ґрунту, значно змінює свою інтенсивність, спектральний склад та інші показники.

Ефективне випромінювання та відбита радіація втрачаються для геосистеми, а та частина сумарної радіації, що йде на різні процеси в геосистемі, називається *радіаційним балансом* (RB). Більша його частина витрачається на випар (фізичне E і транспірацію T) і на турбулентну віддачу атмосфері P (на забезпечення вологообігу й прогрівання повітря).

Менша частина енергії витрачається на теплообмін земної поверхні з ґрунтом і має циклічний характер: у теплий час від поверхні до ґрунту, у холодний – у протилежному напрямку. За рік ці потоки балануються. Інтенсивність цього теплообміну більше в континентальних ландшафтах. Величина теплообміну залежить від вологості, літологічного складу, що впливають на теплопровідність, рослинного покриву (мохово-торф'яний шар служить теплоізолятором, який ускладнює теплообмін, під пологом лісу теплообмін слабкіше, ніж у степу). Теплообмін проникає в ґрунт на 10 – 20 м і залежить від теплопровідності ґрунту.

У високих і помірних широтах частина тепла витрачається на танення снігу (2 – 5%) RB. При замерзанні води виділяється тепло.

Фізичне й хімічне розкладання гірських порід становлять соті частки відсотка від усіх витрат сонячної енергії.

У трансформації сонячної енергії важлива роль належить біоті. В процесі дихання продуцентів, консументів, редуцентів і розкладання органічних залишків енергія, яка була використана при фотосинтезі, знову перетворюється в тепло. Таким чином, майже вся енергія, яка зв'язана первинними продуцентами, розсіюється й на відміну від речовини вже не повертається в біологічний цикл. При переході від одного трофічного рівня до іншого на кожному наступному рівні для створення біомаси використовується лише невелика частина енергії, яка укладена в попередньому рівні, а досить значна частина енергії втрачається для геосистеми.

Втрати тепла на фотосинтез P становлять дуже малу частину радіації R_B (1,3%). При фотосинтезі використовується фотосинтетична активна радіація $ФАР$, частка якої становить 45% сумарної радіації (40% прямої та 62% розсіяної). На фотосинтез витрачається 1,5%, інше йде на транспірацію й регулювання температури рослин. Ефективність фотосинтезу визначається оптимальним співвідношенням тепла й вологи. Для екваторіальних лісів вона становить 4,5% $ФАР$. У штучних умовах можна довести ефективність фотосинтезу до 34%.

Енергія, що пішла на забезпечення реакції фотосинтезу, витрачається на подих рослин (50%) P_v , а решта становить чисту первинну продукцію P_a , яка накопичена в біомасі. Остання розподіляється так: частина P_m відходить до мортмаси з відмиранням рослин або окремих органів; частина P_i залишається у фітомасі у вигляді стеблів, коренів для забезпечення приросту; частина поїдається тваринами й переходить у наступний трофічний рівень (Z).

Енергія Z витрачається на потреби самих тварин, тварин–хижаків тощо.

Оскільки потік енергії при переході від одного рівня до іншого супроводжується її втратами (95%), кількість трофічних рівнів не може бути необмеженою.

Потік енергії Z від одного організму до іншого супроводжується її витратами. Їжа рослинного й тваринного походження повністю організмом не засвоюється, тому частина її виводиться з організму, частина витрачається на дихання, частина – на синтез нової зоомаси в результаті росту організму й розмноження. Із цієї енергії частина витрачається в результаті загибелі й включається в енергетичні потоки переробки мортмаси, а залишок енергії переходить до організмів–консументів.

Детритний цикл геосистеми – це потоки й трансформація енергії, що втримуються у відмерлих частинах рослин і трупах тварин.

Частина енергії детритного циклу губиться через її окислювання (фотохімічне) з виділенням вуглекислого газу.

У гумус переходить не більш ніж 5 – 10% енергії рослинних залишків.

Вплив антропогенного аспекту. Практично будь-який аспект людської діяльності в геосистемі змінює в ній інтенсивність енергетичних потоків.

Забруднення атмосфери аерозолями збільшує відбиту радіацію, тому в геосистему надходить менше сумарної радіації. Смог здатний зменшити її на 30 – 40%.

В агросистемах кількість енергії збільшується за рахунок внесення добрив. Частина додаткової енергії йде на формування врожаю, невелика частина консервується в гумусі, а більша (на схилах 60-70%) непродуктивно виноситься з поверхневим і ґрунтовим стоком.

Оранка земель змінює альбедо й призводить до зміни структури радіаційного балансу.

Зміна вертикальної структури пов'язана із знищенням рослинності, що змінює трофічні зв'язки і потоки енергії між біотичними елементами. Зі знищенням рослинності енергія щорічно втрачається, через відсутність фітомаси зменшується потік енергії, що надходить у детритний цикл, який є основою процесу продукування гумусу. В цілому трофічна система сильно спрощується, інтенсивність потоків енергії від продуцентів до первинних консументів падає, а сама мережа цих потоків стає дуже слабкою, і як результат цього – низька стійкість агросистем.

Типологія. Ю. Одум (1986) запропонував такий поділ екосистем за основним джерелом надходження енергії: природні, що отримують енергію тільки від Сонця; природні, що отримують енергію від Сонця та додаткову енергетичну субсидію від інших природних джерел (заплави, схили тощо); антропізовані, що отримують енергію від Сонця та додаткову субсидію від людини (найбільш типові – агроекосистеми); промисловоміські системи, що отримують енергію палива (урбоекосистеми, індустріальні зони).

За кількістю енергії, яку отримує геосистема, розрізняються такі геосистеми: мегатермні (радіаційний баланс $RB > 80$ ккал/см² на рік, поширені в екваторіальній зоні); макротермні ($RB 50 - 70$ ккал/см², поширені в тропіках); мезотермні ($RB 50 - 70$ ккал/см², суб- і середземномор'я); субмезотермні ($RB 40 - 50$ ккал/см², неморальна зона); субмікротермні ($RB 30^i - 40$ ккал/см², суббореальна зона); мікротермні ($RB 20 - 30$ ккал/см², бореальна зона); нанотермні ($RB < 20$ ккал/см² на рік, поширені в суб- та арктичній зонах).

Ці градації радіаційного балансу орієнтовні. Не слід вважати, що всі геосистеми певної термозони відносяться тільки до одного енергетичного типу. Оскільки надходження енергії до геосистеми

залежить від експозиції та стрімкості схилу й деяких інших місцевих факторів, в одній ландшафтній зоні трапляються геосистеми різних енергетичних типів. Наприклад, у лісостеповій – субмікротермні (на рівнинах, терасах, пологих схилах), мікротермні (на схилах північної експозиції) та субмезотермні (на схилах південної експозиції).

За ступенем поглинання сонячної радіації рослинним покривом (перехопленням світла фітогеогоризонтами та ступенем освітленості поверхні ґрунту) геосистеми можна поділити на геліоморфні (геосистеми лише із трав'яним покривом чи позбавлені його); субгеліоморфні (чагарники, рідколісся); сціоморфні (зімкнені темнохвойні та широколисті ліси). Від типу затіненості геосистеми суттєво залежить видовий склад, продуктивність, конкурентні відношення та деякі інші ознаки нижніх фітогеогоризонтів.

3.2. Потоки вологи в ландшафті

Загальна схема. Потоки води у вертикальному профілі геосистеми мають величезне значення як для її окремих елементів, так і для забезпечення зв'язків між ними. Цілісність геосистеми багато в чому зумовлена потоками води, які пронизують її подібно до кровоносної системи. Водні потоки забезпечують міграцію хімічних елементів, транспортування поживних речовин до рослин, продукційні процеси тощо. Вода – один з основних лімітуючих екологічних факторів і від її кількості в геосистемі, збалансованості потоків залежать численні властивості геосистеми, що визначають її потенціал

Як видно із загальної схеми водних потоків (рис. 3), потоки вологи об'єднані у цикл, тобто в геосистемі здійснюється колообіг води. Він може бути збалансованим (маса води на вході в геосистему дорівнює її масі на виході), і тоді водний режим і пов'язані з ним режими залишаються незмінними. При незбалансованих потоках у геосистемі відбувається прогресуюча гідроморфізація (при позитивному балансі) або ксерофітизація (при негативному).

Волога до геосистеми надходить з атмосферними опадами R , за рахунок конденсації водяної пари V , а також із підземними водами G (якщо вони зв'язані крізь гідравлічні вікна із ґрунтовими), поверхневим стоком S (якщо геосистема розташована на схилі), з річковими водами F під час повені та паводків (якщо геосистема розташована на заливній заплаві).

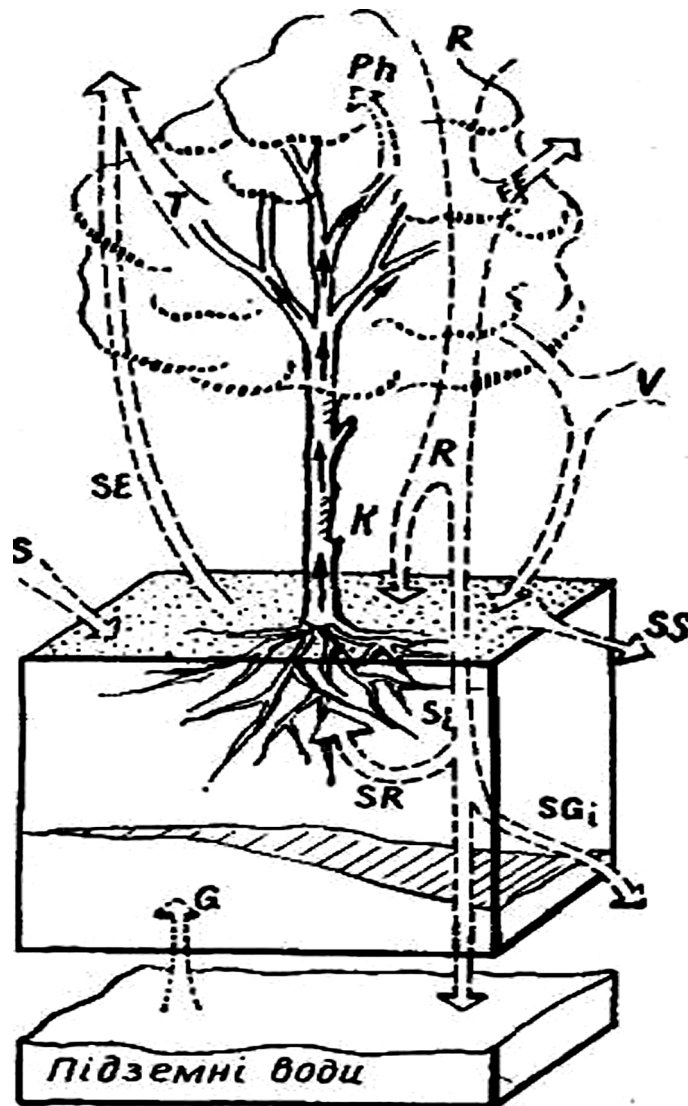


Рис.3. Схема потоків води в геосистемі:

R – атмосферні опади; *V* – конденсація водяної пари; *SS* – води поверхневого стоку; *T* – транспірація; *SE* – фізичне випаровування з поверхні ґрунту; *FE* – випаровування з поверхні фітогеогоризонтів (інтерцепційна втрата); *Si* – низхідний потік води в ґрунті; *SR* – всмоктування води корінням; *K* – транспортування води до транспіруючих поверхонь рослин; *Ph* – втрати води на фотосинтез; *SOi* – відтік ґрунтових вод за межі геосистеми; *G* – поповнення ґрунтових вод геосистеми підземними водами

Дощові води, які надходять до геосистеми, частково затримуються фітогеогоризонтами (цей процес називають інтерцепцією). Перехоплена волога *RF* лише мізерно засвоюється листям, деяка частина води *RS* (5 – 20 %) стікає по стовбурах, а основна маса *FE* випаровується і не бере участі ні в транспірації, ні в зволоженні ґрунту (так звана інтерцепційна втрата). Розмір цієї втрати залежить від інтенсивності та тривалості опадів, сумарної листяної поверхні фітогоризонтів. Крім дощів та снігу, у геосистемах морських узбереж і пустель суттєвим

джерелом надходження вологи є роса й тумани. Частина опадів М, що потрапляє до земної поверхні, може затримуватись мортгоризонтом (лісовою підстилкою або степовою повстю). Цей горизонт відзначається високою гігроскопічністю та вологоємністю, тому всмоктує та утримує значну кількість вологи, яка може й зовсім не досягти поверхні ґрунту. Ця волога витрачається майже виключно на фізичне випаровування ME. Дійшовши до поверхні ґрунту, напрямок та інтенсивність потоків води залежать від стану зволоженості поверхневих горизонтів ґрунту в момент випадання опадів. Якщо ґрунт знаходиться в стані повного водонасичення, низхідного потоку вологи в ґрунті не буде, і вона витратиться на фізичне випаровування з поверхні ґрунту SE, а якщо ця поверхня схилова – на площинний стік SS. Проте здебільшого в момент випадання дощу вологість ґрунту менша за величину його польової вологоємності й тому формується потік води в глибину ґрунту. Інтенсивність цього потоку залежить від водопроникності ґрунту.

З ґрунту волога поглинається коренями рослин. Це поглинання тим інтенсивніше, чим більша поверхня кореневищ системи та чим легше входять у контакт корені та ґрунтова волога. Активна поверхня коренів у трав'янистих рослин становить приблизно $1 \text{ см}^2/\text{см}^3$, а в дерев – $0,1 \text{ см}^2/\text{см}^3$. Контакт коренів із вологою ґрунту визначається його механічним складом – найгірший він у глинистих ґрунтах, найкращий у піщаних.

Надходження води до рослин залежить також від температури ґрунту, оскільки вона впливає на всмоктуючу здатність коренів і на їх ріст. З теплих ґрунтів рослини витягують воду легше, ніж із холодних, а при зниженні температури до кількох градусів вище нуля більшість рослин поглинати воду нездатна.

Надходячи до рослини, вода з кореня транспортується до її транспіруючих поверхонь. Залежно від фізіологічних та анатомічних особливостей рослин швидкість цього потоку різна. Найбільша вона у ліан (150 м/год) та трав'янистих рослин (10 – 60 м/год), а у хвойних в середньому дорівнює 1,2 м/год. У рослин дуже незначна частина вологи витрачається на фотосинтез Ph, а основна її частина (97% і більше) випаровується (транспірується) – T. Для продукування 1 г сухої речовини рослинам необхідно витратити на транспірацію в 400 – 600 разів більшу масу води: дуб витрачає 340 г води, бук – 170 г, сосна – 300 г, пшениця – 540 г, люцерна, конюшина 700–800 г. Це зумовлює досить тісну залежність маси транспірованої води від фітомаси геосистеми. Так, при однаковій кількості опадів (850–870 мм) буковий ліс витрачає на транспірацію 522 мм, а субальпійські луки – 100 - 200 мм вологи. Величина та інтенсивність транспірації T залежать не тільки від надземної фітомаси, а й від едафічних факторів, особливо від освітленос-

ті, сухості повітря, вітру. Проте чітка залежність транспірації від цих факторів існує лише до тієї години, поки відкриті пори рослин. При нестачі вологи рослини закривають пори й регулюють витрату вологи. Так, при повністю закритих порах хвойні дерева здатні зменшити транспірацію на 97 %, листяні – на 80 – 90 %, трави – на 70 – 85 %.

Вплив антропогенного аспекту. Потоки вологи в геосистемі відзначаються високою чутливістю до дії антропічних факторів. З цим пов'язана можливість їх регулювання людиною, що й робиться при водних– та агролісомеліораціях. Проте через недостатнє врахування складних закономірностей структури водних потоків у геосистемах меліорація часто призводить до небажаних або й катастрофічних екологічних наслідків.

Надмірне зволоження геосистем при іригації призводить до посилення низхідних потоків вологи в ґрунті, які можуть досягти засоленних горизонтів або мінералізованих вод, де вони насичуються солями, і, піднімаючись у міжполивний період до поверхні, засолюють ґрунтову товщу. При зрошенні водоспоживання рослин поліпшується, але якщо ґрунтово-іригаційні води насичуються солями, споживання вологи із ґрунту зменшується й може бути навіть меншим, ніж у богарних умовах. Так з'являється антропогенна фізіологічна сухість рослин – неможливість споживати воду при її достатній кількості. Крім змін водного режиму, зрошення призводить і до комплексу змін інших процесів у геосистемі – насамперед ґрунтових (розвиваються процеси оглеєння, заболочення, вторинного засолення ґрунтів), геоморфологічних (іригаційна ерозія), енергетичних (внаслідок зміни альbedo та збільшення витрат тепла на випаровування).

Суттєво змінюються водні потоки при осушенні земель. Тут головна небезпека – пересушення, тобто зниження рівня ґрунтових вод нижче деякої критичної глибини, що може зумовити дефляцію, обміління річок, відмирання їх верхів'їв тощо.

Вплив лісу та лісонасаджень на водний режим досліджено досить ґрунтовно. Вислів Г. М. Висоцького (1932) «Ліс сушить рівнини та зволожує гори» зберіг значення й досі, хоч деталізований і підправлений новими дослідженнями. Друга його частина («зволожує гори») залишається без змін, якщо під «горами» розуміти будь-який сильно почленований рельєф та схили. Не менш суттєво змінюються водні потоки при осушенні земель. Отут головна небезпека – пересушення, тобто зниження рівня ґрунтових вод нижче деякої критичної глибини, що може зумовити дефляцію, обміління річок, відмирання їх верхів'їв тощо.

Основною причиною більшої зволоженості лісових силових геосистем є зменшення лісом такої важливої витратної статті водного балансу, як поверхневий стік води. Спеціальні дослідження на 37 водозборах

Фінляндії дали змогу встановити досить тісну кореляційну залежність між поверхневим струмом і лісистістю – приріст запасів деревини на $100 \text{ м}^3/\text{га}$ зумовлює зменшення річного стоку в середньому на 80 мм. У схилових геосистемах рівнинних ландшафтів ліс здатний до 80 % зменшити витрати води на поверхневий стік.

«Висушувальний» вплив лісу на рівнинні геосистеми проявляється насамперед у збільшенні транспірації, яка може бути в один – три рази більшою, ніж з агрогеосистем.

Ліс знижує рівень близьких коренедосяжних вод і підвищує рівень глибокозалягаючих.

Типологія. За типом водного режиму геосистеми поділяються на такі: промивного режиму (низхідні потоки вологи переважають над висхідними, і вода, що просочується крізь ґрунт, досягає рівня ґрунтових вод); періодично промивного режиму (атмосферна вода досягає рівня ґрунтових вод в окремі багатоводні роки, у середньому один раз на 10 – 15 років); непромивного режиму (ґрунтові геогоризонти промочуються, але вода не досягає рівня ґрунтових вод); аридного режиму (ґрунтовий профіль сухий протягом цілого року); випітного режиму (переважають висхідні потоки вологи з ґрунтових вод, капілярна облямівка яких піднімається до поверхні ґрунту, і ґрунтові води випаровуються фізично); водозастійного режиму (характерний для боліт); паводкового режиму (характерний для заплав річок).

За співвідношенням статей водного балансу (річною сумою опадів та сумарним випаровуванням) виділяють такі геосистеми: гіпергумідні (різниця між річними опадами та випаровуванням становить 1600 мм і більше), пергумідні (800 – 1600) мм, гумідні (400 – 800) мм, субгумідні (0 – 400) мм, субаридні (– 400 – 0) мм, мезоаридні (– 400 – 800) мм; аридні (– 800 – 1600) мм.

Геосистеми України належать до гумідного (лісова зона), субгумідного (лісостеп) та субаридного (степ) типів.

За збалансованістю водного балансу є такі геосистеми: із збалансованим балансом (у річному циклі водний баланс дорівнює нулю); додатньо-декомпенсованого балансу (прихідні статті водного балансу переважають над витратними, внаслідок чого рівень ґрунтових вод піднімається); від'ємно-декомпенсованого балансу (витратні статті переважають над прихідними, коли рівень ґрунтових вод знижується).

З екобіоцентричного погляду, важливо розрізняти геосистеми за рівнем забезпеченості вологою рослинних угруповань. Виділяються такі типи геосистем: гідроморфні (водойми); субгідроморфні (прибережно-водні місцезростання); гігроморфні (болота); субгігроморфні (лучно-болотні та вологі луки) та ін.

3.3. Міграція та обмін мінеральних речовин

Починаючи з 70-х років, в екології інтенсивно розвиваються дослідження потоків речовин в екосистемах. Особливого значення надають аналізу колообігу поживних елементів рослин, визначенню токсичних концентрацій різних елементів у живих організмах. Аналогічні питання щодо ґрунтів почали розробляти ґрунтознавці та агрохіміки, стосовно поверхневих вод – гідрохіміки і гідробіологи. Синтезувати всі ці результати – важливе завдання ландшафтної екології.

Загальна схема. Хімічні елементи, що складають географічну оболонку, по-різному проявляють себе в геосистемах. Це стосується як їх мас у геосистемі, так і особливостей поведінки – міграції між елементами вертикальної структури, здатності включатися в колообіги, поглинатися рослинами, тобто кожний елемент в екосистемі має власну долю. Проте виділяються деякі загальні закономірності потоків різних речовин у геосистемах, тому й існують загальні підходи до їх дослідження.

З атмосферними опадами на поверхню Землі щорічно потрапляє 1800 млн т, або 12 т/км^2 , розчинних речовин, а на територію України – 7,3 млн т, або $12,1 \text{ т/км}^2$. Найбільше цим шляхом надходить сірки (до $2,6 \text{ т/км}^2$ в південних районах України), трохи менше – кальцію та азоту. За рахунок осаду з атмосфери пилу до геосистем щорічно надходить до 10 т/км^2 речовин, а в промислових регіонах – у десятки разів більше.

Утворення легкорозчинних солей при вивітрюванні первинних мінералів – процес, що відбувається в усіх геосистемах, але дуже повільно. Надходження ж до геосистем солей внаслідок розчинення солей осадових порід може бути значним у регіонах, де породи галогенної формації залягають близько до поверхні. В Україні такими регіонами є Прикарпаття і Закарпаття, Дніпровсько-Донецька западина, Донбас та інші, де розповсюджені соляні відклади (купольні структури, штоки тощо).

Загальну схему потоків мінеральних речовин у геосистемі наведено на рис. 4.

Як видно, основні вхідні потоки речовин до геосистеми надходять з атмосферними опадами R і пилом D, за рахунок вивітрювання первинних мінералів гірських порід W, розчинення солей осадових порід S, у результаті господарської діяльності A.

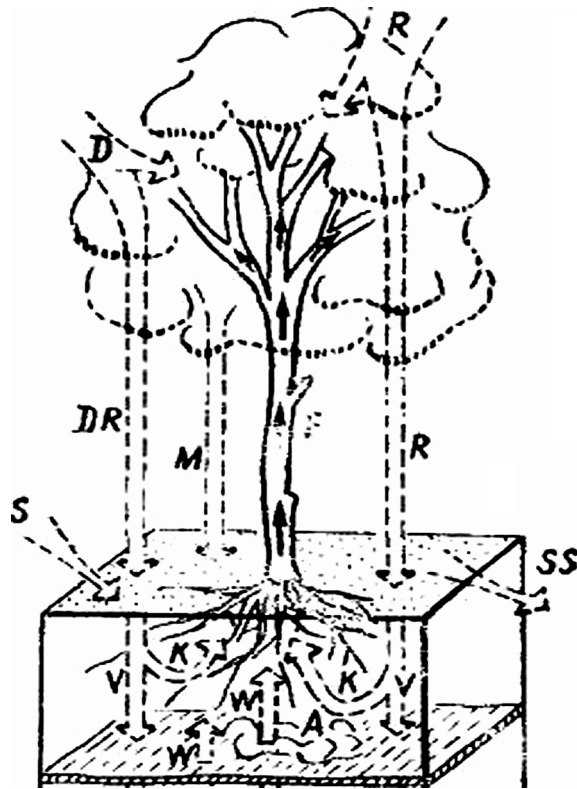


Рис. 4. Схема потоків мінеральних речовин у геосистемі:

1 – ландшафтно-геохімічні бар'єри; 2 – мінеральні речовини, що накопчуються на бар'єрі; 3 – осадові галогенні породи; 4 – водоносний горизонт із мінералізованими водами;

R – надходження речовин з атмосферними опадами; D – надходження речовин із пилом; DR – вимивання дощами речовин, затриманих листяною поверхнею; P – розчинення солей осадових галогенних порід; S – надходження речовин із поверхневим стоком; IW – надходження речовин із боковим притоком ґрунтових вод; AW – винесення речовин із боковим відтоком ґрунтових вод; M – мінеральні речовини опадів; V – низхідний потік речовин із водним розчином; K – поглинання речовин коренями рослин; F – транспортування речовин рослиною;

Л – накопчення речовин на ландшафтно-геохімічних бар'єрах; W – висхідний потік речовин з водним розчином; SS (гідрогенезом); синтезом і розкладом органічної речовини (біогенезом).

Мінеральні речовини, що надійшли до геосистеми, можуть знаходитись у вигляді її резервного фонду або здійснювати колообіг в її вертикальному профілі. Резервний фонд становлять речовини, що знаходяться в нерухомих формах, а також легкодоступні речовини, накопчені в геосистемі в надмірних кількостях, через що вся їх маса не може бути охоплена колообігом. Речовини резервного фонду частково поповнюються за рахунок мігруючих речовин і також можуть включатися в міграційні процеси. Ці процеси зумовлені двома основними факторами: потоком води та її властивостями як хімічної речовини (гідрогенезом), синтезом і розкладом органічної речовини (біогенезом).

Роль води як фактора міграції речовин полягає не тільки в її

мобільності в геосистемі. У водному середовищі відбувається переважна більшість хімічних реакцій. Потік води у вертикальному профілі геосистеми супроводжується процесами розчинення, вилугування, іонного обміну, адсорбції, у результаті чого хімічні елементи та сполуки певних геомас переходять до водного розчину й далі переміщуються з ним. Внаслідок випаровування вологи, кристалізації, сорбції та інших гідрогенних процесів із водного розчину випадають мінеральні речовини, акумулюючись у певних геомасах або геогоризонтах. Нарешті, тільки з водним розчином мінеральні речовини із ґрунту можуть потрапити до рослин і далі взяти участь у біогенній міграції по трофічній сітці геосистеми.

Фізико-хімічні, термодинамічні та інші умови геогоризонту, крізь який проходить потік водного розчину, визначають ступінь рухомості кожного з хімічних елементів та їх сполук. Практично в усіх геосистемах у вертикальній структурі виділяються суміжні геогоризонти, які значно відрізняються один від одного за цими умовами. Тут різко змінюються умови міграції різних речовин – одні з них випадають із розчину й концентруються, інші мігрують менш інтенсивно й накопичуються частково, треті не реагують на зміну умов міграції. У геохімії ландшафту місця, де різка зміна умов міграції призводить до накопичення елементів, називаються ландшафтно-геохімічними бар'єрами.

У різних геосистемах кількість і склад ландшафтно-геохімічних бар'єрів неоднакові. Так, у лісових геосистемах України переважають кислі та глейові бар'єри, у степових – лужні, випаровувальні. З ландшафтно-екологічної точки зору, крім типу бар'єра, важливо враховувати і його місцеположення у вертикальній структурі геосистеми. Так, бар'єри, які розміщені в ґрунті нижче його кореневмісного шару, в екологічному плані можуть відігравати позитивну роль – токсичні елементи, що тут накопичуються, рослинами споживатися не можуть і водночас цей бар'єр перешкоджає досягненню токсичними елементами ґрунтових вод, лімітуючи їх забруднення. Такий бар'єр виконує функцію консерватора («кладовища») забруднень у геосистемі. Бар'єри, які розташовані в межах кореневмісного шару ґрунту, можуть бути вкрай небезпечними для рослин.

Напрямок гідрогенних потоків речовин у геосистемі відповідає напрямку потоку вологи. При переважанні низхідних потоків води речовини можуть виноситися за межі ґрунту й досягати рівня ґрунтових вод. Внаслідок цього розсолюються ґрунти, підвищується мінералізація ґрунтових вод, а при інтенсивних потоках вологи в піщаних ґрунтах зростає дефіцит поживних речовин. Проте хімічні елементи частіше накопичуються на бар'єрах у педогеогоризонтах і в зоні аерації. При висхідних потоках води внаслідок фізичного випаровування ґрунтових вод уміст солей у ґрунті та підґрунті зростає, що призводить до засо-

лення геосистем.

Важливим фактором міграції речовин у геосистемі є життєдіяльність рослин. Практично всі хімічні елементи, що містяться в географічній оболонці, необхідні рослинам і споживаються ними. З них незамінні лише деякі: N, P, K, S, Ca, Mg (макроелементи – споживаються у великих кількостях) і Fe, Mn, Zn, Cu, Mo, B і Cl (мікроелементи – споживаються в менших кількостях).

З атмосфери надземні органи рослин засвоюють мінеральні речовини в дуже незначних кількостях, а основна їх маса поглинається із ґрунту. Корінь здобуває мінеральні речовини шляхом:

- поглинання іонів із ґрунтового розчину;
- обмінного поглинання сорбованих іонів (віддає іони H^+ і HCO_3^- , а замість них отримує іони поживних солей);
- розчинення зв'язаних запасів мінеральних речовин (виділяючи органічні кислоти, корінь вивільняє з хімічно зв'язаного стану елементи, зокрема важкі метали, і потім легко поглинає їх).

Потрапивши до кореня, іони переносяться до інших органів рослин. Це перенесення потребує витрат енергії, джерелом якої є дихання рослин, тому інтенсивність поглинання ними мінеральних речовин визначається едафічними факторами (оптимальним температурним режимом, освітленістю, співвідношенням між вологістю та аерацією ґрунту тощо).

Фітоценозом протягом року поглинається значна маса мінеральних речовин. З неї частина F залишається в річному прирості фітомаси (для широколистих лісів ця величина становить 70 – 120 кг/га), частина F_z разом із фітомасою, що поїдається первинними консументами, переходить до наступного трофічного рівня й далі мігрує по трофічній сітці аналогічно потокам енергії. Частина мінеральних елементів із фітоценозу надходить до атмосфери внаслідок транспірації T , з хімічними виділеннями рослин (фітонцидами) Ph та з пилком K .

Більша частина мінеральних речовин, накопичена фітоценозом протягом року, повертається до ґрунту з річним опадом Z . Ця кількість може становити 80 – 90 % річної маси накопичених рослинами речовин. Завдяки цьому рослинність виконує в геосистемі важливу роль у замиканні потоків мінеральних речовин (їх організації в колообіг). Це дає змогу геосистемі неодноразово протягом року використовувати мінеральні речовини в продукційному процесі та утримувати їх від вимивання в корененедосяжні педогеогоризонти.

Вплив антропогенного аспекту. Забруднення та самоочищення геосистем. Основні джерела надходження забруднень до геосистем: атмосфера, внесення добрив та обробка агрогеосистем пестицидами й отрутохімікатами, забруднені підземні води, захоронені в

ґрунті та породах зони аерації техногенні речовини, зрошення стічними та забрудненими річковими водами.

Потрапляючи до атмосфери, забруднюючі речовини (це 90 % газів і 10 % твердих частинок) досить швидко розсіюються. Середня тривалість знаходження газів у тропосфері становить 2 – 4 місяці, аерозолів – чотири місяці біля тропосфери, один місяць у верхній та 6 – 10 діб у нижній тропосфері. Ці дані слід вважати орієнтовними, оскільки тривалість перебування викидів в атмосферу визначається багатьма метеорологічними умовами, які дуже мінливі в просторі й часі. Атмосферні забруднення можуть проникати в рослини внаслідок їх газообміну, осаду на поверхні листя та пагонах. При тривалій дії навіть невисоких концентрацій забруднень у рослин виникають хронічні пошкодження (депресія фотосинтезу, порушення росту, відмирання клітин тощо). Різні рослини неоднаково реагують на атмосферні забруднення. Найбільш чутливі до них лишайники, з дерев – ялина (до дії HF, SO₂, HCl), сосна (до дії HF, NH₃, SO₂), горіх (HF, NH₃), береза (HCl). Стійкими вважаються туя, деякі види дубів, кленів, граб.

Чутливість рослин до атмосферних забруднень залежить від едафічних факторів. Установлено такі основні закономірності: *температура* – з її підвищенням чутливість рослин дещо зростає; *вологість повітря* – в діапазоні 30 – 60 % чутливість рослин зростає слабо, понад 60 % – різко; *вологість ґрунту* – чим вологіший ґрунт, тим чутливість більша, проте сукулентні галофіти на цей параметр практично не реагують; *наявність поживних елементів у ґрунті* – рослинність бідних, особливо піщаних ґрунтів, чутлива до атмосферних забруднень (чим вищий у ґрунті вміст N, P, K і CaCO₃, тим чутливість менша); при нестачі в ґрунті певного елемента стійкість рослин до атмосферного забруднення менша.

Потрапляючи на поверхню ґрунту, забруднюючі речовини втягуються у вертикальні потоки й при цьому можуть значно трансформувати їх налагоджений механізм. Це пов'язано з тим, що багато забруднюючих речовин здатні руйнувати деякі важливі ландшафтно-геохімічні бар'єри, створювати нові, змінювати тип тих, які були раніше, внаслідок зміни кислотно-лужних або окислювально-відновлювальних властивостей ґрунту змінювати й швидкість міграції різних речовин. Проходячи крізь ґрунт, забруднені води можуть частково або й повністю очищуватись, проте сам ґрунт при цьому забруднюється. Хімізм цього забруднення та вертикальний розподіл акумуляованих речовин залежать від типу ландшафтно-геохімічних бар'єрів та їх місцеположення в геосистемі.

Будь-яку забруднюючу речовину, що потрапила до ґрунту, можуть поглинати живі організми. З рослин-автотрофів, які акумулюють забруднюючі речовини, починається забруднення всієї трофічної сітки геосистеми. Накопичення токсичних речовин у живих організмах збільшуєть-

ся з кожним наступним трофічним рівнем. Тому навіть незначна концентрація забруднюючих речовин у рослинах може викликати токсикацію тварин вищих трофічних рівнів.

Завдяки живим організмам забруднення залучається до колообігу мінеральних речовин, і виведення їх із геосистеми ускладнюється. Однак геосистеми мають певні механізми, що дозволяють їм знешкодити забруднення або вивести їх із колообігу та з геосистеми взагалі. Сукупність цих механізмів називають *самоочищенням* геосистем.

Самоочищення геосистем може реалізовуватись у трьох групах процесів:

- винос забруднень за межі геосистем ґрунтовими водами, вітром та з урожаєм;
- зв'язування забруднень у важкодоступні (зокрема, нерозчинні) форми, тому їх споживання живими організмами стає практично неможливим;
- розклад токсичних речовин на сполуки та елементи, які є безпечними для живих організмів.

Як умовну форму самоочищення геосистеми можна також уважати концентрацію забруднень на ландшафтно-геохімічних бар'єрах, які розташовані між ґрунтовим профілем і капілярною каймою ґрунтових вод (у так званому «мертвому горизонті»). Тут забруднюючі речовини можуть накопичуватися в легкорозчинній формі й у значних кількостях, але при цьому вони нешкідливі ні для рослин, ні для ґрунтових вод.

Типологія. Оскільки міграція мінеральних речовин визначається багатьма факторами й призводить до різноманітних наслідків, типізувати геосистеми за особливостями речовинних потоків можна за багатьма ознаками.

За *хімічним складом* особливе значення має типологія геосистем за елементами, які мають високий вміст (*кларк*) у геосистемі та енергійно мігрують і накопичуються в ній, визначаючи умови міграції й інших речовин. У геохімії ландшафту такі елементи називаються типоморфними і до них належать H, Fe, Al, Ca, Na, Mg, HCO₃, SO₄, H₂S, Cl та ін. За переважною роллю певного типоморфного елемента або їх груп виділяють відповідні типи геосистем, наприклад: кислі (H), кислі глейові (H – Fe) – поширені в хвойних лісах; кальцієві (Ca), кальцій-натрієві (Ca – Na) – в степах; натрієві (Na), хлоридно-натрієві (Cl – Na) – в геосистемах степових западин і подів із солончаками тощо.

Вчені Л. Є. Родін і М. І. Базилевич (1965) запропонували класифікацію колообігів зольних елементів та азоту, в якій враховано переважачі елементи, що залучаються до колообігу, інтенсивність цього обігу (визначається відношенням щорічного опаду до всієї його маси), продуктивність і зональний тип екосистем, зольність рослин. Тобто геосистеми за типом колообігу мінеральних елементів можна розділити: на

азотні низькозольні застійні (розвинуті в тундрі), кальцієво-азотні середньозольні сильно загальмованого оборту (поширені у хвойних і дрібнолистяних лісах), азотно-кальцієві середньозольні загальмованого оборту (широколисті ліси), азотно-кремнієві середньозольні інтенсивного оборту (степи), натрієво-хлоридні дуже високозольні дуже інтенсивного обороту (солончаки) та інші типи, в тому числі й такі, що мають токсичні техногенні елементи, залучені до колообігу (наприклад, Sr – 90 в соснових лісах біля Чорнобиля).

Потоки та акумуляція мінеральних речовин у геосистемах багато в чому визначаються ландшафтно-геохімічними бар'єрами, тому інформативною буде типологія геосистем за складом і місцеположенням ландшафтно-геохімічних бар'єрів у їх вертикальній структурі. За цими критеріями виділяють такі типи геосистем: безбар'єрні; фітобар'єрні (лісові геосистеми з високим індексом листяної поверхні); різопедобар'єрні (геосистеми, в яких ландшафтно-геохімічні бар'єри містяться в межах кореневмісного шару ґрунту) тощо.

Екобіоцентрична типологія. Продуктивність і видовий склад рослинних угруповань значною мірою визначаються вмістом у ґрунті поживних речовин (N, P, K і мікроелементів), тому багатство місцезростання екологі вважали одним із головних критеріїв класифікації екотопів. З ландшафтно-екологічного погляду, найбільш відповідною можна вважати типологію умов місцезростань *за багатством ґрунту елементами живлення*: оліготрофні (вкрай бідні на солі: 34 – 80 мг/л), семіоліготрофні (солей дуже мало: 75 – 82 мг/л), субмезотрофні (80 – 120 мг/л), мезотрофні (порівняно насичені солями: 100 – 150 мг/л), субевтрофні (добра забезпеченість солями: 150 – 200 мг/л), евтрофні (найбільша забезпеченість солями при відсутності ознак засолення ґрунтів), пертрофні (забезпеченість солями більша за оптимум, але ще не пригнічує росту рослин).

За ступенем засоленості ґрунтів є такі геосистеми: глікофітні (слабкосолонцюваті ґрунти, ознаки пригнічення рослин невиразні), семігалофітні (глибокозасолені, середньосолонцюваті ґрунти); субгалофітні (середньо- та сильносолонцюваті засолені ґрунти), галофітні (солонці та поверхнево засолені ґрунти), супергалофітні (солончаки).

4 ГЕОХІМІЯ ЛАНДШАФТУ

4.1. Кларки речовин

Основним джерелом речовини для ландшафту є літосфера, гідросфера й атмосфера, що складаються з 89 хімічних елементів.

Зміст одних і тих самих елементів у різних ландшафтах неоднаковий, що багато в чому зумовлено їх переміщенням – міграцією. Однак

деякі загальні закономірності розподілу хімічних елементів тільки міграцією пояснити неможливо. Так, у всіх ландшафтах зміст кисню великий, а золота й платини мало. Очевидно, існує якась закономірність поширеності хімічних елементів, що може бути виявлена лише при аналізі чисел середнього хімічного складу земної кори. Ці числа вперше були встановлені на рубежі XIX - XX ст. і за пропозицією О. Є. Ферсмана названі *кларками* на честь американського вченого Ф. Кларка, що присвятив більше 40 років свого життя рішення даної наукової проблеми. Кларки літосфери неодноразово перевірялися різними методами, і середній хімічний склад частини літосфери, доступної для дослідження, установлений досить точно.

Величини кларків літосфери розрізняються в мільярди разів: від 47,0% - для кисню до $7 \cdot 10^{-8}$ - для ренію (ще нижче зміст радію і деяких інших елементів).

Контрастність поширення елементів стане особливо наочною, якщо розташувати всі елементи в ряд по їх кларкам. Тоді виявиться, що кисень, кремній і алюміній у сумі становлять 84,5% твердої земної кори, а кисень, кремній, алюміній, залізо, кальцій, калій, натрій і магній 99,03%. На частку інших 81 елемента доводиться менш 1% маси літосфери.

У ландшафті переважають ті ж елементи, що й у літосфері, але в ньому більшу роль відіграють вуглець, водень, азот, хлор, що надходять головним чином з атмосфери й гідросфери.

Елементи з низькими кларками (приблизно менш 0,01 – 0,001%) у геохімії називаються *рідкими*. Деякі з них концентруються в земній корі. Наприклад, на ділянках мідних, цинкових і свинцевих родовищ Zn, Cu, Pb можуть бути головними елементами ландшафту. Елементи, у яких низькі кларки й низька здатність до концентрації, розсіяні в земній корі й у всіх породах, ґрунтах, мінералах зустрічаються в незначних кількостях. Такі елементи називаються *рідкими розсіяними*; їхня роль у ландшафті завжди другорядна (Ra, Sc, Cd, In, Ga, Hf, Re та ін.).

Розповсюджені хімічні елементи, що визначають істотні й характерні риси розглядуваного ландшафту, називаються *типоморфними*. До них відносяться Ca, H (вірніше водневий іон), Fe, S, Cl та інші елементи, які характеризують ландшафти як кальцієві та кислі (наприклад, кальцієва й кисла тайга).

Розходження в кларках призводять до того, що хімічна подібність елементів аж ніяк не означає їх «геохімічну подібність». Так, наприклад, у натрію кларк високий (2,50), тому його багато в ландшафтах. У солончаках, соляних озерах він визначає геохімічну своєрідність ландшафту, фізико-хімічні умови середовища, тобто є типоморфним. Цезій у хімічному відношенні схожий на натрій, але його кларк малий

($3,7 \cdot 10^{-4}$) і вплив на геохімічні особливості ландшафту невеликий. Він не визначає фізико-хімічних умов середовища й мігрує в тій обстановці, що створена головними елементами.

Чим більше кларк елемента, тим при подібних хімічних властивостях вище його зміст у природних водах, а отже, і більша ймовірність утворення насичених розчинів, осадження мінералів. Рідкі й особливо рідкі розсіяні елементи, як правило, не насичують природні води, у зв'язку із чим число їхніх мінералів невелике. Наприклад, для Ca відомо 385 мінералів (кларк 2,96), а його хімічний аналог Ra (кларк біля 10^{-10}) не утворює жодного власного мінералу. Аналогічно K (2,50) утворює 106 мінералів, а Rb (0,015) – 0, S (0,047) – 369, Se ($5 \cdot 10^{-6}$) – 37 і т.д.

У мінералах рідкі катіони звичайно зв'язуються з розповсюдженими аніонами, а рідкі аніони – з розповсюдженими катіонами. Тому в ландшафтах відомі сульфати, карбонати, фосфати рідких металів і селенати, ванадати, арсенати розповсюджених катіонів (CaSe_4 , Na_2Se_4 , PbSe_4 і т.д.). Утворення мінералів із рідких катіонів і аніонів мало ймовірно (наприклад, CaCrO_4 відомий, SrCr_4 – ні, тому що концентрація відповідних іонів не досягає стану насиченого розчину).

Здатність до мінералоутворення, отже, залежить не тільки від хімічних властивостей елементів, але й від їх кларків. Низькі кларки багатьох елементів – одна із причин обмеженості числа мінералів.

Отже, природні системи відрізняються від лабораторних умов різко нерівномірною поширеністю хімічно близьких елементів (Ca – Ra, S – Se, Cl – I і т.ін.).

4.2. Внутрішні й зовнішні фактори міграції

Хімічні властивості елемента, його здатність давати сполуки різної розчинності, літкості, твердості, поглинатися організмами й т.ін. відносяться до *внутрішніх факторів міграції*.

Значно впливає на міграцію форма знаходження хімічного елемента: його знаходження в кристалічній решітці мінералів, у складі газів, у живих організмах, у вигляді іонів у водах і т.ін. Так, натрій у ґрунтах і породах може входити до складу мінералу альбіту ($\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$), якій важко піддається вивітрюванню, і до складу легко розчинного NaCl. Зрозуміло, що в першому випадку інтенсивність міграції натрію в ландшафті нижча, ніж у другому. Залізо піриту в більшості ландшафтів рухоміше, ніж залізо польових шпатів. Тому при вивченні міграції необхідно враховувати тип кристалічної решітки, її піддатливість до вивітрювання, тобто особливості тих мінералів, до складу яких входить досліджуваний елемент.

Міграція хімічних елементів багато в чому залежить і від зовнішніх факторів, тобто від тієї обстановки, в якій мігрують атоми – від температури, тиску, лужно-кислотних (pH) і окислювально-відновлювальних (Eh) умов вод і т.ін.

4.3. Інтенсивні й екстенсивні параметри міграції

Характеризується міграція роботою, яку чинять при переміщенні хімічні елементи. Як і будь-який вид роботи, вона виражається двома типами параметрів -- екстенсивними (E) та інтенсивними (I): $M=f(E, I)$. До *екстенсивних* параметрів відносяться відстань, на яку мігрує елемент, і маса переміщеного елемента. *Інтенсивні* параметри визначаються різними показниками, головним чином швидкістю міграції.

Інтенсивність міграції хімічного елемента можна визначити, враховуючи його кількість, що в одиницю часу переходить у рухливий стан (наприклад, у природні води). Однак при цьому треба враховувати й величину кларка, особливо загальне число атомів даного елемента, що втримується в ландшафті. Якщо припустити, що інтенсивність міграції натрію й літію однакова, то в рухливий стан з гірських порід у природні води натрію перейде значно більше, ніж літію, тому що в натрію кларк високий (2,50), а в літію низький ($3,2 \cdot 10^{-3}$). Отже, щоб охарактеризувати інтенсивність міграції хімічного елемента, необхідно враховувати не тільки кількість атомів у ландшафті, що перейшли у рухливий стан, але й загальну кількість атомів. Інакше кажучи, *інтенсивність міграції виражається швидкістю переходу в рухливий стан одного грама речовини даного елемента*.

При подібних хімічних властивостях елемент із меншим кларком мігрує енергійніше (селен – енергійніше сірки, стронцій – кальцію, рубідій – калію й т.ін.).

4.4. Види міграції хімічних елементів

Уся різноманітність міграції може бути розділена, залежно від форми руху матерії, з яким пов'язане переміщення атомів, на кілька основних видів. Найпростішою є *механічна міграція*, що підпорядковується законам механіки (утворення розсипів, вітрова й водна ерозія й т.ін.). Механічна міграція залежить переважно від величини частинок мінералів і порід, їхньої щільності, швидкості руху вод, вітру. Хімічні властивості елементів не мають значення, і такі різні елементи, як калій, кремній і алюміній, що входять до складу піщини ортоклазу ($K_2Al_2Si_6O_{16}$), яка переміщується вітром, мігрують із однаковою швидкістю.

Складніше протікають процеси, сутність яких визначається законами фізики й хімії: дифузією, розчиненням, осадженням, сорбці-

єю, десорбцією й т.ін. Це – *фізико-хімічна міграція*. Найкраще вивчена міграція речовин у водяних розчинах у вигляді іонів (*іонна міграція*), що залежить від розчинності солей, рН, окислювально-відновлювального потенціалу. Іншим законам підпорядковуються *колоїдна міграція і міграція газів*. Ще складніша біогенна міграція, яка зобов'язана діяльності живих організмів. Цей тип міграції не можна аналізувати тільки на основі загальних законів фізики й хімії. Такі константи елементів, як радіуси іонів, валентність, недостатні для аналізу біогенної міграції. Організми існують в особливому інформаційному полі; для них характерні процеси управління, переробки інформації, що відсутні в неживій природі.

Найскладнішою є *техногенна міграція*, пов'язана із суспільними процесами (відпрацьовування родовищ корисних копалин, нафтопроводу, експорт та імпорт продовольства й т.ін.). Вона визначається соціальними закономірностями, хоча їй властиві й простіші форми руху.

Значення видів міграції для різних елементів неоднакове. Так, якщо для калію й фосфору особливу роль відіграє біогенна міграція, то для натрію й хлору – фізико-хімічна, а для титану, золота, платини й олова – механічна.

У різних ландшафтах співвідношення видів міграції також неоднакове. Наприклад, у пустелях зростає роль механічної міграції, а у вологих тропіках – фізико-хімічної і біогенної (свинець і вольфрам у пустелях мігрують переважно механічним шляхом, у вологих тропіках – у розчинах). Але все ж таки кожний елемент потрапляє й у живі організми, і у води, переміщується механічним шляхом, а багато з них утворюють і газоподібні сполуки. Тому види міграції не існують у ландшафті ізольовано. Вони один з одним тісно пов'язані й взаємообумовлені. Однак провідне значення має вищий, більш складний вид міграції. Наприклад, у степових і тайгових ландшафтах головною є біогенна міграція, хоча тут протікають і фізико-хімічні й механічні процеси. Аналогічно геохімічні риси міських ландшафтів визначаються техногенною міграцією, соціальними процесами.

Залежно від виду міграції розрізняють три основних види елементарних і геохімічних ландшафтів:

1) абіогенні ландшафти, для яких характерна тільки механічна й фізико-хімічна міграція;

2) біогенні ландшафти із провідним значенням біогенної міграції й підлеглою роллю фізико-хімічних і механічних процесів;

3) культурні ландшафти, своєрідність яких визначається техногенною (соціальною) міграцією, соціальними процесами, хоча в них розвиваються й усі інші види міграції.

4.5. Концентрація й розсіювання хімічних елементів

Міграція приводить до значного перерозподілу елементів; їхній зміст у ґрунтах, корі вивітрювання, водах, організмах, як правило, відрізняється від кларка. Ступінь цієї відмінності передається *кларком концентрації (КК)* – відношенням змісту елемента в конкретному природному об'єкті до кларку літосфери. Найбільші величини КК характерні для ртуті й сурми, зміст яких у ґрунтах на ділянках родовищ може бути вище їх кларка в сотні тисяч разів. Нижче КК для золота, олова, вольфраму (10 000 – 100 000). У таких елементів, як залізо, магній, калій, КК не перевищує 10 – 100. Таким чином, знаючи кларк елемента й максимальне значення КК, можна уявити собі ті межі, в яких цей елемент буде зустрічатися в ландшафті.

Більші розходження в кларках дуже утрудняють зображення розподілу елементів за профілем ґрунтів, кори вивітрювання й т.ін. Логарифмічний масштаб також, як правило, небажаний у зв'язку із сильним перекручуванням реальних співвідношень. Тому зміст елементів виражається не в масових відсотках, а в КК. Якщо КК менше одиниці, то для одержання більшої контрастності можна обчислювати зворотні величини – кларки розсіювання (КР), що являють собою відношення кларка елемента в літосфері до його змісту в даному природному об'єкті.

Інтенсивність міграції часто різко зменшується на короткій відстані, це призводить до значної концентрації елементів. Такі ділянки йменуються *геохімічними бар'єрами*. Вони виникають у зонах розламів, у місцях розвантаження підземних вод, на межах порід різної сполуки, на межах ґрунтових горизонтів, у підніжжя схилів і т.ін. Рудні тіла деяких родовищ корисних копалин утворилися на геохімічних бар'єрах. Звичайно на бар'єрі концентрується цілий комплекс елементів, що утворює парагенну асоціацію. Наприклад, на випарному бар'єрі в степах і пустелях концентруються Ca, Na, Mg, F, S, Sr, Cl, Rb, Zn, Ni, Cu, Co, Pb, U, As, Mo, Hg, Ra. Виявлена парагенна асоціація часто дає можливість встановити й тип бар'єра. В основу класифікації бар'єрів покладені види міграції, що дозволяє розрізняти *механічні, фізико-хімічні, біогеохімічні й техногенні бар'єри*.

4.6. Водна міграція хімічних елементів

Більшість хімічних елементів мігрує в іонних, молекулярних або колоїдних водяних розчинах. Вода – це «кров ландшафту», вона перебуває у складних взаємодіях із організмами, гірськими породами, атмосферою.

Найважливішими компонентами вод ландшафту є розчинені гази, особливо O₂, CO₂, H₂S. Значна частина розчинених речовин перебуває у вигляді іонів, серед яких переважають Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, HCO₃⁻, SO₄²⁻, Cl⁻

(«шестикомпонентна сполука»). У водах більшості ландшафтів $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+$ і $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$, але зустрічаються й інші співвідношення. Всі води містять також іони H^+ і OH^- , роль яких у ландшафті, незважаючи на низький зміст (звичайно $10^{-5} - 10^{-8}$ г/л), надзвичайно велика. Зміст у водах таких розповсюджених у літосфері елементів, як К, Р, Si, Al, Ti, а також усіх рідких і розсіяних, дуже невеликий. Ni, Co, Cu, Mo, Zn, U та інших рідких елементів у водах звичайно не більше $10^{-5} - 10^{-7}$ г/л. Крім іонів, розчинені речовини перебувають у формі молекул і колоїдних частинок. Особливо велика роль розчиненої органічної речовини. Відзначимо також міграцію речовин у зваженому стані у вигляді тонкої каламуті й більших частинок. Таким чином, природні води являють собою сполучення істинних розчинів (іонних і молекулярних) з колоїдними розчинами й суспензіями.

Майже всі води ландшафту – біокосні тіла, вони містять живу речовину.

У біосфері протікає грандіозний колообіг води. Він зв'язує між собою материки й океани. Колообіг води виявляється й у межах ландшафтів. У ході колообігу відбувається поглинання сонячної енергії, що втрачається на випар. Після конденсації водяної пари і випадання опадів ця енергія переходить у кінетичну енергію рік і струмків.

Колообіг води є основним джерелом механічної енергії в ландшафті. Звичайно і вода виконує хімічну роботу (вивітрювання, розчинення й т.ін.), але ця робота здійснюється переважно за рахунок біогенної енергії або організмів, що перебувають у цій воді, або за рахунок продуктів їхньої життєдіяльності – CO_2 , H_2S , гумусу й т.ін. Колообіг води в геологічному часі не замкнений, великі маси води надходять у біосферу при вулканізмі, гороутворенні й залишають її при прогинанні осадових товщ (гідратна вода мінералів).

В аридних ландшафтах з випаром води пов'язане формування *випарного геохімічного бар'єра* в шорових солончаках, солоних озерах, засолених ґрунтах та ін., на якому концентруються Ca, Na, K, Mg, F, S, Sr, Cl, Rb, Zn, Li, N, U, Mo.

Хімізм ґрунтових і підземних вод залежить від їхньої рухомості. Із цього погляду розрізняють порові й вільні гравітаційні води. Порові води, до яких відносяться ґрунтові, мулові й гірські (породні) розчини, малорухомі. Вони пов'язані із твердою фазою поверхневими силами капілярного або колоїдного характеру (плівкова вода, капілярна вода тощо).

Вільні гравітаційні води перебувають у тріщинах, великих порожнинах. Вони легко стікають під впливом сили ваги, відносно швидко переміщуються по водоносних горизонтах.

Порові води тривалий час стикаються з породами, часто перебувають у рівновазі з ними. У порових розчинах виявлено мікроорганізми,

що окисляють сульфіди. Тому можна зробити висновок про переважно біогенний характер формування сполуки порових розчинів.

Водна міграція здійснюється дифузією або фільтрацією, у зв'язку із чим розрізняють дифузійні, фільтраційні й змішані процеси.

Дифузія має місце в застійних або дуже малорухомих водах. У ландшафті це головним чином болотні й мулові води, частково розчини елювіальних ґрунтів, кори вивітрювання, водоносних горизонтів. Дифузійні процеси особливо характерні для глин; іноді вони призводять до їхнього знесолення (дифузійне вилуговування), при цьому іони мігрують із різною швидкістю (наприклад, хлориди дифундують швидше сульфатів).

Дифузія характеризується малою швидкістю, і в ландшафті, з його активним водообміном, має підлегле значення. Тут більше поширена фільтрація, з якою зв'язані розчинення, іонний обмін (сорбція), осадження солей і багато інших явищ.

Лужно-кислотні умови природних вод. Хоча кількість водневих іонів звичайно не перевищує 0,0001 г/л, вплив їх на процеси, що протікають у ландшафті, величезний. У зв'язку з цим концентрація водневих іонів становить один з найважливіших геохімічних параметрів ландшафту. Через малі абсолютні величини концентрацію виражають не в грамах на літр, а у вигляді негативного логарифма концентрації – *показника рН*. За величиною рН води ландшафту поділяють на чотири групи:

1) сильнокислі води із $\text{pH} < 3$; кислотність зумовлена вільною сірчаною кислотою (рідше HCl – у вулканічних ландшафтах);

2) кислі й слабкокислі води із рН від 3 до 6,5; кислотність в основному пов'язана з органічними кислотами й CO_2 ;

3) нейтральні й слабколужні води із рН від 6,5 до 8,5, зумовленим $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$;

4) сильнолужні води із $\text{pH} > 8,5$; лужність у більшості випадків пов'язана із присутністю соди (Na_2CO_3 або NaHCO_3).

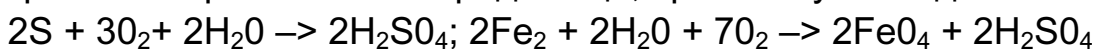
Це дозволяє виділяти в ландшафтах зони сірчаноокислого, кислого, нейтрального, слабколужного й содового вилуговування (зазначені процеси розрізняються й за окислювально-відновлювальними умовами, у зв'язку із чим, наприклад, кисле вилуговування розчленовується на два типи: кисле окисне й кисле глеєве). Зони вилуговування найбільш характерні для ґрунтів і кори вивітрювання, але зустрічаються вони й у водоносних горизонтах і континентальних відкладеннях. Ca , Sr , Ba , Ra , Cu , Zn , Cd та інші елементи, що утворюють катіони («катіоногенні елементи», переважно метали), найбільш рухливі в кислих середовищах, а V^{5+} , As^{5+} , Se , Mo , Si , Ge та інші елементи, що утворюють аніони («аніоногенні елементи»), – у лужних середовищах.

Ці елементи менш рухливі в нейтральних водах. Міграція Na, Li, Br, I та інших елементів майже не контролюється рН.

Організми чутливі до рН: найбільш сприятлива для них реакція, близька до нейтральної. Сильнокислі й сильнолужні води шкідливі для більшості культурних рослин, свійських тварин і людини.

Органічні сполуки живих організмів і гумус мають «буферну здатність» усереднювати сильнокисле й сильнолужне середовища. У сильнолужних умовах слабкі органічні кислоти нейтралізують лугу й перетворюють сильнолужну реакцію на слабколужну. В сильнокислому середовищі слабкі органічні основи нейтралізують сильні кислоти, і реакція стає слабкокислою. Таким чином, у ландшафті є механізм, за допомогою якого створюється реакція вод, найбільш сприятлива для життя. Однак цей механізм діє тільки в певних умовах. У ландшафтів, що містять мало живої речовини, буферна здатність відсутня. Для них у ряді випадків характерні різкі відхилення від нейтральної реакції. Наглядним прикладом цього є Сірчані Бугри в Каракумах, де О. Є. Ферсманом у 1925 році було виявлено вільну сірчану кислоту, що утворюється при окислюванні сірки. Відсутність нейтралізаторів у вигляді карбонатів або органічних сполук зумовила сильнокислу реакцію, не властиву пустельній зоні.

Кисле середовище в ландшафті виникає найчастіше при розкладанні органічних речовин, що збагачує води вугільною кислотою, високомолекулярними (гумусовими) і низькомолекулярними органічними кислотами. За рахунок біологічного колообігу рН вод звичайно знижується до п'яти – шести, а іноді до чотирьох і нижче. В результаті окислювання елементарної сірки й дисульфідів, головним чином піриту, створюється сірчаноокисле середовище, і рН знижується до 1 – 2:



Ці процеси розвиваються на ділянках виходу на поверхню сірчанних і сульфідних руд, піритиносних глин, сланців та інших порід, що містять дисульфіди. Механізм такого «сірчанокислого вивітрювання» досить складний, у ньому беруть участь мікроорганізми.

У профілі кислотно-лужної зональності зміна рН іноді відбувається поступово, але частіше спостерігається різкий стрибок цієї величини на межі горизонтів. У місцях, де на короткій відстані кисле середовище змінюється на лужне, виникає лужний бар'єр, для якого особливо характерна концентрація Fe, Ca, Mg, Mn, Ba, Sr, Cr, Zn, Cu, Ni, Co, Pb, Cd та інших металів (елементи розташовані в порядку убавання кларків) (рис.5).

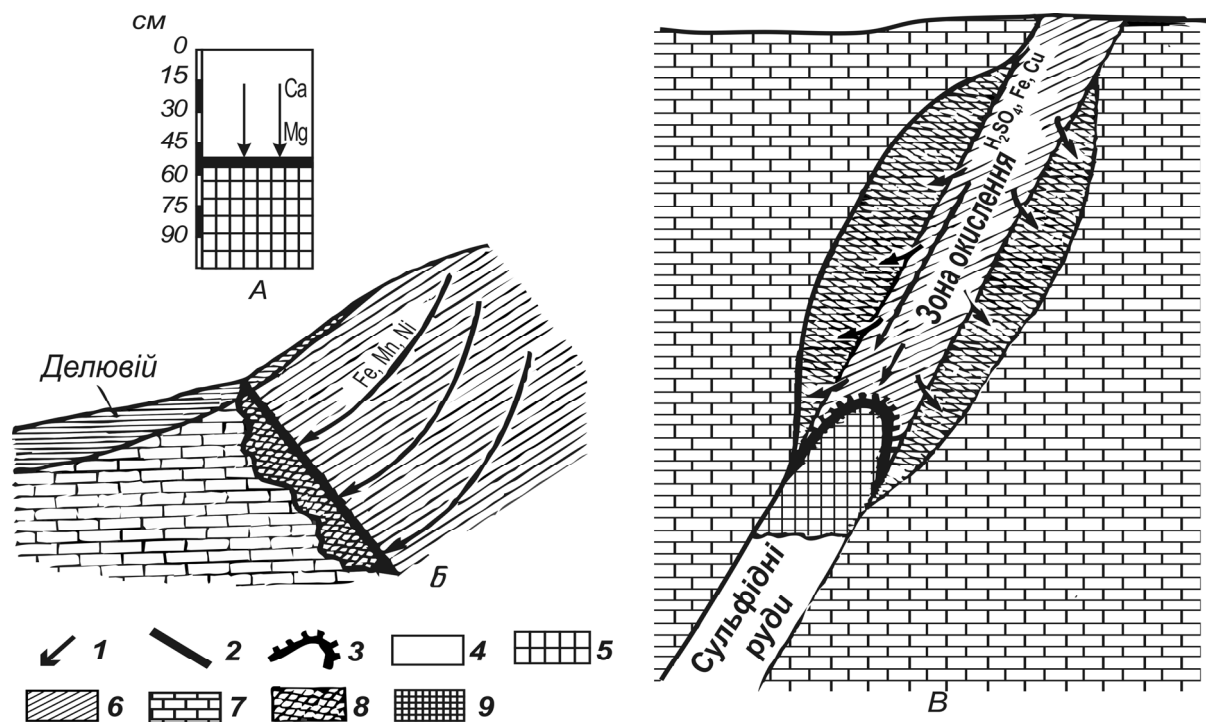


Рис. 5. Деякі види лужних бар'єрів у ландшафтах: у степових ґрунтах (А), на контакті безкарбонатних порід з вапняками у вологому кліматі (Б) і на ділянках зони окислювання сульфідних руд у вапняках(у будь-якому кліматі) (В):

1 – напрямок руху вод, 2 – лужний бар'єр, 3 – сірководневий бар'єр, 4 – вилужений від карбонатів горизонт степових ґрунтів (А, В і т.ін.), 5 – карбонатний горизонт степових ґрунтів (С та ін.), 6 – безкарбонатні породи, 7 – вапняки, 8 – концентрація металів на лужному бар'єрі (Fe, Mn, Ni, Cu, Zn, Pb і т.ін.), 9 – концентрація металів на сірководневому бар'єрі (зона вторинного сульфідного збагачення)

Відому роль у підкисленні вод відіграють атмосферні опади, особливо у вулканічних районах і промислових центрах. Нагадаємо, що в літосфері кларки катіоногенних елементів (Ca, Mg, Na, K та ін.) значно більше кларків елементів, що утворюють сильні аніони (S, Cl, N, C, P, V та ін.). Тому кислі води, мігруючи по ґрунтах і породах, досить швидко усереднюються, стають менш кислими або навіть лужними. У результаті в ґрунтах, корах вивітрювання, водоносних горизонтах у ході фільтрації вод рН підвищується, утворюється кислотно-лужна зональність. Так, у підзолах, чорноземах, солонцях, бурих лісових та інших ґрунтах кисла або слабкокисла реакція в горизонті А змінюється на нейтральну або слабколужну в горизонті В. У кислих корах вивітрювання вологих тропіків нижні горизонти також мають нейтральну або лужну реакцію. Підвищення рН зв'язане в значній мірі з кислим вилуговуванням катіо-

нів з верхніх горизонтів і їхньою частковою акумуляцією в нижніх. Таким чином, *кисле середовище у верхніх горизонтах породжує лужне в нижніх*. У формуванні лужного середовища відіграють роль і катіони, що споконвіку перебувають у нижніх горизонтах. Лужний бар'єр може виявитися й у кислих умовах при зміні сільнокислої реакції на слабко-кислу, й у лужних – при зміні слабколужного середовища на сильнолужне. Особливо контрастні лужні бар'єри виникають при контактах силікатних і карбонатних порід. Так, у тайговій зоні нерідко під малопотужним валунним суглинком залягають вапняки. Кислі розчини, що фільтруються з підзолистих ґрунтів, потрапляючи у вапняк, зустрічають на своєму шляху лужний бар'єр, на якому осаджуються залізо й марганець. Дуже характерні лужні бар'єри для зони окислювання сульфідних руд у вапняках. Тут сірчано-кислі розчини, що утворюються при окислюванні піриту, нейтралізуються вапняками. У результаті на лужному бар'єрі спостерігається озалізнення, осадження малахіту й азуриту, смітсоніту й інших карбонатів міді, свинцю, цинку.

Менш характерні для ландшафтів кислі бар'єри, що виникають при різкому зменшенні рН. На кислому бар'єрі осаджуються аніоногенні елементи: Si, Se, Mo, Ge та ін.

Дуже цікаві в науковому й практичному відношенні *двосторонні геохімічні бар'єри*, що утворюються на ділянках зустрічної міграції вод. Для двосторонніх бар'єрів характерна асоціація елементів із протилежними властивостями (металів і неметалів та ін.).

Комплексні сполуки. Величезну роль у міграції металів відіграють їх комплексні органічні сполуки. Органічні сполуки ґрунту витягують із мінералів метали й переводять їх у рухому форму. Міграція металів у формі органічних комплексів характерна для тайги, тундри й інших ландшафтів вологого клімату. Тут значна, а, може, й переважна частина заліза, нікелю, міді, цинку та інших металів мігрує в комплексній формі. Утворення розчинних комплексних сполук підвищує рН випадання гідроокису, збільшує міграційну здатність елементів у ландшафті.

Окислювально-відновлювальні умови природних вод.

Найважливішим окислювачем у ландшафті є вільний кисень атмосфери. Окислювачами можуть бути й інші хімічні елементи, здатні приєднувати електрони: тривалентне залізо, чотиривалентний марганець, шестивалентна сірка, п'ятивалентний азот і т.ін. Відновителями є різні хімічні елементи, вірніше, їхні атоми й іони, здатні віддавати електрони: двовалентне залізо, двовалентна (негативна) сірка, водень, двовалентний марганець, елементи в металевому стані – мідь, миш'як та інші, тривалентний хром, тривалентний ванадій і т.п. Найважливішими відновителями в ландшафті є органічні речовини (органічні кислоти й інші), двовалентне залізо й газоподібний водень. (У хімії окислюванням називається віддача електронів, а відновленням – їхнє придбання.)

Окислювання одного елемента, що віддає електрони, супроводжується відновленням іншого, що здобуває електрони, у зв'язку з чим і говорять про окислювально-відновлювальні реакції).

Залежно від ступеня іонізації й умов навколишнього середовища той самий елемент може бути й окислювачем і відновлювачем. Так, наприклад, тривалентне залізо – окислювач, а двовалентне – відновлювач, чотиривалентний марганець – окислювач, двовалентний – відновлювач.

Окислювання супроводжується відновленням, але в геохімії прийнято говорити окремо про окисні й відбудовні реакції, маючи на увазі окислювання або відновлення конкретного атома або іона.

Окислювання часто пов'язане із приєднанням газоподібного кисню з повітря й води (звідси й походження терміна «окислювання», хоча окислювання може протікати й без вільного кисню). При цьому мають на увазі окислювання речовин, що перебувають у твердій фазі або в розчині у вигляді іонів, хоча одночасно має місце й відновлення кисню. Аналогічно говорять про відновлення сульфатів та сполук тривалентного заліза, не згадуючи про те, що одночасно протікає окислювання органічних речовин. При вивченні окислювально-відновлювальних процесів важливо враховувати величину Eh , тобто окислювально-відновлювальний потенціал, що характерний для природної системи з її конкретними величинами концентрації, рН і температури, а також $E0$ – «стандартного потенціалу» даної реакції. Eh і $E0$ вимірюються у вольтях.

Багато елементів, залежно від Eh середовища, мають різну валентність (Fe^{3+} і Fe^{2+} , S^{6+} і S^{2-} , V^{5+} і V^{3+} , Cu^{2+} і Cu^{+} і т.ін.). Тому, виявивши в ландшафті сполуки елемента певної валентності (наприклад, H_2S або H_2SO_4), можна зробити орієнтовні висновки про величину Eh вод. Завдяки тому що в природі концентрації розчинів, рН і температури різні, змінюються й окислювально-відновлювальні умови, що визначають окислювання або відновлення елементів.

Показником зміни окислювально-відновлювальних умов є перехід Fe^{3+} в Fe^{2+} , який впливає на зміну фарбування порід і ґрунтів. Сполуки Fe^{3+} мають червоне й буре забарвлення, а сполуки Fe^{2+} – зеленувате й сізе. Для кожного елемента є свої окисні й відбудовні умови, відповідно до $E0$ і Eh . Наприклад, обстановка кислих тайгових боліт з $Eh=0,4$ В для заліза буде відбудовною, оскільки в цих умовах воно перейде в Fe^{2+} . Для міді ця обстановка ще буде окисною, перехід Cu^{2+} у Cu^{+} настає при нижчих величинах Eh . Однак, з огляду на високий кларк заліза й легку індикацію його окислених і відновлених сполук (зміна фарбування), поводження заліза покладено в основу класифікації окислювально-відновлювальних обстановок ландшафту. Виділяють три основні

обстановки: 1) окисну, 2) відбудовну без H_2S (глеєву) і 3) відбудовну з H_2S .

1. *Окисна обстановка* характеризується присутністю у водах вільного кисню, що надходить із повітря за рахунок природної розчинності або фотосинтезу водяних рослин. Eh вище 0,15 – 0,4 В, залізо перебуває у формі Fe^{3+} (Eh до 0,6 – 0,85 В). У сильноокислих середовищах при рН = 1 – 2 й у кисневих водах, тобто в умовах окисного середовища, залізо перебуває у формі Fe^{2+} . У цьому випадку критерієм окисної обстановки є наявність у воді розчиненого кисню.

Кисневі води мають високу окисну здатність. У них відбувається мікробіологічне окислювання органічних речовин до вуглекислого газу й води, протікають різні реакції окислювання неорганічних речовин – двовалентних заліза й марганцю та інших елементів. Хром, ванадій, сірка та селен у високих ступенях окислювання утворюють розчинні сполуки – хромати, ванадати, селенати, сульфати. У ландшафтах, де переважає окисне середовище, ці елементи мають високу міграційну здатність. Наприклад, у пустелях зустрічаються легкорозчинні сульфати Na, Mg (Na_2SO_4 , $MgSO_4$), хромати К (мінерал тарапакаїт – K_2Cr_4), ванадати, селенати. Fe і Mn в окисній обстановці утворюють труднорозчинні сполуки Fe^{3+} і Mn^{4+} , що й пояснює їхню слабку міграцію в таких ландшафтах.

Для кожного ландшафту можна встановити певну глибину *кисневої поверхні*, глибше якої вода вже не містить вільного кисню. У ряді випадків вона збігається з рівнем ґрунтових вод, іноді вона розташована вище або нижче його.

Значно рідше окисна обстановка створюється в природних водах, що не містять вільного кисню (за рахунок $Fe_2(SO_4)_3$ та інших сильних окислювачів).

Найважливішими агентами відбудовних реакцій у природних водах є мікроорганізми, що окислюють органічні речовини. При цьому нерідко виділяється водень, відбувається поглинання вільного й зв'язаного кисню різних сполук, елементи переходять у стан нижчої валентності, Eh знижується. В умовах відбудовного середовища тривалентне залізо й чотиривалентний марганець переходять у двовалентну форму.

2. *Відбудовна глеєва обстановка* (без H_2S) створюється в прісних водах, що не містять або містять мало вільного кисню й багато органічних залишків. Мікроорганізми окисляють органічні речовини за рахунок кисню органічних і неорганічних сполук. У водах з'являються CH_4 , Fe^{2+} , H_2 , Mn^{2+} та інші іони й сполуки. Оскільки води містять мало SO_4^{2-} , то сірководень не утворюється або утворюється в дуже малих кількостях; високої рухливості набувають залізо й марганець, почасти й інші метали, що входять до складу органічних комплексів. У ґрунтах, опадах і корі вивітрювання розвивається оглеєння. Цей тип відбудовної обста-

новки особливо характерний для боліт влажнотропічної, тундрової, тайгової й лісостепової зон (E_h нижче +0,4 В, місцями нижче нуля).

3. *Відбудовна сірководнева обстановка (з H_2S)* створюється в безкисневих водах, багатих SO_4^{2-} , де мікробіологічне окислювання органічних речовин здійснюється частково за рахунок відновлення сульфатів. При цьому відбувається десульфурізація. Поява у водах H_2S (іноді до 2 г/л і більше) призводить до осадження металів, що утворюють нерозчинні сульфіди. Оглеєння не розвивається, і в геохімічному відношенні ця обстановка протилежна попередній. Величини E_h низькі, часто нижче нуля (до – 0,5 В), E_h може бути таким самим, як і в другому типі. Одна величина E_h не визначає ще умов міграції елементів: при тому самому E_h , але при різному змісті H_2S елемент може й мігрувати, й осаджуватися. Третій тип окислювально-відновлювальної обстановки характерний для солончаків і мулів солоних озер степів і пустель, для глибоких горизонтів підземних вод деяких районів.

У різних частинах ландшафту окислювально-відновлювальні умови природних вод неоднакові. Вище кисневої поверхні переважають кисневі води, що мають окисну здатність й величину $E_h = 0,15 \dots 0,5$ В (при рН = 6 \dots 8). Нижче кисневої поверхні води відбудовні, величина E_h менша 0,4 В (у лужних водах степів «прикордонний E_h » значно знижується).

У природних системах ландшафту відбувається закономірна зміна окислювально-відновлювальних умов, утворюється окислювально-відновлювальна зональність. Найбільш відбудовні умови виникають у місцях енергійного розкладання органічних речовин (у горизонтах А ґрунтів, верхньої частини мулів, у місцях захоронення органічних залишків, у водоносних горизонтах і т.п.). Убік від цих горизонтів E_h росте, причому окисні умови спостерігаються глибше відбудовних (у горизонті В ґрунтів, у глибоких частинах мулів і т.д.).

Глибинні, ґрунтові й болотні глеєві (безкисневі) води, надходячи до поверхні, окисляються вільним киснем. При цьому відбувається осадження заліза й марганцю (утворення залізомарганцевих конкрецій на дні озер, у болотах і ґрунтах)

Зі зміною окислювально-відновлювальних умов зв'язане формування різних геохімічних бар'єрів. На ділянках різкої зміни відбудовного середовища на окисне виникає окисний бар'єр, що, як правило, є кисневим (наприклад, у місцях виходу на поверхню глеєвих вод, збагачених залізом і марганцем, осаджуються їхні гідроокисли, утворюючи «озалізнення в зонах розламів», залізомарганцеві конкреції, болотні й озерні руди, рис. 6).

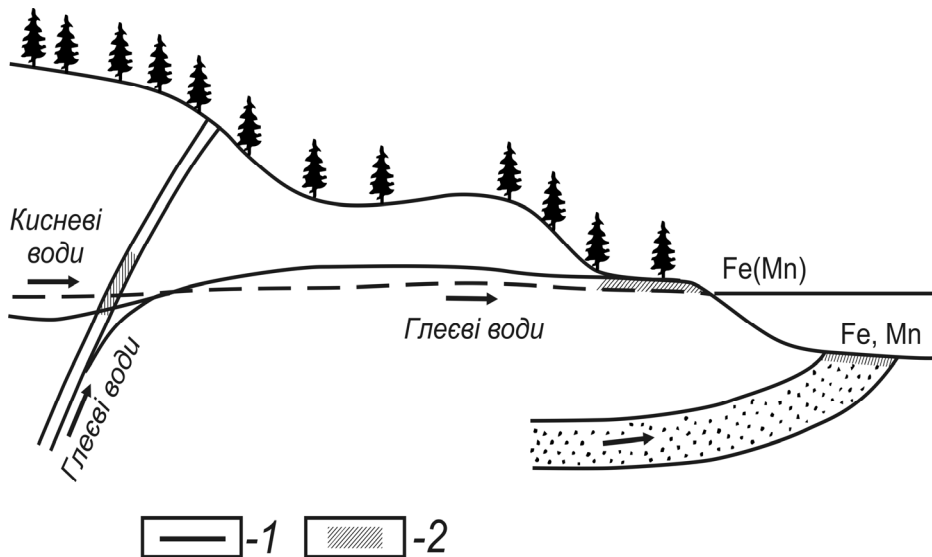


Рис. 6. Кисневі геохімічні бар'єри в тайговому ландшафті:
1 – киснева межа, 2 – кисневий бар'єр

Там, де кисневі або глеєві води контактують із сірководневим середовищем, виникає *відбудовний сірководневий бар'єр*, на якому осаджується багато металів, що утворюють нерозчинні сульфіди. У зв'язку з високим кларком заліза (4,65) особливо широко поширені сульфіди заліза – пірит, марказит (Fe_2), гідротроїліт ($\text{Fe} \cdot n_2\text{O}$). Рідше зустрічаються сульфіди міді – халькозин і ковелін, свинцю – галеніт, цинку – сфалерит і т. ін. Сірководневий бар'єр характерний для ґрунтів, ґрунтових і пластових вод. При зустрічі кисневих вод із глеєвим середовищем формується глеєвий бар'єр, на якому концентруються уран, селен, ванадій, місцями мідь. Залізо, марганець, свинець, цинк у цих умовах енергійно мігрують.

Величини E_h і pH становлять найважливіші геохімічні параметри природних вод, що визначають умови міграції багатьох елементів.

Методи фізичної хімії дозволяють розраховувати розчинність хімічних сполук залежно від величин pH і E_h розчину. Подібні розрахунки пророблені для багатьох мінералів та іонів, їхні результати звичайно виражають у формі E_h - pH -діаграм, на яких по осі абсцис відкладають pH , а по осі ординат – E_h . У таких координатах чітко обмежуються поля існування різних мінералів.

Принцип рухливих компонентів і класи водної міграції. Власності води як середовища міграції визначаються декількома типоморфними елементами або іонами: O_2 , CO_2 , H_2S , H^+ , OH^- , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , CO_3^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Fe^{2+} і деякими іншими. Той самий елемент, що типоморфний в одному ландшафті, може не бути типоморфним в

іншому. Наприклад, залізо типоморфне в тундрі й тайгових болотах, але мало активне в степах. Нагадаємо, що типоморфними є елементи з більшими кларками. Зміст у ландшафті таких елементів, як Rb, Cs, Se, Br, настільки малий, що вони ні при яких умовах не є типоморфними. Але й серед розповсюджених елементів аж ніяк не всі типоморфні. Роль елемента в ландшафті визначається в більшості випадків не стільки його змістом, скільки інтенсивністю його міграції й здатністю до акумуляції. У ґрунтах солончаків кремнію значно більше, ніж натрію або хлору, а разом з тим весь вигляд цього ландшафту, всі його характерні риси пов'язані саме з легкорозчинними солями, а не із кремнієм або алюмінієм. Отже, найбільшу роль відіграють інтенсивно мігруючі розповсюджені елементи.

Часто із усіх рухливих елементів типоморфними є ті, що мають найбільшу міграційну здатність й накопичуються в даному ландшафті. Інші рухливі елементи набувають як би підлеглого значення. Так, у солончаках крім солей Na утримуються й солі Ca (кальцит і гіпс), однак вони не мають такого істотного значення в ландшафті, як більш розчинні солі Na. Тому в солончаках типоморфні Na і Cl, але не Ca.

У гірських степах, де солей Na звичайно дуже мало, солі Ca починають впливати на ландшафт, тобто Ca стає типоморфним елементом. Менш рухливі Si і Al у даному ландшафті мають підлегле значення. У вологих тропіках, де Ca майже зовсім вилучений з ландшафту, більшу роль відіграє водневий іон, кремнекислота, алюміній; вони є типоморфними. Таким чином, *принцип рухливих компонентів* можна сформулювати так: *роль елемента в ландшафті визначається його змістом у середовищі й інтенсивністю міграції*. Розповсюджені елементи, що найбільше інтенсивно мігрують і накопичуються в ландшафті, є типоморфними, тоді як значення інших елементів, що активно мігрують, але все ж таки менш рухливі або не здатні до акумуляції в даних умовах, другорядне.

Класи елементарних ландшафтів. У межах сімейств найбільші розходження ландшафтів визначаються класом водної міграції, тобто міграцією Ca, Mg, Na, Cl, H⁺ та інших типоморфних елементів та іонів водної міграції. У ґрунті, корі вивітрювання, ґрунтових водах та інших природних тілах можуть бути як однакові, так і різні класи міграції. В основу виділення класу ландшафту покладена водна міграція в гумусовому горизонті ґрунтів, оскільки для нього характерна максимальна напруга геохімічних процесів. Це центр ґрунту. Класи позначають за типоморфними елементами: H-клас, Ca-клас, Na-клас, H-Fe-клас та ін. Наприклад, у південно-тайговому сімействі розрізняють ландшафти кислого (H), кальцієвого (Ca) і кислого глеєвого (H – Fe)-класів. Ґрунти й води в першому класі кислі, родючість ґрунтів у зв'язку з цим низька, води містять багато колоїдів, свійські тварини страждають від недоліку

Са й хворіють на рахіт. У ландшафтах Са-класу родючість ґрунтів вище, а отже, вище й біологічна продуктивність, реакція ґрунтів нейтральна або слабколужна, свійські тварини не страждають від недоліку кальцію й мають гарний кістяк. У ландшафтах Н-Fe-класу частина напіврозкладених залишків організмів накопичується у вигляді торфу. Біологічна продуктивність ландшафту дуже незначна.

Кожне сімейство складається з декількох класів, але переважає звичайно який-небудь один. Так, наприклад, у тундрі крім пануючого кислого глеєвого (Н-Fe) класу є ландшафти Са-класу (на вапняках), Na-H₂S-класу (тундрові солончаки узбереж), Н-класу (гірська тундра). У вологих тропіках найпоширеніший кислий (Н) клас, але є й ландшафти Н-Fe-класу (болотисті ліси), Na-H₂S-класи (мангри), Са-класу (на вапняках) і т.ін. При символічному позначенні класів заряд іона ми не показуємо, тобто умовно позначаємо «Н – клас» замість Н⁺ і т.ін. Число класів невелике, найпоширеніші ландшафти відносяться лише до шести-семи основних класів.

Наявність класів ландшафтів зумовлена і кліматом, і геологічною будовою, і рельєфом. Як правило, розміщення класів ландшафтів не підпорядковується зональності, тому у різних зонах зустрічаються ландшафти того самого класу. Наприклад, кислі й кислі глеєві класи ландшафтів характерні для тайги, вологих тропіків, тундри; кальцієві зустрічаються у всіх типах ландшафтів і т.ін.

Колоїдна міграція, сорбція, сорбційний бар'єр.

Ландшафт – це справжнє царство колоїдів. Такого їхнього нагромадження й розмаїтості не спостерігається в інших частинах земної кори. Із глибиною кількість колоїдів і їхня геохімічна роль різко зменшується, магматичні породи практично не містять колоїдів. Чим інтенсивніше й довше протікає *бік* (протилежні процеси – біогенна акумуляція й мінералізація утворюють єдиний біологічний колообіг атомів, скорочено *бік*), тим більше в ландшафті накопичується колоїдних речовин.

Перші стадії формування ландшафту на вивержених породах відрізняються низьким змістом як органічних, так і мінеральних колоїдів (наприклад, ландшафти скель, покритих лишайниками). Тут ще переважають речовини в неколоїдному стані. Зрілі стадії розвитку ландшафту характеризуються пануванням колоїдів. Фактично всі тверді речовини ландшафту переходять у колоїдний стан. Наприклад, у вологих тропіках ґрунт і кора вивітрювання майже на 100% складаються з колоїдних або металоколоїдних мінералів – гідроокислів заліза, алюмінію, кремнезему, глинистих мінералів, гумусу.

Колоїдна міграція досить характерна для гумусу й для сполук Si, Al, Fe, Mn, Zr, Sn, Ti, V, Cr, Ni і багатьох інших елементів. Колоїдні розчини менш стійкі, ніж істинні; вони звичайно не досягають високих концентрацій і у своєму поведженні підпорядковуються особливим законам.

З колоїдних розчинів (золів) елементи осаджуються, створюючи насичені водою драглисті опади – гелі. Так, із природних золів кремнезему випадає гель кремнезему, що порівняно швидко губить частину води й перетворюється у твердий опал. Останній у ході подальшої кристалізації й втрати води може перетворитися в халцедон і, нарешті, у кварц. Відомі й інші студнеподібні, аморфні речовини невизначеної сполуки, що згодом перетворюються в колоїдні мінерали мікроструктурної структури. Особливо багато подібних утворень у тайгових, вологих тропічних і болотних ландшафтах.

Сполуки змінного складу були названі О. Є. Ферсманом *мутабільними*. Це – переважно гелі й нестійкі колоїдні мінерали, що утворюють ряд проміжних стадій – від вихідного гелю до відносно більш стійкої форми, яка має кристалічну структуру. Однак, навіть у цих більш стійких формах може постійно мінятися зміст води й катіонів.

У ряді випадків колоїдні мінерали виникають «на місці» за рахунок руйнування первинних мінералів гірських порід (наприклад, польових шпатів) або розкладання органічних залишків.

Частинки глинистих мінералів звичайно мають розміри трохи більші, ніж у типових колоїдів, але при своєму утворенні вони пройшли через колоїдну стадію (металоколоїди). Звичайно металоколоїди менш гідратовані й мають кристалічну структуру. Разом з тим металоколоїди зберігають деякі риси колоїдів, особливо у своєму зовнішньому вигляді («коломорфність»). Особливо багато цих мінералів у глинах і суглинках. Деякі породи майже на 100% складаються із глинистих мінералів (каолін та ін.).

Отже, найбільш важливі складові частини ландшафту, що визначають його своєрідність, або перебувають у колоїдному стані, або в процесі свого утворення пройшли через колоїдний стан, – це в першу чергу живі організми, діяльна частина мулів, ґрунтів і кори вивітрювання.

У ландшафті найпоширенішими є негативно заряджені колоїди, здатні поглинати й обмінювати катіони. Це – гумусові речовини, глинисті мінерали, гель кремнекислоти, гідроокисли марганцю. Вони, крім кальцію, магнію й калію, можуть сорбувати також і ряд важких металів.

Значно менш поширені позитивно заряджені колоїди, для яких характерна здатність обмінювати аніони. Подібні явища спостерігаються головним чином у вологих тропіках і субтропіках, де розвинена кора вивітрювання, що містить позитивно заряджені колоїди – гідроокисли заліза й алюмінію. Серед обмінних аніонів зустрічаються хлор-іон, сульфат- і фосфат-іони. В осадових залізних рудах нерідко виявляються такі елементи, як фосфор, ванадій, миш'як. Вони, ймовірно, були адсорбовані позитивно зарядженими гелями гідроокислів заліза, з яких утворилися ці руди.

У лісовій і лісостеповій зонах помірних широт, а також у вологих тропіках і субтропіках дуже поширені колоїдні гідроокисли марганцю у вигляді чорних примазок, конкрецій, порошоків і т.ін. (псиломелан – $MnO \cdot MnO_2 \cdot nH_2O$ та ін.). У цих колоїдах нерідко виявляються Ni, Co, Cu, Zn, Hg, Au, Ba та інші катіони, які були адсорбовані гелем гідроокислу марганцю, що має негативний заряд.

Колоїди ґрунтів і порід є потенційним джерелом катіонів (рідше аніонів), які в ході різних геохімічних процесів порівняно легко й швидко мобілізуються й переводяться в розчин. Тому, хоча обмінні катіони й перебувають у твердій частині ґрунтів і порід, вони мають значно більшу міграційну здатність, ніж необмінні катіони. Тобто, у кожній глині, кожному ґрунті необхідно розрізняти дві категорії катіонів: легко перехідні в розчин і здатні брати участь у реакціях (обмінні катіони) і міцно закріплені в кристалічних решітках мінералів і перехідні в розчин лише в результаті руйнування кристалічної решітки у ході тривалих процесів вивітрювання й ґрунтоутворення (наприклад, калій, натрій і кальцій польових шпатів, калій і магній слюд та інших первинних мінералів).

Між катіонами природних вод і обмінних катіонів ґрунтів і порід є тісний зв'язок, і за сполукою обмінних катіонів можна судити про сполуку природних вод і навпаки. Якщо поглинаючий комплекс гірських порід насичений кальцієм і магнієм, то циркулюючі по цих породах ґрунтові води мають нейтральну або слабколужну реакцію й «кальцієвий склад» (гідрокарбонатно-кальцієві води, сульфатно-кальцієві води). Якщо поглинаючий комплекс містить водневий іон та іон алюмінію, то ґрунтові води мають слабкокисло реакцію й зміст кальцію в них буде значно менший. Якщо породи містять обмінний натрій і не містять легкорозчинних солей, то в циркулюючих по них водах присутня деяка кількість соди. Навпаки, кальцієві води, мігруючи серед порід, сприяють насиченню поглинаючого комплексу кальцієм, натрієві води – натрієм і т.д. (табл. 1).

Основні класи водної міграції хімічних елементів у ландшафтах
(на основі типоморфних елементів, іонів і сполук)

Лужно-кислотні умови	Типоморфні водні мігранти	Типоморфні повітряні мігранти й окислювально-відновлювальні умови
Сильнокислі	H^+ , SO_4^{2-} іоні Al^{3+} , Fe^{3+} H^+ , Cl^- , Al^{3+} , Fe^{3+}	CO_2 , частково CH_4 (відбудовна обстановка без H_2S) XVII. Сірчанокислій сульфідний —
Слабокислі	H^+ , органічні кислоти, HCO_3^-	— XII. Кислий глеєвий ($H^+ - Fe^{2+}$) XVIII. Кислий сульфідний
Нейтральні й слабколужні	Ca^{2+} (Na^+ , Fe^{2+}) Cl^- , Na^+ , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , SO_4^{2-}	XIII. Карбонатний глеєвий ($Ca^{2+} - Fe^{2+}$) XIX. Нейтральний карбонатний, сульфідний XX. Соленосно-сульфідний ($Na^+ - H_2S$)
Сильнолужні	OH^- , Na^+ , HCO_3^- , SiO_2	XIV. Соленосний глеєвий XV. Гіпсовий глеєвий XVI. Содовий глеєвий XXI. Содовий сірководневий ($Na^+ - OH^- - H_2S$)

Адсорбція може бути й необмінною. У цьому випадку поглинений метал (наприклад, K^+ , Rb^+ , Cs^+) міцно закріплюється в колоїдному мінералі й згодом не переходить назад у розчин при обробці глини (ґрунту) нейтральною сіллю. Колоїдні мінерали й гумус здатні також сорбувати мікроорганізми, гази, молекули розчинених речовин.

У місцях зустрічі вод із сорбентами в ландшафті виникають *сорбційні бар'єри*. Ca, K, Mg, Rb, Zn, Ni, Cu, Co, Pb, U, Hg, Ra та інші накопичуються переважно на бар'єрах з негативно зарядженими колоїдами – гумусом, глинистими мінералами, гідроокислами Mn і т.ін. P, S, V, Cr, As, Mo та інші. накопичуються головним чином на бар'єрах з позитивно зарядженими колоїдами – гідроокислами Al, Fe та ін. Сорбційні бар'єри характерні для крайових зон боліт (торф), ілювіальних глинистих горизонтів ґрунтів і кор вивітрювання, гумусових горизонтів ґрунтів, контакту глин і пісків в алювії й т.ін. Особливо велика роль цих бар'єрів у ландшафтах вологого клімату з інтенсивним біком, де накопичується багато колоїдів, а води мало мінералізовані. У таких водах концентрація більшості елементів далека від насичення, і мінерали не осаджуються. У цьому випадку сорбція поряд з поглинанням живою речовиною є механізмом, що затримує міграцію, яка переводить елементи з рідкої фази у тверду.

В аридних ландшафтах, де води сильно мінералізовані, відносна роль сорбційного бар'єра зменшується, тому що багато елементів тут концентруються в результаті осадження простих солей. Однак для частини рідких елементів такий бар'єр має вирішальне значення й в аридних ландшафтах (наприклад, для літію, рубідію, талію й інших металів, солі яких легко розчинні).

Таким чином, при дробленні речовини так само, як і при випару води й при фотосинтезі, відбувається акумуляція сонячної енергії, перетворення її в геохімічну енергію сорбції. Це велика робота у земній корі.

Зміна гірських порід у ландшафті; хімічне вивітрювання й цементация. Процеси роздрібнення (дезінтеграції), руйнування мінералів, вилуговування розчинних сполук, що утворюються, приєднання до мінералів O_2 , CO_2 та інших повітряних мігрантів поєднують у поняття *вивітрювання*. У геохімічному відношенні вивітрювання можна визначити як процес переважного видалення з порід і мінералів водних мігрантів (Ca, Mg, K, Na та ін.) і приєднання повітряних (у першу чергу – O_2 , H_2O , CO_2). Найенергійніше вивітрювання протікає в ґрунті, слабкіше – в корі вивітрювання, ще слабкіше – в мулах і водоносних горизонтах.

Хімічне вивітрювання починається з гідратації, тобто приєднання до мінералу молекул води. Всі вторинні силікати, а також більшість інших вторинних мінералів містять воду (сорбована, кристалізаційна й ін.). До таких відносяться всі глинисті мінерали, гідроокисли заліза, алюмінію й марганцю, водні фосфати (вівіаніт і ін.), арсенати, ванадати, гідрати

кремнезему (опал), розчинні солі (мірабіліт, гіпс та ін.). Чим далі розвивається вивітрювання і чим менше в ландшафті зберігається первинних мінералів, тим більше ландшафт містить хімічно зв'язаної води. Максимальна кількість останньої спостерігається в найбільш зрілих формах елювію на пізніх стадіях його розвитку (латерити й ін.).

Окислювання особливо характерно для вивітрювання порід і руд, в яких багато сульфідів (зона окислювання сульфідних родовищ), а також для порід, що містять багато двовалентного заліза і марганцю (базальти, дуніти, пироксеніти, сидероліти т.ін.).

Карбонатизація (приєднання CO_2) спостерігається переважно в посушливому кліматі – у лісостепу, степах і пустелях.

Продукти вивітрювання – прості солі й колоїдні мінерали – утворюються в живих організмах або в процесі мінералізації їхніх залишків, тобто біогенним шляхом. Однак не можна ігнорувати й чисто хімічні та фізико-хімічні реакції, при яких окремі компоненти майбутнього мінералу не проходять через організми тварин або рослин. Наприклад, гіпс та інші солі в солончаках утворюються при випару ґрунтових вод. Вивітрювання польових шпатів, слюд, амфіболів та інших первинних алюмосилікатів і силікатів відбувається не тільки в ґрунтах, але й у корі вивітрювання на глибині до десятків метрів. Нерідко первісна вивержена порода майже націло перетворена в глинисті мінерали – каолінит, галуазит і ін. Особиста участь рослин в утворенні глинистих мінералів у цьому випадку виключається. Більшість дослідників вважає, що тут під впливом таких агентів, як атмосферна вода й розчинена в ній вуглекислота, кисень, органічні кислоти, протікають різні хімічні й фізико-хімічні реакції руйнування первинних мінералів. Механізм цих реакцій ще недостатньо досліджений. Деякі автори дотримуються думки, що спочатку має місце повне розкладання первинного мінералу на основні й кислотні компоненти (Ca^{2+} , K^+ , Na^+ , SiO_2 і т.ін.), а потім ці продукти розпаду частково знову з'єднуються, створюючи синтетичні глинисті мінерали (головним чином, за рахунок взаємодії гідратів Si, Al і Fe).

Поряд з вивітрюванням, у ландшафтах протікають і процеси акумуляції водних мігрантів. У результаті утворюються щільні горизонти в ґрунтах, корі вивітрювання, континентальних відкладеннях (ілювіальні горизонти підзолистих, солонцевих, чорноземних ґрунтів, окременені горизонти в корі вивітрювання, залізисті панцири латеритів, вапняні й гіпсові кори пустель). Такі процеси називаються *цементациєю*. За спостереженням В. В. Добровольського, цементация часто відбувається метасоматично, тобто шляхом заміщення нестійких мінералів стійкими без істотної зміни об'єму. При цьому розчинення старих мінералів протікає одночасно з відкладенням нових; твердий стан системи зберігає-

ться. Це *гіпергенний метасоматоз*. Він розповсюджений у всіх типах ландшафтів, найбільш енергійний у вологому кліматі, де гідроокисли заліза й марганцю заміщають глинисті мінерали, польові шпати й навіть кварц. В аридних ландшафтах метасоматоз проявляється слабкіше, тут кальцит заміщує глинисті мінерали; кварц і польові шпати змінюються менше. У результаті метасоматозу із силікатів у рухливий стан переходить багато хімічних елементів.

Зони вивітрювання й цементації являють собою особливу систему. Їх вивчають спільно як частини єдиного цілого, на основі подань про прямі й зворотні зв'язки.

Інтенсивність водної міграції. Зміст хімічного елемента в природних водах не є показником інтенсивності водної міграції. Припустимо, що у воді досліджуваної ріки втримується 10^{-2} г/л кремнію й $5 \cdot 10^{-5}$ г/л цинку. Не можна робити висновки, що кремній мігрує енергійніше. Його набагато більше в гірських породах і ґрунтах, звідки він надходить до води.

Американський учений Сміт у 1917 році розробив метод кількісної оцінки інтенсивності водної міграції елементів, який полягає в зіставленні середньої сполуки річкових вод зі сполукою гірських порід. Таким шляхом було встановлено послідовність виносу окремих елементів при вивітрюванні. Надалі Б. Б. Полинов розвив метод і, що особливо цінно, дав глибоку геохімічну інтерпретацію отриманим результатам. Він визначив широко відомі ряди міграції хімічних елементів, які лягли в основу теорії розвитку кори вивітрювання й геохімії ландшафту.

Для характеристики інтенсивності водної міграції елементів використовують коефіцієнт водної міграції (K_x), що дорівнює відношенню змісту елемента X у мінеральному залишку води до його змісту в гірських породах, дренажних цими водами. Зміст елемента X у водах (m_x) звичайно вимірюється в грамах на літр, а його зміст у породах (n_x) у відсотках. Розрахункова формула для K_x має такий вигляд:

$$K_x = m_x \cdot 100 / a \cdot n_x,$$

де a – сума мінеральних речовин, розчинених у воді (у г/л). Чим більше K_x , тим сильніше елемент вилуговується з порід, тим інтенсивніше його водна міграція. Використовуючи цей коефіцієнт, можна порівнювати між собою інтенсивність міграції розповсюджених і рідких елементів. K_x характеризує водну міграцію цілком, він залежить не тільки від фізико-хімічної, але й від біогенної міграції.

При розрахунках коефіцієнти водної міграції у ландшафті ставлять один до одного як інтенсивності їхньої міграції.

Для оцінки інтенсивності водної міграції використовують чотири градації:

Інтенсивність міграції K_x

I. Дуже рухливі мігранти $n \cdot 10 - n \cdot 100$.

II. Легкорухливі мігранти $n - n \cdot 10 (n < 2)$.

III. Рухливі мігранти $0, n - n (n < 5)$.

IV. Слабкорухливі й інертні мігранти $0, 0n$ і менш.

Коефіцієнти водної міграції визначені для багатьох ландшафтів.

Інтенсивність міграції елементів може значно відрізнятись від наведених величин. У деяких ландшафтах, наприклад у болотах, різко підвищується міграційна здатність заліза, алюмінію, міді, хрому й інших елементів.

Коефіцієнт водної міграції можна використати й для вивчення міграції елементів у інших частинах ландшафту (ґрунтові води, ґрунти), а також для характеристики інтенсивності водної міграції за межами ландшафту, в глибоких горизонтах підземних вод (у зоні катагенезу).

Хімічний склад вод формується не тільки в результаті прямого розчинення або вилуговування гірських порід і ґрунтів, але й за рахунок розкладання рослинних залишків, тобто в ході *біка*. Тому розрахунок K_x на зміст елемента X у даній породі або ґрунті не завжди методично виправданий. Вірніше визначати K_x на кларк елемента в літосфері, у зв'язку із чим можна використати два типи коефіцієнтів: K_{x1} – на кларк і K_{x2} – на конкретну породу, ґрунт.

Визначаючи K_x , можна порівнювати інтенсивність міграції головних і рідких елементів у будь-яких типах вод земної кори. У підземних водах у ряді випадків вірніше визначати K_{x1} , оскільки зміст деяких елементів у них не залежить від змісту цих елементів у породах. Крім того, формування хімічного складу вод зв'язано не тільки з водовмісними, але й з багатьма іншими породами, через які мігрувала вода.

Розчинність у хімії й геохімії. Водна міграція елемента в значній мірі залежить від розчинності його сполук. Поняття «розчинність» у хімії й геохімії має різний зміст. У ландшафті в більшості випадків води характеризуються низькою концентрацією елементів (менше 1 г/л, іноді менше 0,1 г/л). Зміст багатьох елементів у них становить $n \cdot 10^{-5} - n \cdot 10^{-6}$ г/л. Такі концентрації в лабораторних умовах достатні для визнання сполуки нерозчинною. У природних умовах, з огляду на геологічну тривалість процесів і більшу кількість мігруючих вод, такі змісти не можна визнати особливо низькими. За рахунок подібного «слабкого розчинення» можуть бути перенесені великі маси речовини. Так, наприклад, зміст у водах $1 \cdot 10^{-4}$ г/л молібдену свідчить про добру розчинність його сполук, тому що кларк цього елемента низький ($1,1 \cdot 10^{-4}\%$) і в гірських породах його мало. Коефіцієнт водної міграції молібдену в корі вивірювання дорівнює 1–2, іноді більше (близький до магнію). Зміст заліза

у водах $1 \cdot 10^{-4}$ г/л указує на низьку розчинність залізних мінералів, тому що кларк заліза великий (4,65%). Коефіцієнт водної міграції цього елемента менше 0,01, тобто у сотні разів нижче, ніж у молібдену. Низький зміст у водах літію, йоду, броду, селену і багатьох інших елементів свідчить не про низьку розчинність їхніх сполук, а про малий кларк. Таким чином, зміст у водах елементів з високими кларками багато в чому визначається розчинністю їхніх мінералів, а зміст рідких елементів часто майже не пов'язаний з розчинністю мінералів. Більшість природних вод різко недосичено рідкими елементами. Низька розчинність в аналітичній хімії, отже, може означати високу розчинність у геохімії, достатню для інтенсивної водної міграції елемента.

Хімічна денудація й іонний стік. Під хімічною денудацією розуміють величину зниження земної поверхні за рахунок виносу розчинених речовин з поверхневим і підземним стоком. За даними Г. О. Максимовича, середня хімічна денудація поверхні суші становить 12 мкм у рік (1 мкм = 0,001 мм), а для колишнього СРСР – 7 мкм (або 1 мм за 143 000 років). Ця величина визначається всім комплексом природних умов: геологічною будовою, кліматом, рельєфом.

Важливим геохімічним параметром ландшафту є показник іонного стоку: P_i – річний іонний стік з 1 км^2 площі басейну ріки, вимірюваний у т/км^2 :

$$P_i = R_i / F,$$

де R_i – іонний стік у т/рік ($R_i = m_x \cdot Q$), m_x – концентрація цього іона в річкової воді, Q – водний стік у тоннах, F – площа басейну ріки.

Величина P_i різко коливається для басейнів невеликих рік. Так, у верхів'ях Ками (тайгова зона) середньорічний хімічний стік з 1 км^2 коливається від перших десятків до перших сотень тонн у рік. Відповідно величина хімічної денудації коливається від 10 у районах, складених добре промитими відкладеннями, до 145 мкм у районах поширення соленосних порід. Це свідчить про те, що хімічна денудація й показник іонного стоку не стільки характеризують окремі зони, скільки ландшафти, тобто є константами ландшафту. Хімічну денудацію й іонний стік можна розраховувати для окремих хімічних елементів, для різних сезонів року.

4.7. Повітряна міграція хімічних елементів

Роль газів у ландшафті винятково велика, але вивчена повітряна міграція значно слабкіше водної. Як і у випадку рідин, міграція газів відбувається шляхом дифузії або фільтрації, або, нарешті, змішаним шляхом.

Надземна атмосфера ландшафту в основному складається з азоту (78,09%) і кисню (20,95%), значно менше в ній аргону (0,93%) і вуглеки-

слога газу. Атмосфера ландшафту становить нижню частину тропосфери. Усі наведені величини (об'ємні відсотки) відносяться до середнього складу повітря на рівні моря, позбавленого водяних парів (у середньому 0,03%). Зміст інших газів у край невелик. Це інертні гази – гелій ($5,2 \cdot 10^{-4}$), неон ($1,8 \cdot 10^{-3}$), криптон ($1 \cdot 10^{-4}$) і ксенон ($8 \cdot 10^{-6}$), водень ($5 \cdot 10^{-5}$), метан ($2,2 \cdot 10^{-4}$), окисли азоту, аміак, озон, пари йоду й ртуті, летучі речовини, що виділені рослинами (фітонциди), радон ($n \cdot 10^{-21}$) та ін. Атмосфера ландшафту містить також різну кількість водяних парів (від 4 до 0,0n%), іноді рідку й тверду воду, пил, мікроорганізми. Атмосфера має властивості колоїдних систем. Це – аерозоль.

Якщо зміст O_2 і N_2 у тропосфері взагалі однаковий у всіх ландшафтах, то зміст CO_2 , водяної пари, пилу, летучих органічних речовин (фітонцидів), деяких мікрокомпонентів (озону, йоду, радону й т.ін.) піддається значним коливанням.

Підземна атмосфера ландшафту – ґрунтове повітря – за своєю сполукою значно відрізняється від надземної: у ній більше CO_2 , часто вище вологість, інший зміст мікрокомпонентів. Вуглекислий газ утворюється в ґрунтовому повітрі за рахунок подиху коренів, тварин, мікроорганізмів; його зміст коливається від 0,15 до 0,65%, може досягати 2% і більше. За законами дифузії між підземною й надземною атмосферами спостерігається постійний газообмін («подих ґрунту»). Завдяки дифузії вуглекислий газ із ґрунту надходить в атмосферу й збагачує приземні шари повітря.

Ґрунтове повітря тайги, тундри, степів, пустель та інших ландшафтів відрізняється не тільки за кількістю CO_2 і H_2O , але й за кількістю мікрокомпонентів. У деяких ландшафтах у підземній атмосфері підвищений зміст метану («болотний газ»), H_2S , N_2O , NH_3 та інших газоподібних продуктів біка. Ландшафти, що сформувалися на різних гірських породах, також мають різне повітря. Так, ґрунтове повітря на ділянках розвитку гранітоїдів і радіоактивних руд звичайно збагачене радоном, на ділянках розвитку нафтоносних порід і вугілля – вуглеводнями (головним чином метаном), на деяких рудних родовищах – парами ртуті. На основі вивчення хімічного складу підземної атмосфери ландшафту шукають уранові руди, нафту й інші копалини.

4.8. Механічна міграція

У результаті механічної міграції в ландшафті утворюються делювій, пролювій, алювій, морена та інші кластичні відкладення. Усі процеси, основними агентами яких являються сила ваги, текуча вода, вітер, лід, підкоряються законам механіки й не залежать безпосередньо від хімічних властивостей елементів. Основного значення тут набувають

величина, щільність і форма частинок. Частинки близького розміру й близької щільності осаджуються разом. Чим далі ділянка розташована від вершини схилу, чим менше його крутість, тим більше тонкий матеріал накопичується на схилі. Тому в гірських і горбкуватих районах, складених скельними породами, у верхній частині схилу розвинені більш грубозернисті делювіальні відклади, а в нижній – більш тонкозернисті; аналогічно – ближче до гір пролювій являє собою грубоуламковий матеріал, а у віддаленні – лесовидний суглинок. У річкових долинах руслові фації це галечники, гравій, піски, а заплавні – суглинки й глини. Цей процес називають *механічною диференціацією*.

Через те, що частинки різної величини й щільності мають різний хімічний склад, механічна міграція приводить до глибоких хімічних змін у ландшафті. Глинисті фракції ґрунтів і порід порівняно з піщаними звичайно містять більше Fe, Al, Mn, Mg, K, V, Cr, Ni, Co, Cu і менше SiO₂. Це пояснюється тим, що в процесі вивітрювання з'єднання Fe і Al утворюють колоїди, у тому числі глинисті мінерали, до складу яких входять Mg і K, V, Cr, Ni, Co, Cu, які легко адсорбуються колоїдами. Мінерали Ti, Zr, Sn, W, Pt мають більшу щільність і важко піддаються вивітрюванню. Вони входять переважно до складу піщаної фракції.

У результаті піщані, пилуваті, глинисті та інші відкладення мають різний хімічний склад. Піски, як правило, збагачені SiO₂ але бідні на Fe, Al і Mg та багато рідких елементів. З іншого боку, у пісках часто концентрується Ti (у вигляді рутилу Ti₂), Zr (циркон – ZrSi₄), Sn (Sn₂), Au, Pt, W. Тому в районі, складеному з одного комплексу порід (наприклад, з гранітоїдів), за рахунок механічної диференціації утворюються відкладення різного хімічного складу, що визначають своєрідність геохімічних ландшафтів.

За дослідженнями М. М. Страхова, залізо у ріках в основному мігрує в зваженому стані – у вигляді колоїдної каламуті гідроокислів і глинистих мінералів; V, Cr, Ni, Co, Cu – в адсорбованому стані на глинистих і гумусових частинках; Na, Cl, S – головним чином у вигляді істинних розчинів.

В арідних районах великого значення набуває атмосферна міграція пилу й піску. В степах і пустелях нерідкі бурі, при яких у повітря піднімаються хмари пилу. Із цими процесами зв'язана акумуляція не тільки піщаного матеріалу, але й сольового й глинистого. З іншого боку, вважають, що вітри «видули» грандіозні западини пустель.

У місцях різкого зменшення швидкості механічної міграції виникають *механічні бар'єри*, тобто золоті, платинові, олов'яні, алмазні, титанові та інші розсипи.

Механічну денудацію можна характеризувати (аналогічно іонному стоку) за допомогою показника механічного стоку Pz, який дорівнює витраті наносів ріки в тоннах на 1 км² площі басейну. Pz залежить від клі-

матичних і геолого-тектонічних умов басейну, тобто є функцією ландшафту. Для рік, що дрениують заболочені низовини, механічна денудація мала. Для Єнісею Pz становить 4 т/км^2 , для Обі – 6, Колими – 7 т/км^2 і т.ін. У рік, що дрениують аридні гори, Pz зростає в сотні разів: у Сулака (Дагестан) – 2000 т/км^2 , Самура – 1700 і т. д. Відіграє роль і геологічна будова району: Pz Вахшу в Туткаула становить 1850 т/км^2 , а Чирчика, що дрениує більш щільні породи, в 15 разів менше – 120 т/км^2 . Інтенсивна механічна денудація спостережується в тропіках із мусонним кліматом: Pz Меконгу – 1200 т/км^2 .

В умовах розчленованого рельєфу механічна денудація значно випереджає хімічну. В районах із сухим кліматом відносна роль механічної денудації також вище. Навпроти, в умовах вологого клімату й рівнинного рельєфу хімічна денудація переважає над механічною. Для р.Афіпс (лісисті гори) $Pu/Pz = 0,5$, для Індигірки – 0,45, Амуру – 0,36, Кубані – 0,19, Сулака – 0,14, Кури – 0,11, Ріоні – 0,10, Онеги – 5, Дніпра – 4,25, Західної Двіни – 4,1, Єнісею – 2,8, Волги – 1,9.

Відносну роль хімічної й механічної денудації можна визначити за відношенням середньорічної мінералізації води (а) до середньорічної мутності (b). Для ріки Афіпс ця величина дорівнює 0,5, для Сейму – 8, Тургаю – 60.

Середній змив поверхні для території колишнього СРСР дорівнює 27 мкм (а хімічна денудація 7 мкм). За дослідженнями Г. О. Максимовича, сумарне зниження поверхні суші за рахунок хімічної й механічної денудації дорівнює 90 мкм у рік.

4.9. Техногенна міграція

Техногенна міграція (техногенез) являє собою найбільш складний вид міграції, що підкоряється соціальним законам. У результаті техногенезу вигляд земної поверхні сильно змінився, для неї стали характерними нові складні техногенні системи. Змінився й світовий океан.

Тому можна говорити про зміну біосфери Землі в цілому, про перетворення її в ноосферу – сферу розуму (антропосферу, техносферу, соціосферу й т.ін.).

Техногенні системи розрізняються за рівнем організації. До вищого рівня відноситься ноосфера в цілому.

У техногенних системах поряд із водними, повітряними, біотичними й біокосними виникли нові зв'язки – соціальні (між суспільними групами людей) і природно-соціальні, причому саме ці два типи зв'язків набули найважливішого значення.

У техногенних системах, у тому числі в культурних ландшафтах, переважає специфічна «соціальна інформація», набагато розширилися швидкість і способи передачі інформації (преса, радіо, телебачення й

т.ін.). Відбувається «інформаційний вибух», хоча біологічна інформація часто зменшується. Наприклад, у природному стані в степу ростуть сотні видів рослин. Заміняючи їх посівами пшениці й інших культур, людина зменшує їхню біологічну розмаїтість. Навіть по зовнішньому вигляду культурні ландшафти нерідко одноманітніше природних. Наприклад, і в лісовій, і в степовій зонах сільський культурний ландшафт наближається до лісостепового вигляду – частково залісений місцевості (відкриті простори з ділянками, засадженими деревами). Однак втрата природної інформації з надлишком компенсується ростом інформації за рахунок техногенезу. У цілому в геохімічному відношенні культурні ландшафти різноманітніше природних.

Отже, утворення техногенних систем супроводжувалося різким ростом інформації, появою нових її видів, нових способів зберігання, переробки й передачі.

Збільшення розмаїтості відбувається як за рахунок витрати енергії, накопиченої на сучасному етапі розвитку біосфери, так і енергії, акумульованої за мільярди років її існування (головним чином у горючих копалинах). Отже, ріст розмаїтості в ноосфері, зменшення в ній ентропії (збільшення негентропії) сполучені з величезним збільшенням ентропії в земній корі (розсіювання родовищ корисних копалин, спалювання вугілля, нафти, горючих сланців і газів).

У техногенних системах ще більшого значення набуває зворотний зв'язок, що здійснюється в процесі передачі інформації. Це керовані системи, однак позитивний зворотний зв'язок часто переважає над негативним. У зв'язку з цим для таких систем, як правило, не характерний стаціонарний стан, і в процесі розвитку вони все більше віддаляються від вихідного стану. Негативними наслідками цього є так названі непередбачені наслідки господарської діяльності, у тому числі забруднення навколишнього середовища й стихійні лиха (пиллові бури, повені, ерозія ґрунтів і т.ін.). Подолання небажаних явищ пов'язане з посиленням ролі негативних зворотних зв'язків, що дозволяють стабілізувати систему, зробити її саморегулюючою й оптимальною.

Культурний ландшафт більшою мірою, чим природний, являє собою централізовану систему: для його нормального функціонування, для оптимізації необхідний центр, з якого здійснювалося б керування системою. Разом із тим, як правило, культурні ландшафти не мають керуючих центрів, тому що окремі їхні частини (заводи, поля, транспортні артерії й т.ін.) управляються із самостійних незалежних центрів. Це й приводить до ослаблення ролі негативних зворотних зв'язків, непередбаченим наслідкам, забрудненню середовища й т.ін. Централізація культурних ландшафтів є одним з найважливіших практичних завдань організації території. У кожному культурному ландшафті або групі ландшафтів мають бути самостійні центри керування, що регу-

люють взаємини між частинами, які вирішують завдання оптимізації. У центрі варто розробляти плани окремих виробничо-територіальних комплексів (економічних районів, культурних ландшафтів і т.ін.) силами ландшафтоведів, економіко-географів, екологів та інших фахівців.

Енергетика ноосфери. Первісна людина щорічно витрачала 8-103–12-103 Дж; з підкоренням вогню, появою землеробства й тваринництва людина витрачала вже 4-104 Дж, а після освоєння гідроенергії, газу, нафти й вугілля – близько 8-105 Дж.

Безпосереднє використання сонячної енергії, кінетичної енергії обертання Землі й т.ін. обіцяє різкий ріст енергооснащеності людства. Для ноосфери характерне збільшення працездатної енергії й розмаїтість її видів.

Частина енергії здійснює роботу, але деяка її частина неминуче знецінюється й виділяється у вигляді тепла. Це визначає «розігрівання» ноосфери в порівнянні з біосферою. Поки що ефект такого розігрівання невеликий, хоча відомо, що в зимовий час температура повітря на вулицях великих міст на кілька градусів вища, ніж у навколишній сільській місцевості. У центрі великого міста, наприклад, тепліше, ніж у пригородах, на 2°C (головна причина – опалення житлових будинків і промислових підприємств).

Процеси техногенної міграції, успадковані від біосфери, але істотно змінені в ноосфері. Так само, як і в природі, у ноосфері протікає *бік*, хімічні елементи мігрують у водах і атмосфері. Тому й для ноосфери можуть бути встановлені ряди міграції й типоморфні елементи, коефіцієнти біологічного поглинання й ряди поглинання. Такі поняття, як «біомаса», «щорічна продукція», «дефіцитні» і «надлишкові» елементи застосовні й до ноосфери.

Для характеристики *біка* культурних ландшафтів можна використати коефіцієнт *K*. Агротехніка, селекція, застосування добрив і т.ін. дозволяють одержувати більше біомаси, тобто $P > B$ і $K > 1$. Особливо великі перспективи гідропоніки (*P* різко перевищує *B*). Отже, якщо в природних ландшафтах $P < B$ і $K < 1$, то в культурних ландшафтах можливі зворотні співвідношення, значне зростання *K*.

Таким чином, людство прагне підсилити утворення живої речовини, тобто корисні відбудовні процеси (фотосинтез та ін.). Але воно підсилює й розкладання органічної речовини, тобто протилежні окисні процеси. Отже, у ноосфері відбувається інтенсифікація *біка*.

Зростання біологічної продуктивності досягається двома принципово відмінними шляхами. Перший – мобілізація внутрішніх ресурсів ландшафту. Це оранка ґрунтів, що створює для рослин кращі умови подиху й харчування, посилення окисних процесів у болотних ґрунтах і перетворення їх у родючі ґрунти (осушення), боротьба з ерозією ґрунтів, робота селекціонерів і т.ін. Однак цей шлях ще недо-

статній для вирішення проблеми. З розвитком продуктивних сил почали виявлятися більші можливості, пов'язані з використанням другого шляху – надходження ззовні відсутніх хімічних елементів.

Хімізація сільського господарства веде до технічної й економічної революції. Застосування мінеральних добрив дозволяє збільшити врожай в 2 – 3 рази. Ще недавно мова йшла про «чотири основних елементи родючості», внесених у ґрунт, – N, P, K і Ca. Перші три необхідні в більшості ландшафтів, останній – тільки на кислих ґрунтах. У цей час до цієї четвірки додалися B, Cu, Mo, Mn, Zn, Fe та інші «мікродобрива».

Важлива й хімізація тваринництва. Одна з основних проблем – забезпечення свійських тварин кормами, у першу чергу, білками. Більшу частину білка дає рослинництво (зелений корм, зерно, картопля й т.ін.), але певну роль може відігравати й хімічна промисловість. Жуйні тварини (корови, вівці) частину потреби в білку можуть заповнювати за рахунок дешевого синтетичного продукту – карбаміду (сечовини), а також за рахунок мінеральних з'єднань азоту – солей амонію (сульфат, бікарбонат, фосфат і т.ін.). Білок дають також кормові дріжджі (мікробіологічний білок), причому ці мікроорганізми можна вирощувати на парафінових фракціях нафти.

Природні корми часто бідні на P, Ca, Cu, I, Co, Mn та інші елементи. Тому для підвищення продуктивності тваринництва в багатьох ландшафтах необхідна мінеральна підгодівля фосфатами кальцію, солями кобальту, міді, йоду й іншою продукцією хімічної промисловості. Різні хімічні препарати використовуються для боротьби зі шкідниками сільського господарства, знищення бур'янів, стимуляції росту.

У результаті зрошення пустель, осушки боліт, будівництва гідростанцій, використання підземних вод змінюється й колообіг води.

Особливість сучасної епохи – дефіцит прісної води. «Проблема води» стає однією з найактуальніших. Витрачаючи енергію на опріснення морської води, очищення водопровідної води, зменшення її жорсткості й т.ін., людство виступає в ролі антиентропійного фактора.

Для ноосфери характерно грандіозне розсіювання елементів, які концентрувалися природою протягом усієї геологічної історії. Протягом декількох десятиліть спрацьовуються найбільші родовища заліза, міді, свинцю, цинку й т.ін. Ув'язнені в них атоми мігрують на тисячі кілометрів, перетинають океани й континенти. З надр щорічно витягається не менш 4 км^3 гірських порід і руд, їх приріст становить близько 3% у рік.

Для біосфери характерне розпилення речовини, підвищення поверхневої енергії, зростання сорбційних процесів. Ще сильніше ця тенденція виражена в ноосфері. При будівництві каналів, доріг, оранчі ґрунтів і т.ін. речовина розпорошується, переходить у більш дис-

персний, а отже, і більш підданий міграції стан. Грандіозне переміщення речовин зв'язане зі штучним зрошенням, обводнюванням, осушенням, будівництвом. Усе це в сукупності також становить більше 1 км^3 речовини в рік.

Окислювання органічних речовин, що протікає й у біосфері, підсилюється в ноосфері за рахунок спалювання вугілля, нафти, горючих газів і т.ін. Це збільшує зміст CO_2 в атмосфері, змінює клімат («парниковий ефект»), впливає на карстовий та інші процеси.

Процеси техногенної міграції, далекі біосфері. У результаті людської діяльності в земній корі протікають також хімічні реакції, що перебувають у різкому протиріччі з природними умовами. Характерний для ноосфери металевий стан заліза, нікелю, хрому, ванадію й багатьох інших елементів не відповідає фізико-хімічним умовам земної кори. Людина тут зменшує ентропію і останній доводиться витратити багато сил, щоб одержати й містити дані елементи у вільному стані. Людство в усе більшій кількості виготовляє хімічні сполуки, що в біосфері ніколи раніше не існували (штучні полімери, пластмаси й т.ін.) і мають властивості, не характерні для природних матеріалів. Новим для земної кори є й виробництво атомної енергії, одержання радіоактивних ізотопів. Нарешті, далека біосфері міграція, що підпорядковується соціальним законам (експорт – імпорт і т.ін.). Для характеристики подібних явищ користуються поняттям – *технофільність елементів* – відношення щорічного видобутку хімічного елемента в тоннах до його кларку. З розвитком людського суспільства в техногенез свідомо втягується все більше число й кількості хімічних елементів. У стародавності використалися лише 18 елементів, в XVIII ст. – 28, в XIX – 62, в 1915 р. – 71, у цей час – усі відомі на Землі елементи й, крім того, невідомі в природних умовах трансуранові (нептуній, плутоній та ін.) і радіоактивні ізотопи відомих елементів.

Масштаби щорічного видобутку коливаються від мільярдів тонн для вуглецю (вугілля, нафта) до десятків тонн для талію, платини, торію, галію, індію, тобто змінюються в сотні мільйонів разів. Безсумнівно, ця розбіжність пов'язана із властивостями елементів (їхньою цінністю для господарства), технологією одержання, здатністю до концентрації в земній корі. Чітко виявляється й вплив кларка. Як би, наприклад, не цінувалося золото, його видобуток ніколи не буде дорівнюватись видобутку заліза, оскільки кларк золота $4,3 \cdot 10^{-7}$, а кларк заліза – 4,65. Кремній і германій – хімічні аналоги, але кларк кремнію 29,5, а германію $1,4 \cdot 10^{-4}$. Якби германій мав такий же високий кларк, то він мав би таке ж величезне застосування, як і кремній, тобто йшов би на виготовлення цегли, бетону, цементу й т.ін. Виняткова роль заліза в техногенезі (XIX сторіччя – «залізний вік») пояснюється не тільки його властивостями, але й більшим кларком.

Аналіз величини технофільності дозволяє прогнозувати використання елементів. Так, технофільність магнію менша, ніж кальцію, барію, натрію, хлору, міді, свинцю, цинку, олова, нікелю, молібдену, ртуті й т.ін. Це свідчить про слабе використання магнію людством, про те, що в найближчому майбутньому воно сильно зросте.

Розходження в технофільності визначають зміну елементарного складу культурних ландшафтів, нагромадження в них найбільше технофільних елементів. Уперше на це звернула увагу М. А. Глазовська, яка відзначила, що для культурних ландшафтів характерно «залізнення», зростання відносної ролі міді (у порівнянні із цинком), нікелю (щодо кобальту) і т.ін. Людство «перекачує» на земну поверхню хімічні елементи, зосереджені в гідротермальних й інших глибинних родовищах.

5. ЛАНДШАФТНІ ТЕРИТОРІАЛЬНІ СТРУКТУРИ (ХОРОЛОГІЧНА ЛАНДШАФТНА ЕКОЛОГІЯ)

5.1. Рівні територіальної розмірності систем

Як геосистему можна розглядати й географічну оболонку в цілому, і ландшафтну зону (біом), і невелику ділянку земної поверхні (наприклад, схил або частину його). При цьому аналіз геосистеми залежить від її розміру.

У сучасній ландшафтній екології доцільно виділяти 6 рівнів.

Глобальний (планетарний) рівень – це географічна оболонка, що досліджується як недиференційоване ціле.

Субглобальний рівень визначається двома чинниками: кулястістю Землі й плитковою тектонікою. Ці фактори зумовили формування таких геосистем, як географічні пояси, континенти й субконтиненти. Субконтиненти – це найменші територіальні одиниці, які відрізняються планетарними факторами, а їхній подальший розподіл цими факторами вже не визначається. Тому субконтиненти варто вважати елементарними одиницями при дослідженні планетарних закономірностей територіальної диференціації глобальної геосистеми (географічної оболонки).

Внутрішня територіальна структура (для цієї структури характерні зональні й азональні особливості) субконтинентів визначається регіональними факторами: макророзташуванням субконтиненту щодо океанів і гірських систем; морфоструктурами високих порядків; загальною циркуляцією атмосфери. Цими факторами обумовлюється виділення геосистем *регіонального* рівня розмірності, якими є одиниці фізико-географічного районування – зони, підзони, провінції, області.

Елементарна одиниця регіонального рівня – *макрогеохора*, що за критеріями виділення й змісту є близькою до фізико-географічної області. Середня площа 6000 – 10000 м².

Макрогеохора – найбільший ранг системи хоричного рівня. Це четвертий рівень територіальної розмірності. В основі виділення систем хоричного рівня лежать суто внутрішні ландшафтно-екологічні фактори (тектонічні рухи, надходження тепла, вологи, екзогенні процеси, що створюють різні форми й елементи рельєфу). Під впливом цих факторів змінюється кількість сонячної радіації, що надходить на земну поверхню, перерозподіляється волога, мінеральні речовини. У результаті цього на хоричному рівні природна контрастність може бути в 100 і 1000 разів більше, ніж на регіональному.

Наприклад, у тайзі на одному схилі сума активних температур змінюється на 20 - 50°C на кожні 100 м довжини. А в середньому для Сибіру цей градієнт становить 70 – 90°C на 100 км, тобто в 500 разів менший.

Саме на хоричному рівні найбільш виразна дія екологічних факторів і їх залежність від особливостей території, на якій ця дія локалізована.

Розміри господарських угідь порівнюють саме з геосистемою хоричного рівня. Тому до них особлива увага. Серед геосистем хоричної розмірності особливу роль відіграє *геотоп (фація)*. Це максимально однорідна в ландшафтному відношенні одиниця і її внутрішня територіальна структура визначається не географічними закономірностями, а екологічними факторами.

Геотоп (від греч. *ge* – Земля, *topos* – місце, земельна ділянка) – найменша однорідна (гомогенна) одиниця, яку виділяють при геотопологічних дослідженнях.

Геотоп означає дрібний осередок геомера. В основі поняття *геомер* лежить подання про гомогенний природний ареал. *Елементарний геомер* – це мінімальний однорідний простір, на якому вміщаються всі складові елементи геосистеми, яку ми розглядаємо.

Геотопи - максимально однорідні ділянки території, зв'язані між собою різними типами просторових відносин, з огляду на які виділяють різні типи ландшафтних територіальних структур.

На підставі цього виділяють *топічний* рівень розмірності, до якого відносять геосистеми тільки одного таксономічного рангу – геотоп.

Ландшафтно-екологічні дослідження зводяться до виділення й дослідження вертикальних структур геосистем.

Субтопічний рівень дуже специфічний, а самі одиниці за розмірами, тривалістю існування, факторами виникнення істотно відрізняються від геотопів більш високих рангів. У ландшафтній екології цей рівень геосистем не розглядається.

5.2. Елементарна ландшафтно-екологічна територіальна одиниця – геотоп

Критерії виділення геотопа. Геотоп є загальноприйнятим міжнародним терміном. У межах геотопа всі геокомпоненти мають бути представлені своїми найменшими класифікаційними категоріями: рослинність – однією асоціацією, тварини – однією популяцією тощо. Дійсно, якщо в межах деякої ділянки поверхні жоден із геокомпонентів не вдається розділити на два різних класифікаційних підрозділи, навіть на нижчому таксономічному рівні, то таку ділянку можна вважати однорідною (елементарною).

Ніякої природної межі (геоботанічної, ґрунтової тощо) через геотоп провести неможливо, вони можуть тільки збігтися із його межами.

Критерії виділення геотопів визначаються особливостями класифікаційних ознак окремих компонентів. Ці схеми не зв'язані між собою. Тому *ареали* ґрунтів, рослинності, метеоумови в більшості випадків не однакові за площею та конфігурацією. При накладенні цих ареалів, межі їх не збігаються (рис.7).

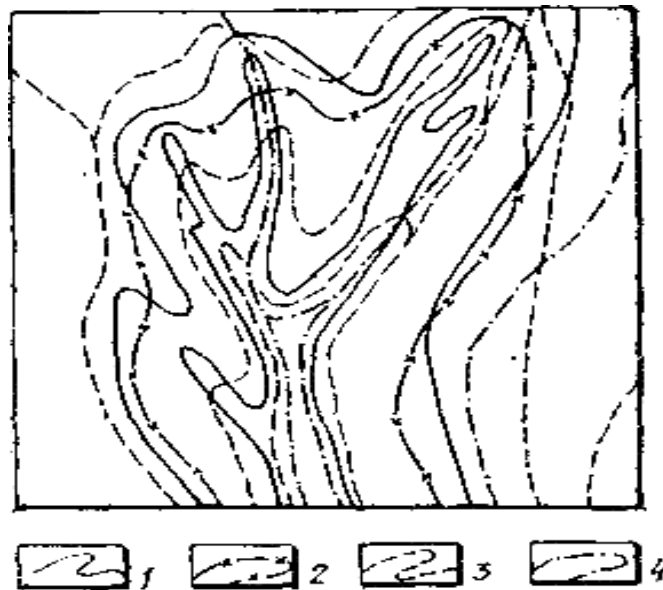


Рис. 7. Незбіг контурів при накладанні карт окремих геокомпонентів
1 – геоморфологічна карта; 2 – геологічна карта; 3 – ґрунтова карта; 4 – карта рослинності

Ареал (площа, простір) – ділянка території або акваторії, в межах якої поширені об'єкти або явища, що відсутні на сусідніх ділянках. Наприклад, ареал високогумусного чорнозему, ареал розповсюдженого типу ландшафту, ареал антропогенного впливу.

Найбільш наближений до реальності підхід до виділення геотопів полягає в наступному. Території поділяються на однорідні ділянки за кожним геокомпонентом і всіма факторами топічної диференціації. Такі ділянки називають топами. Виділяють морфотопи (однорідні елементарні поверхні рельєфу), литотопи (ділянки однорідні за геологічною будовою), гідротопи (за умовами зволоження), кліматопи (за мікрокліматом), педотопи (за ґрунтом), фітотопи, зоотопи. Їх просторовий збіг і взаємодія створюють комплексну територіальну одиницю – *геотоп*.

Основою виділення топів є не класифікаційний, а градієнтний критерій. Межі топів при цьому проводять уздовж ліній стрибкоподібної зміни значень характеристик, які описують даний топ.

Наприклад, виділення морфотопів базується на каркасних лініях рельєфу (брівках, підшвах схилів, лініях його перегинів), але *не на лініях однакового нахилу рельєфу*, які позначені як граничні для різних видів схилів (пологі 1 – 3°, похилі 3 – 5° тощо).

Топи, виділені за градієнтним критерієм, можуть бути гомогенними й клінальними. Для перших характерна незначна варіація значень характеристик у межах топа. У клінальних топів ці значення змінюються в певному напрямку, але різкої зміни в межах топа немає. Такий топ може бути неоднорідним за амплітудою значень характеристик, але обов'язково однорідним за їх градієнтом: наприклад, педотопи прямих схилів, де вниз по схилу зменшується потужність ґрунту, але ділянок стрибкоподібної зміни знайти не можна. При цьому за ступенем змиву ґрунту верхня частина схилу може відрізнитися від нижньої на кілька класифікаційних підрозділів.

Географічний критерій. Геотоп не має внутрішніх властивостей, які б унеможливили теоретично необмежене збільшення площі, що він займає. Так, невелика пляма солончаку може розростися, а для ями з-під поваленого дерева, мурашника, побудованої дороги це неможливо.

Картографічний критерій. Є геотопи, які можна показати на великомасштабній карті, а є такі, на яких проводяться стаціонарні дослідження, тобто, що мають малі площі. Розміри жорстко не визначені, орієнтуються на величину 100 – 500 м².

5.3. Внутрішньотопічна територіальна структура

Територіальна однорідність геотопа відносна, і тому її можна розділити на ще більш однорідні частини, тобто геотоп має внутрішньотопічну територіальну структуру. Її дослідження має обмежене значення для ландшафтного картографування, однак при організації ста-

ціонарних ландшафтно – екологічних досліджень, постів моніторингу виявленням цієї структури зневажати не можна.

Основним геокомпонентом, що визначає внутрішньотопічну структуру геотопа, є рослинність. Існує кілька ієрархічних рівнів внутрішньотопічної диференціації.

Перший рівень визначається дією на середовище окремих особин рослин.

Другий рівень характеризується територіальними особливостями розмноження рослин.

Третій рівень зв'язаний із взаємодією поблизу розташованих одна від одної рослин.

Дійсно, кожна рослинна особина якимсь чином змінює середовище свого перебування. Однак ці зміни будуть відчутні, якщо рослини багаторічні й досить великих розмірів. Будь-яка рослина змінює підлеглий ареал протягом вегетаційного періоду й тим більш за весь період існування. Тут формується специфічний мікробіоценоз, створюється характерний режим вологості, сухості, менша або більша щільність ґрунту, поселяються деякі види рослин. За таким способом створюються територіальні ділянки, які відрізняються від прилягаючих комплексом ознак практично всіх геокомпонентів. Для таких ділянок італійський еколог Г. Негрі в 1954 році запропонував назву *екоїд* (рис 8).

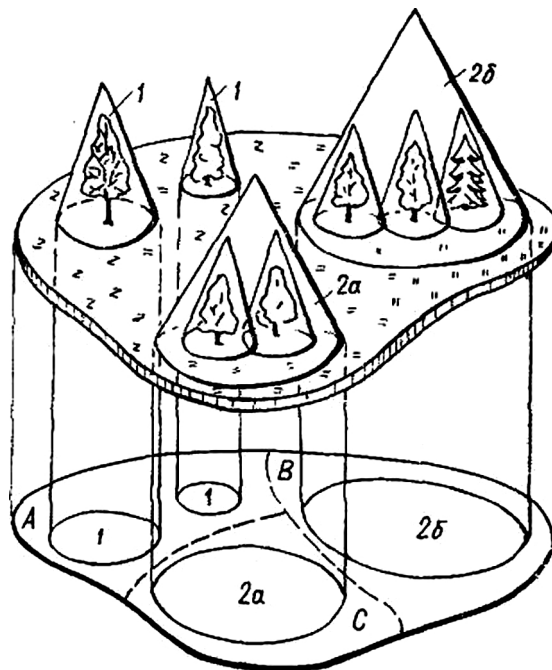


Рис. 8. Внутрішньотопічна територіальна структура:
1 – екоїд; 2 – поліекоїд (а – одновидовий, б – двовидовий);
А, В, С – мікроценози

Розмір *екоїда*, створеного деревами, набагато перевищує проекцію їх крони, а *екоїд* дернових злаків – менший, ніж проекція їх кореневої системи. *Екоїди* окремих рослин можуть перетинатися, і, навпаки, можуть бути ділянки, де *екоїдів* немає зовсім.

Другий ієрархічний рівень ґрунтується на базі особливостей розмноження рослин, насамперед вегетативного, що сприяє появі одновидових заростей (чорниця, малина). Такі ділянки називаються *клоновими*. Вони зустрічаються далеко не у всіх геотопах.

Територіальні елементи геотопа третього рівня створюються у випадку тісних зв'язків між окремими рослинними особинами. Ці зв'язки проявляються в конкуренції за місцеві ресурси (світло, вологу, живильні речовини). Вони існують тільки за рахунок близького сусідства один з одним. Такі структурні одиниці називаються *поліекоїдами* (див. рис. 8).

Є четвертий рівень – мікроценози, гомогенні елементарні частини, з яких складається *фітоценоз*.

Фітоценоз – частина біоценозу, сукупність рослин, що займає однорідну ділянку земної поверхні, яка характеризується певним складом, будовою й взаємовідносинами один з одним і з навколишнім середовищем перебування.

Механізм їх створення – пристосування рослин один до одного. Однак площа й тривалість існування менші, ніж у *екоїдів* і *поліекоїдів*. Також має місце фактор випадковості у формуванні видового складу. Якщо *екоїди*, *поліекоїди* й *клонові* ділянки можуть не вкривати всієї площі, то сукупність мікроценозів заповнює її всю.

5.4. Відносини між геотопами та типи ландшафтних територіальних структур

Поняття про ландшафтну територіальну структуру.
Будь-яка геосистема, рангом вища за геотоп, має певну ландшафтну територіальну структуру. Елементами цієї структури є геосистеми нижчого рангу, ніж досліджувана. Ними можуть бути геотопи, які за визначеним типом і характером просторових зв'язків між ними об'єднуються в ландшафтні територіальні одиниці вищих рангів. Сукупність цих одиниць становить таксономічний ряд геосистем, а їх взаємне розташування в межах певної геосистеми визначає її конфігураційні та топологічні особливості (площу, форму, складність структури тощо). Таким чином, ландшафтну структуру можна визначити як сукупність ландшафтних територіальних одиниць, конфігураційно та ієрархічно впорядкованих просторовими відношеннями певного типу.

Тип відношень між геотопами є основою виділення відповідного типу ландшафтної територіальної структури (ЛТС), оскільки визначає:

принцип інтеграції геотопів у більш складні ландшафтні територіальні одиниці; таксономічний ряд останніх (ієрархічну впорядкованість ЛТС); ареали, межі, взаєморозташування однорангових ландшафтних одиниць (конфігураційну впорядкованість ЛТС).

Щоб виділити ЛТС певної території, необхідно:

- задати тип просторових відносин між геотопами;
- виявити множини геотопів, які закономірно пов'язані цими відносинами;
- для кожної із цих множин здійснити інтеграцію геотопів у ландшафтні територіальні одиниці таксономічного ряду ЛТС, що виділяється;
- визначити на карті ареали, межі, взаєморозташування ландшафтних територіальних одиниць.

Основні типи ландшафтних територіальних структур.

Оскільки геотопи пов'язані між собою різними просторовими відносинами, вони можуть інтегруватися в різні ЛТС залежно від того, які структуроформуючі відносини прийнято за основу цієї інтеграції. Не всі можливі взаємовідношення між геотопами є достатньо чіткими й сильними, щоб їх об'єднати в специфічні територіальні структури. Так, геотопи можуть бути пов'язані один з одним хуртовинним перенесенням снігу. Незважаючи на досить суттєву роль цього процесу в ландшафті, він мінливий за напрямком, існує лише в окремі періоди, а тому закономірних і стійких у просторі зв'язків між геотопами сформувати не може, тобто він неструктуроформуючий. Здебільшого не має самостійного структуроформуючого значення й вітровий потік, що мінливий за напрямком.

З багатьох просторових відношень між геотопами виділяються п'ять їх типів, які разом визначають основні риси ландшафтно-територіальної організації в цілому та можливість вирішення переважної більшості практичних завдань ландшафтно-екології. Цими відношеннями та відповідними їм типами ЛТС є:

- *генетико-морфологічні* – відношення спільності походження (генезису) та еволюції геотопів, які знаходять вираз у їх будові (морфології) і формують генетико-морфологічний тип ЛТС;
- *позиційно-динамічні* – зв'язок геотопів горизонтальними речовинно-енергетичними потоками та їх відношення до ліній зміни інтенсивності цих потоків;
- *парагенетичні* – відношення геотопів до ліній концентрації горизонтальних потоків;
- *басейнові ландшафтні* – спільність геотопів за гідрофункціонуванням та їх відношення до басейнів поверхневого стоку;
- *біоцентрично-сітьові* – біотичні міграції організмів та окремих популяцій між геотопами.

5.5. Генетико-морфологічна ландшафтна територіальна структура

Сучасна ЛЕ оперує німецькою таксономічною системою геохор і близькою до неї системою одиниць: геотоп, наногеохора, мікрогеохора, мезогеохора, макрогеохора.

Близькі в генетико-еволюційному розвитку геосистеми мають однотипну геокомпонентну будову (близькі генетичні типи геологічних порід, ґрунтів, рельєфу). Вони також схожі зовні – це значно зумовлено генезисом (спільністю походження) рельєфу, що є в генетично близьких геосистемах одного типу. Таким чином, морфологічні ознаки, як внутрішньої будови, так і зовнішнього вигляду геосистеми, є найважливішим індикатором їх генетико-еволюційних особливостей і розглядаються як критерій групування морфологічно подібних геотопів в одиниці генетико-морфологічної ЛТС (ця структура ще називається *субстанційною*). (*Субстанція* – першооснова, сутність усіх речей і явищ).

Виділення цієї структури виходить із поняття генетико-морфологічної однорідності, тобто в геосистемі представлені тільки генетично близькі таксони всіх її геокомпонентів або деякі з них (наприклад, ґрунтова, фітоценотична структура тощо).

Однорідність пов'язана з деяким заданим рівнем, відносно якого встановлюється генетична близькість геокомпонентів. Наприклад: ґрунтовий шар певної геосистеми однорідний на рівні виду ґрунту. Таким чином, генетико-морфологічна однорідність відносна й однорідною можна вважати геосистему хіба що на рівні геотопу.

Чим вище таксономічний ранг геосистеми, тим нижче рівень її генетико-морфологічної однорідності, тобто тим на більш узагальненому рівні аналізу зникають відмінності її геокомпонентів.

При аналізі кожного з геокомпонентів зверху, тобто від найбільш загального аспекту його територіального розгляду (рослинний і ґрунтовий покрив у цілому) до більш поглибленого детального розгляду, можна встановити деякі вузлові рівні цієї деталізації, на яких відбувається істотний приріст інформації щодо генезису, еволюції й морфології досліджуваного геокомпонента. Визначивши такі вузлові рівні для кожного з геокомпонентів, можна обґрунтувати таксономічний ряд одиниць генетико – морфологічної ЛТС і критерії їх виділення (критерії генетико-морфологічної однорідності).

Діагностичними геокомпонентами геосистеми регіонального та нижчих рівнів розмірності (тобто компонентами, за якими виділяються геосистеми) є: геологічна будова, ґрунти, рослинність, ґрунтові води, рельєф. *Не мають діагностичного значення:* тваринний світ, мікроорганізми, приземний шар атмосфери (оскільки виявляють свої основні риси залежно від територіального розподілу рослинності й ґрунтів) та

клімат (мікрокліматичні особливості визначаються морфологією рельєфу).

Визначимо рівні генетико-морфологічної однорідності території за різними діагностичними геокомпонентами (рис. 9).

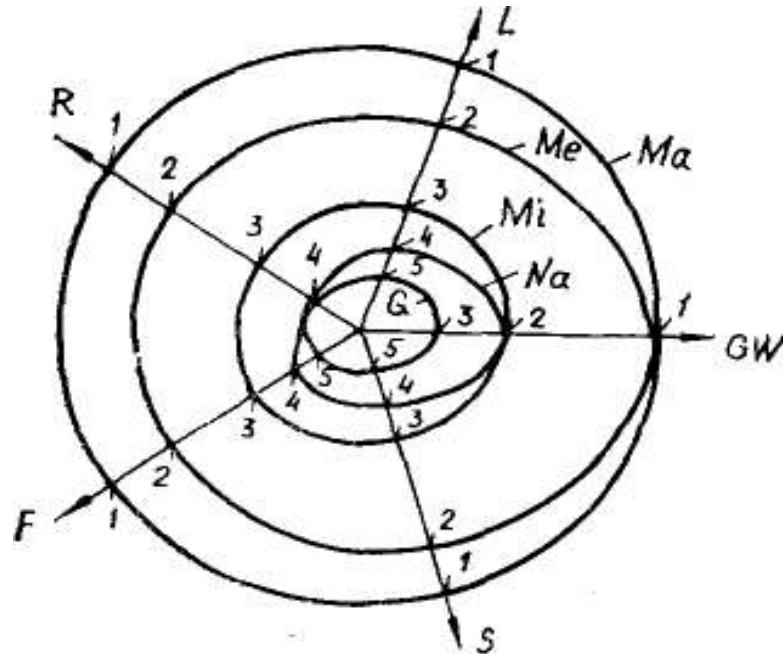


Рис. 9. Рівні генетико-морфологічної однорідності геохор різних рангів: G – геотопу; Na – наногеохори; Mi – мікрогеохори; Me – мезогеохори; Ma – макрогеохори. Цифри позначають рівні однорідності території

Геологічна будова: 1-й рівень однорідності (L – 1) – однорідною є територія, сформована на одному геологічному фундаменті (наприклад, на кристалічних породах, вапняках тощо); допускається різний склад порід, що покривають цей фундамент. 2-й рівень (L – 2) – територія, однорідна за складом дочетвертинних порід, допускається варіація їх потужностей та різні породи верхніх верств геологічної будови. 3-й рівень (L – 3) – територія, верхні верстви геологічної будови якої близькі за літолого-генетичними характеристиками (наприклад, складена елювіальними, елювіально-делювіальними, делювіальними, лесовими суглинками або піщаним алювієм різних геологічних фацій та віку), потужність їх може бути різною, склад дочетвертинних порід однаковим. 4-й рівень (L – 4) – ділянка з одним типом поверхневих відкладень, допускається їх різна потужність. 5-й рівень (L – 5) – ділянка зайнята одним літотопом (у її межах склад і потужність усіх верств, включаючи верхню, однакові).

Рельєф: 1-й рівень однорідності (R – 1) – територія займає комплекс мезоформ рельєфу одного генезису й віку (наприклад, структурно-денудаційні рівнини з такими мезоформами, як гряди та міжгрядові

улоговини), допускається розвиток морфотопів молодшого віку, здебільшого екзогенного генезису (карстових воронок, ярів, балок та ін.). 2-й рівень (R – 2) – територія однієї мезоформи рельєфу (гряди, улоговини, річкові долини із терасовим комплексом); допускаються морфотопи, накладені на мезоформу (ерозійні форми, конуси виносу тощо); 3-й рівень (R – 3) – територія, зайнята одним елементом рельєфу або його малою формою (неглибоко врізані лощини, промоїни, карстові воронки, западини тощо), допускається варіація стрімкості схилів поверхонь; 4-й рівень (R – 4) – елементарні поверхні (грані) рельєфу, де немає ліній перегинів схилу (територія одного морфотопу).

Ґрунтовий покрив: 1-й рівень однорідності (S – 1) – територія, на якій рівнинні поверхні зайняті ґрунтами одного зонального типу ґрунтоутворюючого процесу (наприклад, дерново-підзолистого, опідзоленого, дерново-степового тощо); 2-й рівень (S – 2) – територія із ґрунтами, послідовність змін яких у часі зумовлена різними факторами, описується відповідними генетичними рядами, причому всі вони сходяться до одного виду ґрунту (наприклад, різні види чорноземів звичайних групуються в кілька рядів відповідно до певного фактора, що визначає видові відмінності цих ґрунтів від їх модального виду (чорнозему звичайного середньогумусного). Виділяються, наприклад, такі ряди: галосерії (слабко-, середньо-, сильнозасолені чорноземи звичайні; глибоко-, середньо-, високо-, поверхневозасолені чорноземи звичайні; слабо-, середньо-, сильносолонцюваті чорноземи звичайні), літосерії (слабко-, середньо-, сильнозмиті чорноземи звичайні; потужні, середньопотужні, малопотужні, короткопрофільні чорноземи звичайні) та ін. Усі вони беруть початок від одного виду ґрунту (чорнозему звичайного середньогумусного) і характеризують його еволюцію під впливом певного фактора (засолення, змиву тощо). 3-й рівень (S – 3) – територія, переважна більшість ґрунтів якої формують один головний генетичний ряд, від якого можуть бути відгалуження інших рядів, зумовлених факторами, що супроводжують основний; здебільшого ґрунти належать до одного генетичного підтипу. 4-й рівень (S – 4) – ділянка, зайнята ґрунтами одного генетичного ряду, можливі контрастні межі між ними. 5-й рівень (S – 5) – ділянка, зайнята однією ґрунтовою відміною або кількома відмінами одного генетичного ряду за відсутності різких меж між ними (один педотоп).

Рослинний покрив: 1-й рівень (F – 1) – територія з домінуванням одного класу рослинних формацій зонального типу; допускається широкий діапазон інтразональних асоціацій. 2-й рівень (F – 2) – територія з рослинними угрупованнями, послідовності змін яких у часі зумовлені різними факторами (такі послідовності називаються сукцесійними рядами), сходяться до однієї спільної клімаксової асоціації, тобто утворюють моноклімаксову сукцесійну систему. 3-й рівень (F – 3) – терито-

рія, більшість асоціацій якої належать до одного сукцесійного ряду, а деякі утворюють відгалуження від нього; можуть бути асоціації різних рослинних формацій. 4-й рівень (F – 4) – ділянка, асоціації якої належать до одного сукцесійного ряду, переважно однієї формації; можливі контрастні межі між фітотопами. 5-й рівень (F – 5) – ділянка виділу асоціації або клінального фітоценозу (один фітотоп).

Ґрунтові води: 1-й рівень (GW – 1) – територія, ґрунтові води якої знаходяться в одному водоносному горизонті; допускається широка просторова амплітуда глибин залягання ґрунтових вод, різні типи їх хімізму та ступені мінералізації. 2-й рівень (GW – 2) – територія з гідротопами одного типу водного режиму (промивного, випітного тощо); допускається варіація хімізму, ступені мінералізації ґрунтових вод, 3-й рівень (GW – 3) – територія з одним типом хімізму, ступенів мінералізації та рівнем ґрунтових вод (один гідротоп).

Територіальні одиниці. Елементарною одиницею генетико-морфологічної ЛТС є геотоп. Послідовно об'єднавши суміжні геотопи в більшій за розміром територіальні одиниці так, що вони стають генетико-морфологічно однорідними відносно певного рівня, можна виділити геосистеми чотирьох таксономічних рівнів: наногеохора – мікрогеохора – мезогеохора – макрогеохора. У назвах цих геосистем усі префікси (від нано- до макро-) узяті з Міжнародної системи одиниць SI, використання якої обов'язкове в усіх метричних класифікаціях.

Наногеохора виділяється як сукупність суміжних геотопів, які розташовані на одній елементарній поверхні рельєфу (в одному морфотопі), геологічна будова якої відрізняється лише потужністю верхніх ґрунтоутворюючих верств порід, водний режим одного типу, ґрунти одного генетичного ряду, рослинні угруповання одного сукцесійного ряду, причому діапазон видів ґрунтів і рослинних асоціацій не виходить за межі генетичного підтипу (ґрунти) та формації (рослинність).

Якщо в межах одного морфотопу виділяються частини, що відрізняються літологією та генетичним типом ґрунтоутворюючих порід або типом водного режиму, ґрунтами та рослинними угрупованнями, що належать до різних рядів, то в ньому виділяється кілька наногеохор.

Мікрогеохора – сукупність суміжних наногеохор, розташованих на одному елементі рельєфу або одній його малій формі; геологічна будова яких неоднакова лише за потужністю літолого-генетично близьких поверхневих відкладів; різниця в рівні ґрунтових вод не приводить до формування різних типів водного режиму; ґрунти формують основний генетичний ряд, від окремих ланок (видів ґрунту) якого можуть відгалужуватися короткі ряди, зумовлені фактором, що накладається на провідний фактор диференціації та динаміки педотопів; рослинні угруповання утворюють один головний сукцесійний ряд з короткими відгалуженнями від нього.

Якщо один елемент чи мала форма рельєфу складені генетично далекими поверхневими відкладами або в їх межах виділяються ділянки з різним типом водного режиму, різні за генетичними рядами ґрунтів та сукцесійними рядами рослинних угруповань, виділяється не одна, а кілька мікрогеохор.

Мікрогеохори фізіономічно виражені здебільшого чітко. У більшості з них досить однорідна в генетичному відношенні територіальна структура. Проте в деяких мікрогеохорах геотопи крайніх ланок головного ряду можуть розрізнятися навіть на підтиповому. (для ґрунтів) та формаційному (для рослинних асоціацій) класифікаційному рівнях. Сусідство таких геотопів може зумовити контрастність територіальної структури мікрогеохори. Мікрогеохори є зручними одиницями середньомасштабного ландшафтно-екологічного картографування.

Мезогеохора – це територія з одним геологічним фундаментом і складом вкриваючих його дочетвертинних порід, різними генетичними типами четвертинних відкладів, розташована на одній мезоформі рельєфу спільного походження (річкова долина з терасовим комплексом, дельтовий комплекс, гряда, міжгрядова улоговина тощо), із ґрунтовими водами одного водоносного горизонту, ґрунтами та рослинними угрупованнями, ряди яких сходяться до одного центру (відповідно – до модального виду ґрунту та клімаксової асоціації).

На відміну від мікрогеохор, ґрунтово-рослинний покрив яких сформувався під впливом одного провідного фактора, в мезогеохорі таких факторів декілька, причому кожний із них визначає не другорядні, а суттєві закономірності просторового розподілу ґрунтів та рослинності й формує багатоланкові ряди, що пов'язані між собою й сходяться до одного центру. Це зумовлює динамічну цілісність мезогеохори, хоч у її межах можуть бути ґрунти різних генетичних типів та асоціації різних підкласів формацій. ґрунтово-рослинний покрив у мезогеохорі має не класифікаційну, а динамічну (сукцесійну) єдність. Вона зумовлена одним мезокліматом, який формується в мезогеохорі завдяки її відповідності одній мезоформі рельєфу. Остання разом із кліматом визначає й загальні закономірності гідрогеологічного режиму та режиму поверхневого стоку, тому в мезогеохорі, хоч і можуть бути геотопи різного типу водного режиму, переважає один із них або кілька найближчих.

Макрогеохора в таксономічній системі одиниць генетико-морфологічної ЛТС – найбільша з геосистем хоричної розмірності та найменша з регіональних. Фактори, що визначають її генетико-морфологічну однорідність, являються регіонального, а не хоричного порядку, тому макрогеохору слід розглядати як однорідну в регіональному відношенні та закономірно різнорідну в хоричному.

Макрогеохора займає територію, що складається з комплексу мезо-

форм рельєфу близького генезису та віку, утворених на одному геологічному фундаменті (одному субстраті формування рельєфу). Однорідність її ґрунтово-рослинного покриву визначається зональними факторами, тому на рівнинах – ґрунти одного типу ґрунтоутворюючого процесу та асоціації одного класу рослинних формацій.

Розміри макроеохор коливаються від 1 – 3 тис. км² (гірські регіони) до 6 – 10 км² (рівнини), тому ці системи можна зображати на дрібномаштабних картах.

5.6. Позичійно–динамічна ландшафтна територіальна структура

Існує залежність особливостей окремих компонентів ландшафту (ґрунтового та рослинного покриву) від топографічного положення.

На хоричному та топічному рівнях встановлено «схилу мікро-зональність» ґрунтів і мікропоясність рослинних угруповань. Було введено термін «катена», під яким розуміють просторову зміну ґрунтів, зумовлену позицією в рельєфі та умовами стоку. Згодом цей термін набув ширшого, ландшафтно-екологічного змісту. Кожна катена складається з одиниць поверхні, критеріями виділення яких є однотипність реакції ґрунтів на схилі процеси.

Досліджуючи просторові закономірності міграції речовин у ландшафті, було виділено елювіальні, супераквальні та субаквальні ландшафти, які відрізняються умовами горизонтальних потоків речовин.

Структуроформуючі відносини. Угруповання геотопів у територіальні одиниці позиційно-динамічної ЛТС ґрунтується на їх відношенні до ландшафтних рубежів, уздовж яких змінюються інтенсивність та напрямки горизонтальних і речовинно-енергетичних площинних потоків. Носіями цих потоків можуть бути мобільні геокомпоненти – вода, повітря та живі організми. Разом із ними відбувається міграція й інших речовин, зокрема, техногенних забруднень.

Вітропотік мінливий за напрямком і лише в деяких регіонах або місцевих умовах переважають вітри певного румбу. Вітропотік може здійснювати величезну роботу в ландшафті, проте через мінливість його напрямку стійкі зв'язки між геотопами здебільшого не формуються, тобто він не вважається структуроформуючим. Горизонтальні ж потоки води в ландшафті стійкі за напрямком і здатні односпрямованими зв'язками інтегрувати геотопи в територіальні структури.

З потоком води по земній поверхні переміщуються частинки ґрунту (площинна ерозія), хімічні елементи та сполуки (в тому числі добрива, отрутохімікати), мікроорганізми, змивається насіння культурних рослин. Ці процеси охоплюють великі площі, а їх екологічні наслідки вельми суттєві. Так, у сучасних умовах господарювання в лісостепових і північно-степових ландшафтах України щорічно змивається 15 – 30 т/га

ґрунту. З цією масою втрачається 0,5 – 1,0 т/га гумусу. Загалом із поверхневим стоком втрачається до 30 % добрив, які виносяться на схилі землі, 10 – 20 пестицидів, 8 – 15 % насіння культурних рослин. Крім того, що втрачається врожай (на середньозмитих ґрунтах – до 60%), погіршується його якість, знижуються родючість ґрунтів і продуктивність геосистеми в цілому. Акумуляція мігруючих речовин у водоймах призводить до їх замулення, нітрифікації, дефіциту кисню, концентрації забруднень, більших від токсичних меж, до зменшення репродуктивності тощо.

Територіальні одиниці позиційно-динамічної ЛТС виділяють так, щоб інтенсивність сучасних і потенційно можливих процесів, зумовлених горизонтальними речовинно-енергетичними потоками на них, була майже однаковою. Тому межі між ними проводять уздовж ліній стрибкоподібної зміни градієнтів горизонтальних потоків. Такі лінії можна назвати каркасними лініями динаміки ландшафту. Ними є усі каркасні лінії рельєфу – вододільна, тальвегу, подошви, бровки схилу, лінії його перегинів. Уздовж цих ліній стрибкоподібно змінюються значення топографічного градієнта, а між ними ці значення залишаються незмінними. Оскільки інтенсивність поверхневого стоку суттєво залежить від стрімкості схилу, то в геотопах, які розташовані між двома каркасними лініями рельєфу, вона буде в цілому однаковою.

Роль каркасних ліній динаміки ландшафту відіграють також межі між геотопами, що відрізняються фільтраційними властивостями ґрунтів і порід зони аерації. Уздовж цих меж різко змінюються інтенсивність фільтрації води та умови міграції хімічних елементів. Фільтраційні каркасні лінії часто збігаються з каркасними лініями рельєфу.

Межі між ґрунтами з різною протиерозійною стійкістю також приймаються за каркасні лінії динаміки ландшафту. З геотопів, що подібні за рельєфним фактором стоку, але різні за протиерозійною стійкістю ґрунтів, змивається неоднакова кількість ґрунту. Серед типів ґрунтів, поширених на Україні, найбільш піддаються змиву опідзолені ґрунти Полісся, а більш стійкими виявляються чорноземи типові та звичайні.

На горизонтальні потоки значно впливає сучасний рослинний покрив. Різні типи природних та агроценозів неоднаково гальмують поверхневий стік. Так, змив ґрунту під багаторічними травами майже в 100 раз менший, ніж під просапними культурами; під лісовими фітоценозами з добре розвинутим трав'яним покривом змиву навіть із крутих схилів може не бути зовсім.

У сучасному ландшафті роль таких ліній відіграють також деякі антропогенні лінійні елементи, уздовж яких змінюються параметри стоку (дороги на насипу, канали, лісосмуги тощо).

Таким чином, позиція геотопів щодо каркасних ліній динаміки ландшафту визначає їх динамічні особливості, зумовлені горизонтальними потоками. Власне це й дало підстави назвати тип ЛТС, що розглядається, позиційно-динамічним.

Елементи структури і їх типи. Картографування позиційно-динамічної ЛТС дає змогу бачити, що її територіальні одиниці, оторочуючи каркасні лінії динаміки ландшафту, здебільшого мають форму смуг, хоч у деяких випадках вони набувають ізометричної, кільцевої та інших типів форми (як, наприклад, на плоских слабо-дренованих рівнинних, болотяних масивах,).

Ландшафтна смуга – це група геотопів, які мають спільне положення відносно меж зміни інтенсивності горизонтальних речовинно-енергетичних потоків (розташовані між двома суміжними каркасними лініями динаміки ландшафту). У межах однієї ландшафтної смуги горизонтальні потоки односпрямовані й в усіх геотопах мають однаковий градієнт. Внаслідок цього геотопи однієї смуги ідентичні за набором, інтенсивністю та іншими параметрами сучасних ландшафтних процесів, пов'язаних із площинним стоком, геохімічною міграцією, а деякою мірою – й із ґрунтовим стоком.

Морфологія рельєфу значною мірою визначає особливості поверхневого стоку й тому за нею ландшафтні смуги доцільно поділяти на рівнинні, схиліві, терасові, заплавні та інші морфологічні типи. Їх можна поділити й більш детально, особливо схиліві. На схилі за його частиною доцільно виділяти смуги верхньоприбровочні, середньо- та нижньосхиліві; за стрімкістю схилу – пологі, слабопохилі, похилі; відносно стрімкі та стрімкі; за формою схилу – прямі, слабоувігнуті, слабоопуклі.

Оскільки в ландшафтній смузі мають бути однаковими градієнти горизонтальних динамічних потоків, то межі між ними проводяться по каркасних лініях рельєфу.

Якщо між двома суміжними каркасними лініями рельєфу пролягає межа з різними фільтраційними властивостями, то й вона приймається за межу між ландшафтними смугами (в ландшафтно-геохімічному відношенні така межа є латеральним геохімічним бар'єром).

Дуже ємна типологія ландшафтних смуг за ландшафтно-геохімічними особливостями міграції речовин. Залежно від переважаючого напрямку потоків (вертикального низхідного, вертикального висхідного та горизонтального) і процесів виносу або нагромадження речовин у геохімії ландшафту розроблено схему виділення різних типів елементарних ландшафтів. Взавши її за основу, ландшафтні смуги можна диференціювати за критеріями, суть яких ілюструє рис.10.

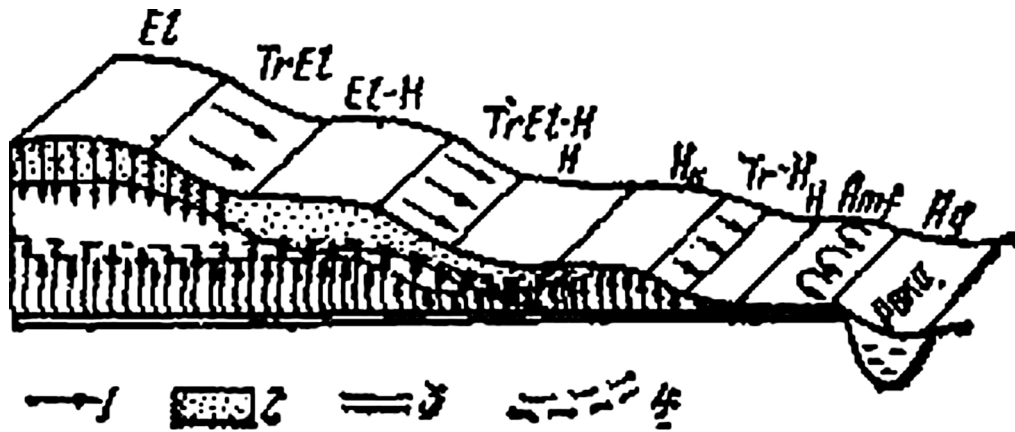


Рис. 10. Типи водно-геохімічного режиму геосистем:

1 – напрямок руху води; 2 – поверхня дзеркала ґрунтових вод;

3 – зона коливання глибини капілярної кайми. *Типи режиму:* El – елювіальний; TrEl – транселювіальний; El – H – елювіально-гідроморфний; TrEl – H – транселювіально-гідроморфний, H – гідроморфний; Hh – гідроморфний критичний; TrH – трансгідроморфний; Amf – амфібіальний; Aq – аквальний

Важливою ознакою ландшафтної смуги є також однорідність її ґрунтів у протиерозійному відношенні та характер мікрорельєфу.

У ландшафтних смугах, які розташовані в певному діапазоні висот (мають спільність за своєю висотною позицією), подібними є: морфологія рельєфу, набір сучасних екзогенних факторів рельєфоутворення та осадконагромадження, ґрунтово-фітоценотичні процеси. Це зумовлює ярусну диференціацію не тільки гір, а й рівнин. Щоб проаналізувати цю закономірність, виділяють *ландшафтні яруси* – одиниці позиційно-динамічної ЛТС, які складаються з групи територіально суміжних, пов'язаних односпрямованими горизонтальними потоками ландшафтних смуг, що мають спільну позицію щодо гіпсометричних меж зміни провідних факторів ландшафтної динаміки. Ландшафтні яруси відрізняються не тільки висотним положенням, а насамперед набором ландшафтно-екологічних процесів. Інтенсивність їх у ландшафтному ярусі змінюється за його ландшафтними смугами.

Ландшафтні яруси зв'язані між собою горизонтальними потоками. За односпрямованістю цих потоків їх об'єднують у вищу одиницю позиційно-динамічної ЛТС – парадинамічний район, тобто сукупність ландшафтних ярусів, які пов'язані горизонтальними потоками, що починаються від спільного «центрального місця» – ярусу, який має панівне висотне положення. Від цього ярусу радіально розходяться потоки, які об'єднують у єдину динамічну систему схилі, терасові, заплавні та інші ландшафтні яруси. Виділення парадинамічного району нагадує процедуру виділення басейну річки, але з тією різницею, що за центральну вісь інтеграції тут прийнято не водозливну лінію (русло), а вододільну (рис. 11).

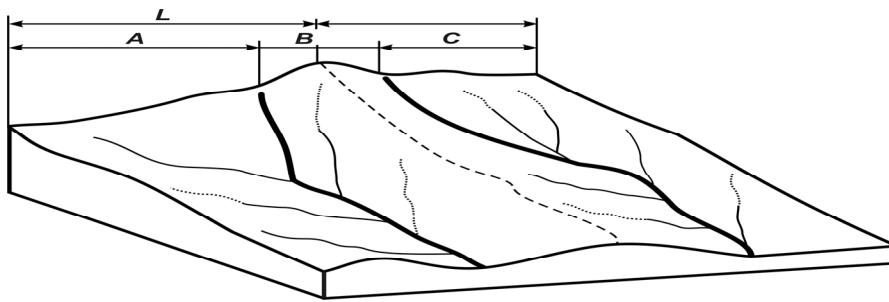


Рис.11. Принципи виділення парадиамічних районів (А, В, С) і басейнів (I, II)

Ландшафтні яруси в одному парадиамічному районі, що мають одну макроекспозицію, можна об'єднати в парадиамічний підрайон. Ці одиниці здебільшого збігаються з правою та лівою частинами басейнів річок, розділених спільним вододілом.

5.7. Парагенетична ландшафтна територіальна структура

Термін «парагенезис» (від грецьк. «пара» – близький, подібний, «генезис» – походження) виник у геології ще в ХІХ ст. Під ним здебільшого розуміють суміжність відкладів різного генезису, зумовлену їх одночасним або послідовним утворенням спільного походження. Парагенетичний комплекс вважається за різновид ширшого поняття – парадиамічного комплексу, на який не накладаються умови спільного походження ПТК, що до нього входять. Два або більше суміжних ПТК будь-якого рангу, між якими існують горизонтальні динамічні зв'язки будь-якого типу, можна розглядати як парадиамічний комплекс або як парагенетичний, якщо ці ПТК спільні за генезисом. Такими комплексами вважаються окремі схили, яружно-балкові системи, карстові улоговини, осикові «кущі», річкові басейни. Отже, цьому поняттю надається дуже широкий зміст.

Структуроформуючі відносини. Парагенетична ЛТС формується вздовж ліній концентрації речовинно-енергетичних потоків (наприклад, уздовж річкового русла), ліній розділу контрастних середовищ (берегова лінія) та деяких інших «центрально-місць», які визначають напрямок ландшафтогенезу. Такі структури недалеко від «ядра збурення» мають більш чітку парагенетичну диференціацію, яка з віддаленістю від нього послаблюється.

Особливе значення у виділенні парагенетичної ЛТС має концентрований водний потік. Його динамічність та енергія, особливі властивості води як природного тіла зумовлюють утворення ландша-

фтних структур із добре виявленими парагенетичними відношеннями між геотопами. Ці відношення найчіткіше проявляються уздовж ліній потоку й послаблюються з віддаленістю від них. У зв'язку із цим аналіз парагенетичної ЛТС дає найбільший ефект при дослідженні долин річок, лиманно-гирлових комплексів, яружно-балкових систем. Ці природні об'єкти підпорядковані ландшафтним смугам парадинамічного району, що дрениються руслом річки, і суттєво залежать від процесів, які відбуваються в цих геосистемах. Тому в територіальні одиниці парагенетичної ЛТС об'єднують і одиниці позиційно-динамічної ЛТС – ландшафтні смуги. Таким чином, долинно-річкові, яружно-балкові та подібні їм структури являють собою ніби деталі позиційно-динамічних ландшафтних структур, приурочених до гідрографічної або ерозійної мереж.

Територіальні одиниці. Територіальними одиницями парагенетичної ЛТС є парагенетичні ландшафтні комплекси (ПГЛК). Комплексом нижчого рангу є *парагенетична ланка (ПГ-ланка)*. Вона являє собою сукупність взаємопов'язаних геотопів, об'єднаних за генетичною єдністю та односпрямованістю розвитку в межах заплавно-руслової частини долини (для долинно-річкових ПГЛ) або днищ ерозійних форм (для яружно-балкових ПГЛ). ПГ-ланки ніби нанизані на потік, як на стрижень.

Закономірне поєднання послідовно спряжених ПГ-ланок і ландшафтних смуг, які спираються на русло, формує *ПГ-сектор*. Важливими ознаками його виділення є характеристики схилових і терасових ландшафтних смуг. ПГ-сектор являє собою ділянку долини, однотипну за структурою і динамікою, насамперед, терас і схилів.

ПГ-пояс розглядається як територіально-цілісний фрагмент долини з однотипним протіканням сучасних фізико-географічних процесів в умовах однієї морфоструктури. Основними ознаками виділення ПГ-поясу є тип долини, особливості морфоструктури, тип рельєфу, стадія розвитку долини, інтенсивність неотектонічних рухів, зональний тип рослинно-ґрунтового покриву.

Згідно з типом «центрального місця», відносно якого виділяється парагенетична ЛТС, розрізняються долинно-річкові, яружно-балкові, прибережно-аквальні ПГЛК.

5.8. Басейнова ландшафтна територіальна структура

В. В. Докучаєв і О. І. Волков вважали річкові басейни як цілі природні територіальні одиниці й навіть пропонували прокладати адміністративні границі по басейнах рік. Ф.М. Мільков уважав басейни річок не тільки гідрологічною, а й географічною системою.

Структуроформуючі відносини. Структуроформуючими відносинами для БЛТС є концентрований стік води з розчиненими в ній речовинами. Концентрація площинного стоку в лінійний можлива при певній мінімальній площі, з якої поверхневі води збираються в лінійну ерозійну форму. Це приводить до формування басейнів – територій, з яких поверхневі води стікають лише до одного водостоку. Останній можна розглядати як індикатор багатьох динамічних процесів, що мають місце в межах цього басейну. Річкову сітку можна розглядати як кінцеву ланку процесу взаємодії кліматичних, гідрологічних, геоморфологічних факторів, як інтегральний показник цього процесу.

Структуроформуючими факторами для БЛТС не є всі водотоки, а тільки ті, що мають фіксоване в просторі положення і у свою чергу визначаються глибиною врізу ерозійної форми. Із цього погляду ерозійні борозни, у яких безпосередньо концентрується площинний стік і які існують короткий час, структуроформуючими вважати не можна. У цей період вони не встигають сформувати ЛТС хоричного рівня. Тільки при переході до наступної фази розвитку ерозійної форми – *вимоїни* – формуються невеликі елементарні водозбори. Таким чином, водотоками, що визначають ЛТС, є річки, сухоріччя, балки, лощини і яри.

Важливими елементами гідрографічної сітки є точки злиття двох водотоків. Тут відбувається стрибкоподібна зміна руху потоку й розвитку руслового процесу, зміни хімічного складу води тощо. На цьому ґрунтується виділення порядків водотоків і підлеглих до них басейнів. Принципи визначення порядків показано на рис.12.

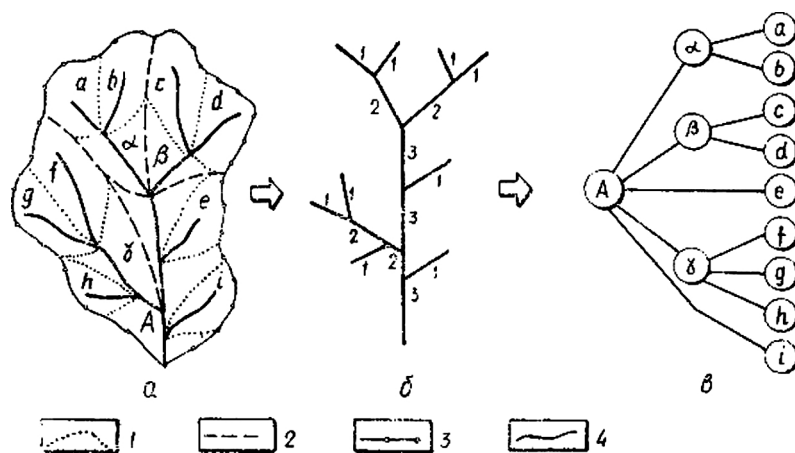


Рис.12. Гідрографічна сітка та басейни (а), її граф (б) з визначенням порядку водотоку та граф басейнової ЛТС (в)

Літерами позначені басейнові ЛТС різних порядків:

1, 2, 3 – межі басейнів: 1 – 1-го порядку; 2 – 2-го порядку; 3 – 3-го порядку

Територіальні одиниці та їх типи. Територіальними одиницями басейнової ЛТС є басейни, порядок яких визначає чітку ієрархічну організацію структури в цілому. Ієрархічність проявляється не тільки в територіальному підпорядкуванні (включенні) басейну меншого порядку до більшого, а і в залежності особливостей руслових і схилових процесів у басейні порядку k від змін базису ерозії в басейні $k+1$ порядку. Є підстави зважати на наявність елементів управління басейнів вищих порядків басейнами нижчих порядків. Проте це управління не наскрізне – вплив змін базису ерозії в річці високого порядку суттєвий лише для її нижніх приток. У басейнах 1–3-го порядків її верхніх ланок цей імпульс затухає й суттєвої трансформації стоку та інтенсивності схилових процесів тут немає.

Встановлено, що базис денудації впливає лише на нижню частину басейну, а вища є автономною відносно нього. Межа між цими частинами басейну проходить по його найширшому поперечнику.

Порядок басейну – це його формальна, але надзвичайно важлива характеристика, що визначає деякі загальні властивості басейнової ЛТС. Так, у басейнах невисоких порядків (1–3-го) на величину стоку впливають морфометричні показники басейну, його залісеність, ґрунтовий покрив, сума опадів тощо. Чим більший порядок басейну, тим ця залежність стає меншою.

Крім поділу басейну на його частини за критерієм порядку, в будь-якому басейні можна виділити три підсистеми – *долинну*, *схилову* та *вододільну*. До першої відносять днища (для неруслових водотоків), русло, заплава та тераси (для руслових); до другої – прирічкові схили; до третьої – центральну зону «пояс відсутності ерозії» та бокову зону межиріч.

Заплавні геосистеми відзначаються багатьма специфічними рисами:

- висотна диференціація (низька, середня, висока заплава);
- поперечну зональність (прируслова, центральна, притерасова частини); часову контрастність (різкі зміни водного, ландшафтно-геохімічного та інших режимів);
- значну біологічну продуктивність; активність формо- та видоутворення рослин і тварин.

Надзаплавні тераси в басейновій ЛТС відіграють роль своєрідного гальма (бар'єру) у масоенергообміні між вододільною та долинною підсистемами. Інтенсивні горизонтальні потоки на схилах терас при виході на площадку тераси різко гальмуються, й вздовж тилового шва тераси активно акумулюється матеріал, виклинюються ґрунтові води тощо. До русла цей матеріал не доходить. У свою чергу, і потоки, спрямовані з долини до вододілу (міграції багатьох видів рослин та тварин, вітропотоки), можуть не виходити з тераси, блокуючись її схилом.

Через нестабільність тераси може порушуватися стійкість басейнової ЛТС у цілому.

Схилова підсистема відіграє в басейновій ЛТС не меншу роль, ніж її ядро – водотік. Від набору та інтенсивності схилових процесів залежать багато параметрів стоку (об'єм, мутність, хімічний склад річкових вод, їх забрудненість тощо). Важливе біоекологічне значення схилів річкових долин. Внаслідок контрастності едафічних умов геотопів схилів та їх меншою розораністю вони являються притулком для багатьох видів тварин і рослин. По схилах річок південні елементи флори просуваються далеко на північ. Наприклад, «окська флора» – це степи з ковилою, що поселилася на схилах Оки. Експозиційний фактор зумовлює й просування лісів по схилах річок у межі степової зони.

Серед вододільно-рівнинних підсистем за специфікою їх зв'язку з річковою долиною виділяють такі типи:

- слабко диференційовані вододіли приморських рівнин із практично невираженими зв'язками з річковою долиною;
- плоскі міжріччя низовин із послабленими зв'язками з річковою долиною;
- хвилясті асиметричні підвищені рівнини із чіткими зв'язками з долиною;
- горбисті рівнини з накладеними льодовиково-акумулятивними формами.

Типологія басейнів. Насамперед басейни розрізняються за порядком, значення якого було розглянуто раніше.

За типом водотоку, який утворює басейн, доцільно розрізнити річкові, сухорічні, балкові, яружні, лощинні басейни. Докладніший поділ може бути при врахуванні форми долин, серед яких виділяються молоді V-подібні, коритоподібні, зрілі терасові тощо.

За часткою площі вододільно-рівнинної підсистеми в басейні можна виділити вузькоплакорні та широкоплакорні басейнові ЛТС, хоч можливий і більш детальний їх поділ. Чим більша в басейновій ЛТС плакорна поверхня, тим менший у ньому поверхневий і тим більший ґрунтовий стік. У вузькоплакорних басейнових ЛТС інтенсивність ерозії й горизонтальної геохімічної міграції елементів більші.

На величину стоку, мутність води, її хімічний склад, крім морфологічних особливостей басейнової ЛТС, впливає рослинність, особливо залісеність. Залісеність басейну зменшує поверхневий стік, поліпшує якість води в річках. Проте цей вплив опосередковується багатьма іншими властивостями басейнової ЛТС, які в басейнах високих порядків можуть бути дуже контрастними. Чітка залежність стоку від залісеності характерна для басейнів 1 – 3-го порядків). Із збільшенням порядку басейну ця залежність стає все меншою.

Важливою особливістю басейнової ЛТС є ступінь зв'язку її водотоку

з вододільно-рівнинною та схиловою підсистемами. Цей зв'язок визначає залежність хімічного складу річкової води, ступінь її забрудненості, мутності, величини стоку від ландшафтної структури та екологічного стану басейну. Зв'язок також визначає індикаторне значення гідрохімічних показників річкових вод. Так, при сильному зв'язку вододілів та схилів із водотоком, коли поверхневі води з розчиненими в них речовинами, які стікають по схилу й досягають русла, вони можуть бути індикатором екологічного стану всього басейну. Якщо такого зв'язку нема, показники якості вод будуть швидше характеризувати екологічний стан верхніх ланок басейну або взагалі давати хибне уявлення щодо екологічної ситуації в ньому. Так, малий вміст у річковій воді пестицидів може бути результатом того, що забруднюючі речовини, мігруючи вздовж схилу, не досягають русла і акумулюються на терасах, увігнутих частинах схилів, де можуть набагато перевищувати токсичні межі.

Ступінь зв'язку водотоку з басейном визначається наявністю та шириною терас, стрімкістю, формою та довжиною схилів, типом зв'язку річкових вод із ґрунтовими, характером сучасної рослинності, особливо наявністю прирічкових водоохоронних смуг.

5.9. Біоцентрично-сітьова ландшафтна структура

Наприкінці 70-х років концепцію біоцентрично-сітьової ЛТС трактували як «територіальні системи екологічної стабільності ландшафту». Для розвитку цієї концепції була застосована теорія острівної біогеографії до умов антропозованого ландшафту. Вона ґрунтується на аналогії між островами в морі й островами природної рослинності в агроіндустріальному зміненому ландшафті. Однак закономірності, виявлені острівною біогеографією, неприйнятні для умов антропогенних ландшафтів, оскільки існує залежність між площею острова й числом видів, віддаленістю островів і міграцією між ними. Тому з'явилися суперечливі висновки. Причина цього – недостатній облік географічних закономірностей біотичних міграцій, екологічних потреб окремих популяцій.

Структуроформуючі відносини. Відносини, які формують даний тип ЛТС, пов'язані з вираженими на хоричному рівні територіальними особливостями поведінки, міграції та взаємовідношень популяцій. Просторові зв'язки між біотичними елементами геосистеми, зумовлені такими процесами, як алелопатія (конкуренція за місцеві ресурси), вони мають малий радіус дії (до кількох метрів) і впливають на формування субтопічної структури геотопу (зокрема, поліекоїдів). На хоричному рівні просторові біотичні відносини реалізуються в таких процесах, як перехресне опилення рослин, рознесення спор, насіння, мі-

грації рослин, тварин. Ці відносини, які пов'язують між собою не окремі живі організми, а їх ценопопуляції та геотопи в цілому, і визначають біоцентрично-сітьову структуру ландшафту.

Важливими елементами цієї структури є *біоцентри* – ареали, зайняті геотопами із природною рослинністю, які в антропізованому ландшафті мають відігравати функцію збереження генофонду. Ефективно ця функція може виконуватись в тому разі, якщо площа біоцентру забезпечуватиме умови самовідтворення популяцій, виключатиме можливість їх деградації й вимирання видів внаслідок їх замкненого існування. Як видно з натурних спостережень та результатів численних реалізацій моделей вимирання, площа окремого біоцентру, яка необхідна для розміщення мінімальної життєздатної популяції ссавців, становить від $10 - 10^2 \text{ км}^2$ – для землерийки, до $10^4 - 10^5 \text{ км}^2$ – для оленя, ведмедя. Для популяцій деревних рослин ці значення менші, проте становлять кілька десятків і сотень квадратних кілометрів. Переважна більшість ділянок із природними біотопами займає значно менші площі, тому багато їх видів знаходяться під загрозою вимирання.

Якщо окремі біоцентри сполучити коридорами, уздовж яких можливий обмін видами та особинами, то є надія значно знизити ймовірність вимирання популяцій, підвищити їх генетичну мінливість та здатність до адаптації, зменшити залежність від катастрофічних змін едафотопів окремих біоцентрів. Для цього необхідно враховувати територіальні закономірності основних етапів розвитку рослин: генеративного розмноження, особливо опилення та запліднення; дисемінації (розповсюдження насіння); ецезису (приживання рослин на новому місці).

Територіальні особливості запилення та запліднення. Для забезпечення виживання виду необхідне перехресне запилення. Особливого значення воно набуває для біоцентрів із незначною чисельністю популяцій, для яких бажаний міжбіоцентричний обмін пилом. Тому важливо визначити відстань, на яку може переноситись пилок. За способом цього переносу виділяють: анемофільні види (пилок їх переноситься вітром), зоофільні (пилок переноситься комахами). У помірному поясі комахи переносять пилок на відстань 1,5 – 2,0 км, а оптимальний радіус – 800 м, причому найкращими запилювачами вважаються бджоли та джмелі. У лісах помірного поясу серед рослин переважає анемофілія. Дальність переносу для дерев не перевищує 300 – 500 м; для злаків – 200 – 300 м. А взагалі дальність переносу основної маси пилку дерев дорівнює 3 – 5-кратній висоті дерева.

Іноді пилок переноситься повітряними течіями й далі. Це пов'язано з конвективними та турбулентними переміщеннями потоку повітря, які заносять пилок до інверсійного шару атмосфері: далі переміщують його горизонтально на відстань понад 1000 км. Більша частина пилку при цьому гине або ж стає нежиттєздатною внаслідок тривалого

знаходження в повітряній масі з високою вологістю або сухістю, під впливом світла, ультрафіолетового опромінення, переохолодження тощо.

Дальність перенесення окремих пилоквих зернин ще не свідчить про можливість запліднення віддалених рослин. Справа в тому, що вдале запліднення можливе лише при певній концентрації пилку в повітрі (наприклад, для запліднення сосни звичайної з імовірністю 0,75 необхідно 190 пилоквих зернин на 1 мм²). Концентрація його залежить від чисельності популяції в біоцентрі і зменшується з відстанню від джерела запилення за експонентою. Внаслідок цього поодинокі пилокві зернини, занесені на значні відстані, не здатні забезпечити міграцію.

Територіальні особливості дисемінації. Рослини переміщуються по території за допомогою спор, насіння, плодів, вегетативних органів. Міграції вегетативним розмноженням відбуваються вкрай повільно – до кількох сантиметрів за рік (наприклад, чорниця – зі швидкістю 3 – 5 см/рік). Насінні ж рослини здатні розносити насіння та плоди на значно більші відстані.

Основні способи розповсюдження насіння:

- барохорний (опадання насіння під силою тяжіння);
- анемохорний (перенесення вітром);
- зоохорний (тваринами);
- гідрохорний (поверхневими водами);
- антропохорний (завдяки діяльності людини).

Більшість рослин при розселенні використовує кілька цих способів.

При барохорному розселенні насіння та плоди рослин розносяться на незначні відстані – переважно в межах проекції крони або недалеко від неї (у межах екоїда). Анемохорне перенесення набагато ефективніше. У рослин помірного поясу виробилися спеціальні морфологічні ознаки до анемохорії – малий розмір і легкість насінини (осика, береза), крилоподібні плівки (клен, ясен), парусні пристрої (граб, липа), за допомогою яких насіння може розноситись вітром на кілька кілометрів (осики – 2 км, берези – 1,5 км, листяних порід – до 1 км, хвойних 500 – 600 м).

Щодо дальності перенесення насіння та плодів зоохорним способом існують такі дані. Лише налякані птахи та, можливо, кедрівки здатні переносити насіння на відстані до кількох кілометрів. В усіх інших випадках – на відстань (200 – 300 м).

Крім птахів певну роль у зоохорному перенесенні відіграють ссавці, особливо кабани, роль яких у розселенні дуба досить суттєва.

Гідрохорний спосіб міграції можливий лише для рослин, насінини яких мають спеціальні морфологічні пристосування до плавання – повітряні порожнини, виділення водовідштовхуючих речовин, щільну структуру тощо. Такі особливості є здебільшого в прибережно-водних,

болотяних та деяких видів лучних рослин. Їх насіння переноситься водним потоком на відстані до кількох кілометрів.

Антропохорне розселення рослин – найефективніший засіб їх розповсюдження на значні відстані. До того ж антропохорно вдається організувати розселення рослин у бажаному напрямку, на бажані відстані й, зокрема, штучно з'єднувати ізольовані біоцентри *біокоридорами*.

Екологічні закономірності ецезису. Про міграцію певного виду можна твердити лише після того, як пройде його ецезис, тобто проростуть насінини кількох особин виду, нормально розвинуться сходи, пройде стадія росту аж до початку плодоносіння та появи нового потомства. Успіх ецезису залежить від придатності для виду екологічних умов геотопу, в який занесене насіння, та його здатності витримати конкуренцію з боку видів-аборигенів.

Для ецезису будь-якого виду непридатні орні землі, міська та промислова забудова. Тому міграція між біоцентрами, ізольованими на більш ніж 500–1000 м, можлива лише вздовж *біокоридорів* – природних (залужених або залісених долин, балок тощо) чи антропогенних (лісо-смуг, алей у місті). У кожному біокоридорі свої едафічні умови, які визначають екологічні групи рослин, що можуть розселюватися вздовж нього. Так, досить розповсюджені біокоридори, а саме: заплави річок, широкі гідроморфні днища балок тощо. Проте вони придатні для міграції лише рослин водно-болотяних та лучних.

Здатність до конкуренції новоприбулого виду з видами-аборигенами залежить від багатьох факторів. З них особливе значення має перехресне запилення виду-мігранта. Поодинокі особини авангардного розселення, зокрема, занесені вітром на далекі від материнського біоцентру відстані, не мають такої можливості й тому нежиттєздатні. Натомість, дерева, що ростуть на відстані до 100 – 200 м від біоцентру, можуть добре пройти ецезис.

Елементи структури та їх типи. Біоцентрично-сітьову ЛТС складають *біоцентри, біокоридори та інтерактивні елементи*.

Біоцентр – це група суміжних геотопів із природною рослинністю, які виконують функції збереження генофонду ландшафту, оптимізуючого впливу на прилеглі геотопи з культурною рослинністю (рілля) або позбавлені її (міська забудова), естетичної привабливості території. В умовах агроландшафту біоцентрами є окремі гаї, ліси, ділянки степів, луків, боліт, а в міському ландшафті – парки, лісопарки, сквери, райони приватної забудови із присадибними, садовими та парковими ділянками. Усі ці ареали відрізняються від навколишніх антропічних угідь значно більшою видовою насиченістю, хоч вона й може бути далекою від природної норми.

Важливою характеристикою біоцентру є його едафічні умови, тобто

набір та характер дії абіотичних факторів геотопу, що визначають можливість існування в ньому певних видів рослин. Основні едафічні фактори: зволоженість, тепло, мінеральне живлення, затіненість тощо. Ці типи використовуються й при типології біоцентрів за *едафічними умовами*.

Чим подібніші за едафічними умовами біоцентри, тим інтенсивніша міграція видів між ними, і тим більше значення він має в ландшафті як центр його біотичної різноманітності.

З едафічними умовами тісно пов'язаний і видовий склад біоцентрів, за яким виділяються досить загальні їх типи: хвойні лісові, листяні лісові, лучні, лучно-болотні та ін.

За площею виділяються такі біоцентри: карликові (в агроландшафті – 0,2 – 0,5 км²; в міському ландшафті – 0,05 – 0,1 км²); малі (відповідно 0,5–1 км² і 0,1–0,3 км²), середні (1–3 км² і 0,3–1 км²), відносно великі (3–10 км² і 1–3 км²) та великі (більш ніж 10 км²).

За сучасним станом біоцентри поділяються на біоцентри критичного, пригніченого та нормального розвитку. Критеріями визначення цих типів є процент рослин, уражених шкідниками, з морфологічними ознаками пригніченості, яка викликана природними та антропогенними факторами, розвиток підросту, частка молодих особин у фітоценозі.

Біокоридор – видовжений ареал, представлений геотопами з природною або близькою до неї рослинністю, вздовж якого відбуваються біотичні міграції між окремими біоцентрами .

В агроландшафті біокоридорами є залісені або залужені схили та днища лінійних ерозійних форм, лісосмуги, водоохоронні зони річок, самі річкові долини й взагалі будь-які видовжені ареали, що не розорюються, не зазнають надмірного випасу й щорічного косіння. В міському ландшафті функції біокоридорів можуть виконувати алеї, бульвари, вулиці, ступінь озеленення яких дає змогу мігрувати птахам та комахам між міськими біоцентрами (рис. 13, 14).

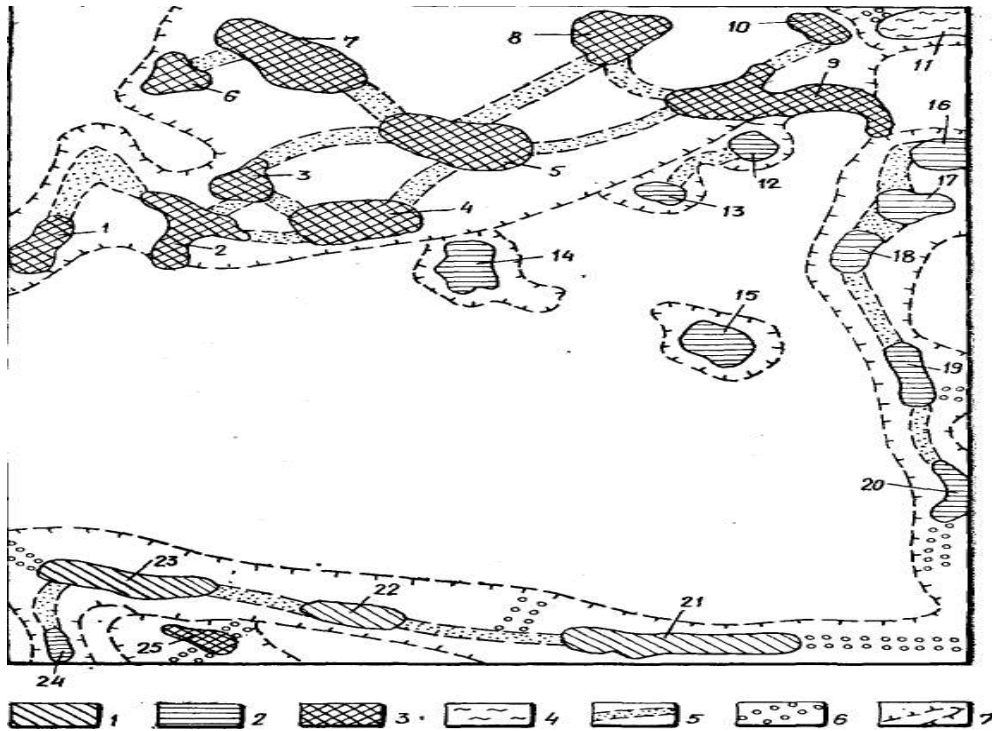


Рис.13. Картохема біоцентрично-сітьової ЛТС Керченського півострова (фрагмент): біоцентри: 1 – ксерофітно- та петрофітно-степові; 2 – ксерофітно-чагарниково-лісові; 3 – галофітно-лучні; 4 – псамофітно-лісові; 5 – біокоридори; 6 – інтерактивні елементи; 7 – зони впливу біотичних елементів. Цифри на схемі (1–25) – номери біоцентрів

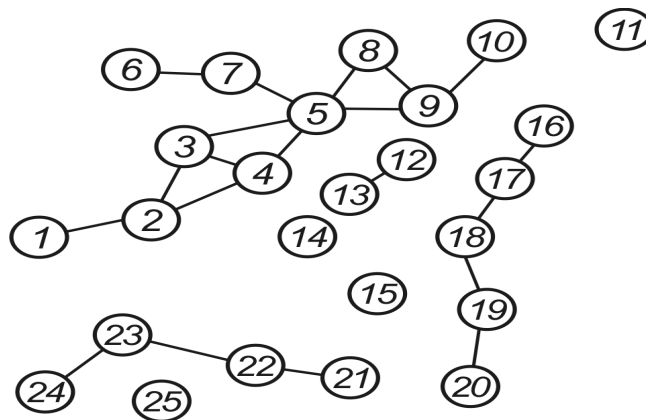


Рис.14. Графічна модель, біоцентрично-сітьової ЛТС Керченського півострова (фрагмент); цифри (1-25) -номери біоцентрів

Забезпечення умов міграції видів – основна функція біокоридору. Важливими функціями біокоридору є:

- бар'єрна (снігозатримання, зменшення швидкості поверхневого стоку тощо);
- проживання багатьох видів рослин і тварин, особливо птахів;
- оптимізуючий вплив на прилеглі геотопи;

- естетична.

Біокоридори розрізняються: за *генезисом* (природні, штучні), *місцеположенням* (рівнинні, схиліві, долинні, балкові, літоральні тощо), *едафічними умовами* (типізуються й характеризуються аналогічно біоцентрам).

Інтерактивний елемент – лінійний ареал, зайнятий геотопами із природною або близькою до неї рослинністю; який відгалужується від біоцентру або біокоридору й виконує функцію поширення їх дії на прилеглі агро- або урбоугіддя. Інтерактивний елемент, відрізняється від біокоридору тим, що не з'єднує біоцентри між собою.

Елементи цієї ландшафтної територіальної структури не вкривають повністю території ландшафту. Ареали ріллі, міські забудови та інші господарські угіддя становлять ніби «тканину», на яку нанесена сітка біоцентрів, біокоридорів та інтерактивних елементів.

З ландшафтно-екологічного погляду, приймати цю «тканину» як однорідну невиправдано, тому що біоцентри та біокоридори зв'язані з навколишнім середовищем. Цей зв'язок двосторонній, тому навколо кожного елемента біоцентрично-сітьової ЛТС виділяються зона їх біотичного впливу на прилеглі території та зона впливу антропічних угідь на ці елементи.

Територіальні біоелементи впливають на прилеглі агроугіддя позитивно й негативно. Зона цих впливів дуже залежить від середньої висоти деревостою. Негативні впливи полягають у збільшенні амплітуди температур повітря (проявляється на ширину 1 – 5-кратної висоти h деревостою). У цілому ширина інтегрального негативного впливу лісового біоцентру або біокоридору (лісосмуги) на прилеглі агроценози обмежена величиною $1,5h$ дерев. У цій смузі можливе зменшення врожайності культур, тому тут доцільно створювати буферні смуги з луків, чагарників, польових доріг.

Позитивний вплив елементів біоцентрично-сітьової ЛТС значно більший. Він проявляється в зменшенні швидкості вітру на відстані (0 – $15h$), збереженні роси (0 – $20h$), збільшенні вологості ґрунту та повітря (1 – $18h$), затриманні та більш рівномірному розподілу снігу на полях (3 – $15h$). Зона позитивного впливу біотичних елементів становить у середньому 300 – 500 м.

Важливою особливістю біоцентрично-сітьової ЛТС є можливість її планомірної трансформації й навіть створення штучного формування нових біоцентрів, сполучення їх новими біокоридорами, введення інтерактивних елементів тощо. Кінцева мета такого впорядкування – створити оптимальну біоцентрично-сітьову ЛТС, при якій забезпечуються виживання видів, збагачення популяційної структури ландшафту.

5.10. Горизонтальні межі між геосистемами

Типи ландшафтних меж. Одна геосистема може змінюватись іншою двома шляхами: стрибкоподібно вздовж певної лінії (лінійна, або дискретна межа); займати деяку перехідну смугу, межі якої можна визначити (ландшафтний екотон).

Незалежно від ширини ландшафтні межі можуть бути реальними («об'єктивними») та умовними. Місцеположення перших можна встановити однозначно. Прикладом таких меж є вододільні лінії в різкопочленованому ландшафті, тальвеги, екотони (перехідні смуги) на межі луків та лісу тощо. Умовні межі виділяють як деякі лінії на реальній перехідній смузі, коли її необхідно умовно зобразити у вигляді лінії (наприклад, на картах). Умовність їх лише в тому, що реальна ширина межі не береться до уваги.

Межі, що розділяють між собою дві елементарні геосистеми (геотопи), можна назвати топічними ландшафтними межами, або межами 1-го рангу. Межі між геосистемами вищих рангів (мікрогеохор, ландшафтних смуг тощо) мають ранг, відповідний рангу контактуючих геосистем. Ранг межі пов'язаний з її контрастністю. Загалом, чим вищий ранг межі, тим вона контрастніша.

Морфологічна вираженість меж важлива при оцінці естетичної привабливості ландшафту. За цією характеристикою межі можна поділити таким чином:

- морфологічно невиражені (наприклад, межі між геосистемами, що різняться між собою лише за ґрунтовими ознаками);
- слабковиражені (між рівнинними та полого-схилувими геосистемами, вододільні лінії на рівнинах);
- середньовиражені (між увігнутою та опуклою частинами схилу);
- явно морфологічно виражені (бровки схилів, уступи та тилові шви терас).

Морфологічна вираженість ландшафтних меж залежить від часу відособлення геосистем. Чим молодша територія, тим чіткіші межі (наприклад, у горах альпійської складчастості, у молодому ерозійному рельєфі). З часом внаслідок міжгеосистемних взаємодій морфологічна вираженість їх послаблюється.

За *генезисом*, тобто за головним фактором, що зумовив появу межі, вони є: літогенні, морфогенні, педогенні, гідрогенні, фітогенні, зоогенні, антропогенні. Проте переважна більшість їх комплексна (наприклад, морфолітогенні, педофітогенні тощо).

За *функцією* в ландшафтній територіальній структурі межі бувають контактними та бар'єрними. Вздовж контактних меж відбувається взаємодія двох сусідніх геосистем, взаємопроникнення їх властивостей, перенесення речовинно-енергетичних потоків. Такими є, зокрема, межі ландшафтних смуг на схилі, межі біоцентрів. Бар'єрна межа пере-

шкоджає або повністю виключає взаємодію сусідніх геосистем. Яскравим прикладом їх є межі басейнів. Більшість меж по відношенню до різних типів горизонтальних міжгеосистемних зв'язків виконує і бар'єрну, і контактну функцію, тобто функцію мембрани).

Щодо напрямку горизонтальних динамічних потоків межі поділяються на дивергентні (межі розсіювання) – від них потоки розходяться в різних напрямках (наприклад, вододільні лінії); конвергентні (межі-концентратори), уздовж яких різноспрямовані потоки зливаються (наприклад, лінії тальвегів); консеквентні – межі, які збігаються з лініями потоку (наприклад, лінії скатів схилів); градієнтні, уздовж яких помітно змінюється інтенсивність потоку (наприклад, лінії перегинів схилу, межі ландшафтних смуг). Градієнтні межі поділяються на два підтипи – градієнтні імпульсні (вздовж них інтенсивність потоку зростає) та градієнтні гальмуючі (зменшується).

Ландшафтні екотони. Термін «екотон» увів в екологію. Ф. Клементс у 1928 році. Він розумів під ним перехідну смугу між двома досить контрастними екосистемами, через своєрідність якої їх не можна віднести ні до однієї із суміжних екосистем. Типовий приклад – смуга між лісом та степом. У ландшафтознавстві для таких смуг є й інші назви: «змінна ландшафтна одиниця», «буферна геосистема», «геотон».

Для ландшафтного екотону характерно те, що в ньому формуються деякі риси, що не властиві геосистемам, які розділяються цим екотонном. Екотон здебільшого вужчий за геосистеми, між якими він розташований.

Виникнення ландшафтних екотонів зумовлене загальною закономірністю еволюції просторових систем – поступовим стиранням різких відмінностей (меж) у природі внаслідок все більшого розвитку міжгеосистемних взаємодій. Здебільшого лінійна межа із часом трансформується в перехідну смугу (чітко виражені бровки молоді ерозійної форми із часом руйнуються й стають все більш пологими поверхнями; лінійна межа між лісом і луками поступово згладжується взаємопроникненням лісових і лучних видів у суміжні біотопи й утворення галявин). Подальший розвиток ландшафтного екотону призводить до формування в ньому деяких специфічних рис, які не властиві жодній із контактуючих геосистем. З часом екотон перетворюється на клінальну, або «типову», геосистему із власними межами, можливо, також екотонного характеру.

Найкраще екотонні ефекти проявляються на контакті лісових геосистем із трав'яними (лучними, степовими, ріллею). Тому основні властивості ландшафтних екотонів розглянемо на цьому прикладі. Екотон між лісом та степом відіграє бар'єрну і контактну функції. Бар'єрна функція може реалізуватись трьома способами:

1. Екотон як бар'єр-трансформатор впливає на перетинаючий його горизонтальний потік так, що характеристики потоку суттєво змінюються при досягненні суміжної геосистеми (наприклад, атмосферні потоки тепла й водяної пари в напрямку з лісу до степу в межах екотону нагріваються й висушуються, а в зворотному напрямку – охолоджуються й зволожуються).

2. Екотон як бар'єр-перешкода, яка не дозволяє деяким потокам досягти суміжної геосистеми, при цьому матеріал, що переноситься потоком, акумулюється в межах екотону й далі включається в міжелементні зв'язки його вертикальної структури. Такими потоками, зокрема, є повітряне перенесення насіння, опаду, перенесення снігу хуртовиною, води поверхневого стоку тощо.

3. Екотон як бар'єр-відштовхувач повертає горизонтальні потоки, які йдуть до нього від ядер суміжних геосистем (наприклад, зоогенні міграції типово лісових або типово степових видів).

Контактна функція ландшафтного екотону може бути реалізована у вигляді:

- простого контакту, коли горизонтальні потоки без перешкоди і відозміни перетинають екотон;
- активного контакту, коли в екотоні формуються нові потоки, які не властиві ядрам типовості контактуючих геосистем (наприклад, атмосферні потоки на галявині – «бризові лісові вітри»);
- вторинного контакту, який проявляється в тому, що матеріал, накопичений в екотоні, починає мігрувати за його межі до суміжних геосистем.

Виділивши ландшафтний екотон між двома геосистемами, виділяють і їх ядра типовості (екотон відтинає ці ядра). Визначати місцеположення ядер типовості потрібно при дослідженні ландшафтно-динаміки, обґрунтуванні оптимального розташування пунктів моніторингових спостережень та інших тестових ділянок ландшафтно-екологічних досліджень.

6. ГЕОСИСТЕМИ І ЇХ СЕРЕДОВИЩЕ (ФАКТОРІАЛЬНА ЛАНДШАФТНА ЕКОЛОГІЯ)

6.1. Природні ландшафтно-екологічні фактори

Типологія факторів. Під фактором розуміється деяка ознака, що впливає на характеристики досліджуваної системи. Якщо ця ознака характеризує не саму цю систему, а належить до її зовнішнього середовища, то фактор називається зовнішнім, або екзогенетичним. Він визначає зміни в системі, але сам практично не зазнає її зворотного впливу. Для геосистем зовнішніми факторами є кількість сонячної

радіації, що надходить, кількість та інтенсивність атмосферних опадів, знак та швидкість сучасних тектонічних рухів тощо. На відміну від них, внутрішні, або ендегенетичні, фактори співвідносяться із властивостями самої геосистеми, їх речовинний носій знаходиться в межах її вертикальної або територіальної структури й визначає зміни деяких зв'язаних із ним інших елементів геосистеми. Внутрішніми факторами є засоленість літогеогоризонтів, стрімкість схилу, вміст гумусу в ґрунті, чисельність і біомаса окремих популяцій тощо. Загалом, будь-яка характеристика геосистеми може розглядатись як її внутрішній фактор, оскільки вона пов'язана з іншими характеристиками геосистеми й визначає її зміни.

В екології, а також у ландшафтознавстві досить розповсюджений поділ факторів на абіотичні (кліматичні, хімічні тощо) та біотичні, пов'язані з дією на елементи геосистеми живих організмів. Проте такий поділ досить умовний бо, наприклад, біотичний вплив рослин верхнього фітогеогоризонту на рослини нижніх геогоризонтів проявляється абіотичним шляхом (через затінення, переймання атмосферних опадів), тобто діє як фактор, що регулює вплив інших факторів. Тому фактори, що діють на геосистему, доцільніше поділяти на *фактори-ресурси* та *фактори-регулятори*. До перших належать тепло, освітленість, кількість опадів, вологи, поживних речовин у ґрунті тощо. Характер їх впливу визначається кількістю, регулярністю та інтенсивністю надходження до геосистеми (для зовнішніх факторів) та кількістю в самій геосистемі (для внутрішніх). За деякі з цих факторів може йти конкуренція між популяціями й навіть можна вести мову про конкуренцію за ресурс між окремими геокомпонентами (наприклад, за вологу між ґрунтом та рослинністю).

Фактори-регулятори, такі, як тектонічні рухи, географічне положення (позиція) геосистеми, рельєф тощо, зумовлюють перерозподіл між окремими геосистемами або елементами їх вертикальної структури дії факторів-ресурсів. Так, рельєф визначає неоднакове надходження тепла на схили різних експозицій (при стрімкості схилу 20° ця різниця може сягати 30%), їх різну освітленість, зволоженість тощо. У результаті на різних елементах рельєфу геотопи мають різну забезпеченість факторами-ресурсами.

Ландшафтно-екологічна амплітуда. Кожний тип геосистеми може формуватися та існувати лише в деякому діапазоні впливу фактора. Так, на території України геосистеми із чорноземними ґрунтами зустрічаються лише в діапазоні зволоження від 340 до 600 мм, із сірими лісовими ґрунтами 460–660 мм на рік. В екології діапазон впливу фактора, в якому може існувати певний вид, називається *амплітудою виду*. Причому розрізняють *екологічну амплітуду* – діапазон існування виду в умовах міжвидової конкуренції та *фізіологічну* (або по-

тенційну) – діапазон, який міг би зайняти вид за відсутності конкуренції за ресурс. Фізіологічна амплітуда завжди ширша за екологічну.

Аналогом *фізіологічної амплітуди* виду може бути глобальна ландшафтно-екологічна амплітуда геосистеми. Вона являє собою той діапазон фактора, в межах якого на всій планеті зустрічається певний тип геосистеми. До *екологічної амплітуди* виду за змістом є регіональна ландшафтно-екологічна амплітуда – діапазон фактора, до якого пристосовані геосистеми цього типу в межах певного регіону (наприклад, Східно-Європейської рівнини). Регіональна амплітуда вужча за глобальну.

Виявлення для геосистеми ландшафтно-екологічної амплітуди за кожним із факторів дає змогу встановити ті з них, що найбільш ускладнюють її існування в даних умовах. Як і в екології, такі фактори можна назвати лімітуючими.

Ландшафтно-екологічна інтерпретація «закону мінімуму» Ю. Лібиха (1841) та «закону толерантності» В. Шелфорда (1913) зводиться до визначення як лімітуючого того з факторів, значення якого для даної геосистеми знаходяться біля крайніх значень її регіональної ландшафтно-екологічної амплітуди. Різні види геосистем розрізняються за складом лімітуючих їх факторів. Так, в умовах тундри ним є тепло, у хвойних і мішаних лісах – трофність (багатство) ґрунту. У лісостепу ґрунти багаті, тому природний потенціал геосистем може лімітуватися фактором зволоження. Геосистеми степів мають два основних лімітуючих фактори: зволоженість та засоленість субстрату.

Поблизу точок мінімальних і максимальних значень ландшафтно-екологічної амплітуди геосистеми її стійкість до зовнішніх впливів здебільшого низька. У регіонах із такими умовами геосистеми в ландшафтній територіальній структурі займають малу площу й переважно представлені поодинокими невеликими за площею ареалами. З віддаленням від крайніх точок ландшафтно-екологічної амплітуди до її центру вплив фактора стає все більш сприятливим, що, зокрема, проявляється в більшій площі, яку займає геосистема в цих умовах. Значення фактора, при якому геосистема займає найбільшу площу, є для неї оптимальним.

6.2. Концепція ландшафтно-екологічної ніші

Концепцію ніші, що має найбільше число послідовників, запропонував Д. Хатчинсон у 1957 р. Ця концепція ґрунтується на понятті багатомірного простору, кожна вісь якого відповідає певному екологічному фактору. Оскільки за кожним з факторів вид характеризується відповідною амплітудою, кінці цих амплітуд визначають той об'єм багатомірного простору, в якому може існувати вид. Цей об'єм названо фу-

ндаментальною нішею, і в такому розумінні це поняття може бути заді-
яне до аналізу геосистем.

Щоб визначити фундаментальну ландшафтно-екологічну нішу геосистеми, необхідно встановити деякий набір з її факторів, які визначають її існування та ареал поширення на земній поверхні, і за кожним із них виявити ландшафтно-екологічну амплітуду геосистеми. Графічно-фундаментальна ніша зображується у вигляді n -мірного паралелепіпеда, сторони якого відповідають ландшафтно-екологічним амплітудам кожного з факторів.

Залежно від того, яку ландшафтно-екологічну амплітуду (глобальну чи регіональну) прийнято за сторони паралелепіпеда, можна побудувати глобальну або регіональну ландшафтно-екологічну нішу геосистеми

На рис. 15 зображено ландшафтно-екологічну нішу в тривимірному просторі (графічно простір більшої розмірності зобразити неможливо).

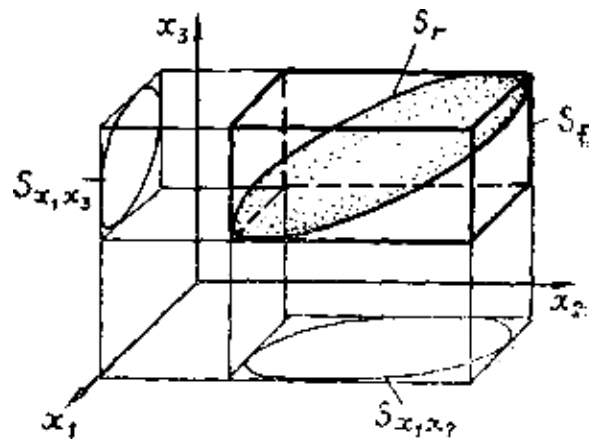


Рис.15 . Графічне зображення ландшафтно-екологічної ніші у тривимірному просторі факторів:

x_1, x_2, x_3 – фактори, S_f – глобальна ніша, S_r – регіональна ніша, $S_{x_1x_2}, S_{x_1x_3}$ – двовимірні ніші в просторі факторів x_1x_2, x_1x_3 відповідно

Геосистема може існувати лише в межах її фундаментальної ніші, бо поза нею обов'язково знайдеться хоча б один фактор, до дії якого геосистема не пристосована. У межах фундаментальної ніші таких факторів немає, проте можливі такі їх комбінації, що геосистема при них існувати не може. Особливо «підозрілими» є кути паралелепіпеда S_f (рис.15), в яких усі фактори, що діють на геосистему, набувають екстремальних значень. Комбінація такої інтенсивності дії цих факторів визначає неможливість існування геосистеми в таких умовах. Це означає, що не в усьому об'ємі фундаментальної ніші може існувати геосистема, а лише в певній її частині. Ця частина, тобто об'єм фундаментальної ніші, у межах якого геосистема може існувати за будь-якої комбінації факторів, називається *реалізованою ландшафтно-*

екологічною нішею. На рис.15 вона позначена як Sr.

Факторами, відносно яких доцільно будувати нішу геосистем, є річна кількість опадів, радіаційний баланс, а в гірських геосистемах – абсолютна висота та макроекспозиція. Для ландшафтно-екологічної ніші геотопів, наногехор і ландшафтних смуг важливими факторами є крутизна поверхні, довжина схилу, його експозиція, мінералізація та глибина залягання ґрунтових вод. Радіаційний баланс і річна сума опадів у геосистемах цих рангів виступають як константи.

У практичному відношенні зовсім не обов'язково будувати повну ландшафтно-екологічну нішу геосистем, тобто за всіма факторами. Слід визначати лише більш важливі (здебільшого дво – або тривимірні) ніші, наприклад, кліматичну (осі: радіаційний баланс і кількість опадів), геоморфологічну (осі: довжина, стрімкість та експозиція поверхні), гідрогеологічну (осі: глибина рівня, ступінь мінералізації ґрунтових вод). На рис.16 показано кліматичну регіональну ландшафтно-екологічну нішу.

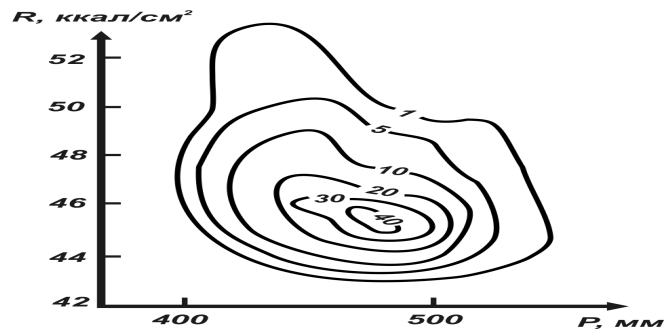


Рис.16. Кліматична регіональна ландшафтно-екологічна ніша середньостепових рівнинних геосистем із чорноземами звичайними середньогумусними на лісах: R – радіаційний баланс; P – річна сума опадів. Ізолінії – показники коефіцієнта β пристосованості геосистеми до кліматичних умов

Місце, яке займає геосистема в ландшафтно-екологічній ніші (на графіку рис. 16 йому відповідає точка об'єму), свідчить про ступінь її відповідності умовам зовнішнього середовища – біля меж ніші геосистема знаходиться в екстремальних умовах і її стійкість незначна; ближче до центру ніші формуються оптимальні умові для геосистем даного виду. Тому важливо мати деякий показник, за яким можна оцінити ступінь відповідності будь-якої точки ландшафтно-екологічної ніші оптимальним умовам геосистеми. В екології за оцінку беруть продуктивність виду в даних умовах, народжуваність, ефективність фотосинтезу тощо. Відносно геосистем такою оцінкою може бути частка площі, яка припадає на ту частину загального ареалу геосистеми, яка знаходиться в умовах певної комбінації дії факторів, за якими будується ніша. Практично цей показник (будемо називати його ступенем пристосова-

ності) визначається за виразом $\beta (a_i, b_j, c_k) = n_{ijk} / N$, де $\beta (a_i, b_j, c_k)$ – ступінь пристосованості геосистеми до сумісної дії фактора a з інтенсивністю i , фактора b – з інтенсивністю j , c – з інтенсивністю k ; n_{ijk} – число точок (або площа) в межах ареалу геосистеми, які знаходяться під впливом дії факторів a, b, c з інтенсивностями відповідно i, j, k ; N – число точок, на яких визначались інтенсивності впливу факторів (або площа, яку займають усі геосистеми даного типу).

7. ДИНАМІКА І ЕВОЛЮЦІЯ ГЕОСИСТЕМ (ДИНАМІЧНА ЛАНДШАФТНА ЕКОЛОГІЯ)

7.1. Основні поняття і положення

Характерний час та часові масштаби аналізу геосистем. Динаміку геосистеми в широкому розумінні можна визначити як зміну в часі значень її окремих характеристик, станів, набору та інтенсивності процесів, територіальних структур, яка, на відміну від еволюції, не приводить до безпосереднього формування принципово нової геосистеми.

Характерною особливістю геосистеми є те, що різні її характеристики змінюються з різною швидкістю: вологість і температура поверхневих горизонтів ґрунту – протягом годин, видовий склад біоценозів – десятків років, морфологія рельєфу – протягом сотень і тисяч років. Для дослідження таких різномасштабних явищ потрібна їх типологія за тривалістю протікання. Із цією метою було введено поняття характерного часу u – інтервалу, протягом якого певна властивість чи процес геосистеми проявляє свої основні особливості. Для періодичних процесів характерний час відповідає тривалості періоду (часу одного коливання), для квазіперіодичних (циклічних) – середній тривалості періоду, для неперіодичних (трендових) процесів – часу релаксації, тобто часу, необхідному для того, щоб після збурення геосистеми значення її характеристик повернулись до початкових.

Процеси із близькими значеннями характерного часу (далі ХЧ) можуть впливати один на одного й досліджуватись в рамках єдиної моделі. Процеси ж із суттєво різними ХЧ у такій залежності не перебувають: характеристики з великими ХЧ відносно до процесів із малими ХЧ розглядаються як незмінні параметри (фон), а зміни характеристик із малими ХЧ по відношенню до процесів із великими ХЧ аналізуються як статистичний шум або взагалі не враховуються. На цій підставі розроблено концепцію часових масштабів аналізу геосистеми. За величиною ХЧ динамічних процесів геосистеми прийнято розрізняти: добову (синонім – високочастотну) динаміку, коли аналізуються характеристики геосистеми, ХЧ яких, менше доби; сезонну (синоніми – внутрішньорі-

чну, річну, середньочастотну) динаміку, коли аналізуються процеси із ХЧ від однієї доби до року; багаторічну (синонім – низькочастотну) динаміку із процесами, ХЧ яких більше року. В основі кожного із цих масштабних рівнів динамічних змін геосистем лежать власні провідні фактори: для добової динаміки – обертання Землі навколо своєї осі, сезонної – навколо Сонця, багаторічної – комплекс чинників астрономічної природи (цикли сонячної активності), внутрішньопланетарної (тектонічні рухи) та внутрішньогеосистемної.

7.1.1. Стан, простір та області станів

Під станом геосистеми зручно розуміти точку в k -вимірному просторі її змінних (характеристик) і описувати його k значеннями цих змінних (рис.17).

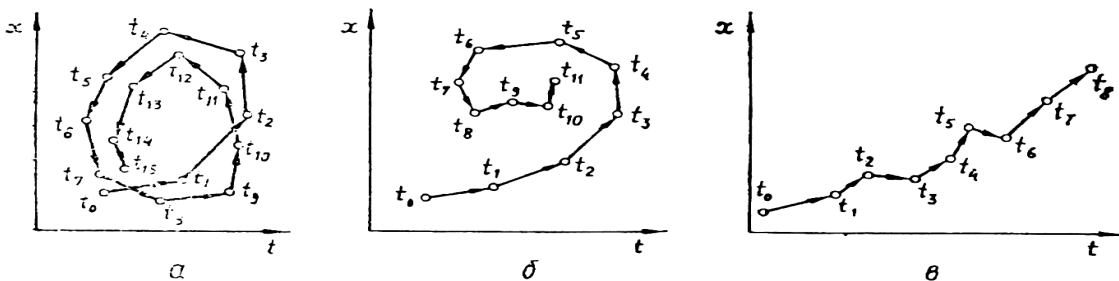


Рис. 17. Типові фазові портрети геосистем:

- а – циклічний процес; б – процес відновлення після збурення;
- в – тренд: x_1, x_2 – змінні геосистеми; $t_0 - t_n$ – стани системи в різні моменти часу

Якщо протягом деякого проміжку часу значення всіх змінних лишаються сталими, стан геосистеми не змінюється. Залежно від ХЧ характеристик, обраних для опису динаміки геосистеми, виділяються її добові, сезонні та багаторічні стани. Динаміка геосистеми виявляється в послідовності зміни її станів. Графічно її можна описати фазовою діаграмою, на якій точки, що відповідають послідовним станам геосистеми, сполучаються лініями. Для двовимірного простору змінних типові фазові діаграми наведено на рис.17.

За фазовими діаграмами визначають суттєві риси динаміки геосистеми. Так, траєкторія змін станів, для якої характерна близькість початкового (t_0) і кінцевого (t_n) станів, свідчить про циклічність динамічних змін (рис. 17, а), спіралеподібна траєкторія (рис. 17, б) вказує на процес відновлення геосистеми після її збурення, траєкторія на рис. 17, в відповідає спрямованому динамічному процесу (тренду), який може призвести до руйнування геосистеми та формування її нового типу (еволюційної зміни).

Сукупність усіх можливих станів, у яких може знаходитись геосистема, називається її простором станів. Формально він являє собою множину всіх точок k -вимірному простору змінних геосистеми, в яких вона може знаходитись. Число станів геосистеми в цьому просторі дуже значне, причому відмінності між окремими його точками (станами) можуть бути настільки несуттєвими, що враховувати їх недоцільно, а практично часто й неможливо. Дослідження змін областей станів зручно вести за допомогою графів, вершинами яких є області станів, а орієнтованими ребрами – переходи між ними.

7.1.2. Типи динаміки та часових структур геосистеми

Аспект аналізу динаміки геосистеми як послідовності змін їх станів або областей станів можна назвати етологією геосистеми, або її етологічною динамікою, а сукупність усіх процесів обміну і трансформації речовини та енергії в геосистемі – її функціонуванням або функціональною динамікою. Важливим аспектом динамічної ландшафтної екології є аналіз часових змін ЛТС, які можна назвати хорологічною динамікою. Аналіз кожного із цих видів динаміки геосистем пов'язаний із виділенням специфічних типів її часових структур:

1) етологічних, елементами яких є окремі стани або області станів, а відношення – переходи між ними (відповідно до ХЧ, якими характеризуються стани геосистеми, розрізняються добові, сезонні та багаторічні етологічні структури);

2) функціональних, елементами яких є елементарні процеси, взаємодія між якими визначає певний інтегральний процес (наприклад, продуційний, який складається з таких елементарних процесів, як поглинання рослинами з атмосфери CO_2 , транспортування мінеральних речовин рослиною, стадії розкладу мортмаси та синтезу гумусових речовин тощо).

Аналіз хорологічної динаміки пов'язаний із виявленням складних просторово-часових структур, елементами яких є ареали геосистем, а відношення – це зміни їх метричних, топологічних, якісних характеристик у часі.

7.1.3. Інваріант, співвідношення між динамікою та еволюцією

Під поняттям інваріанта розуміється сукупність деяких властивостей геосистеми, в разі зміни яких відбувається кардинальна трансформація її структури. За інваріантом можна відрізнити динамічні зміни геосистеми від еволюційних, а саме: усі зміни, при яких зберігаються інваріантні властивості геосистеми, відносяться до динаміки, а еволюція – це послідовна зміна інваріантних структур.

Критерієм інваріанта є збереження геосистемою ознак, які прийнято за діагностичні при визначенні її типу. Так, інваріантом геосистем карстових улоговин є замкнена від'ємна форма рельєфу. Усі зміни геосистем, що не призводять до втрати цієї форми, відносяться до динамічних, а перехід карстової улоговини внаслідок замулення в озеро або степову западину свідчить про еволюцію (зміну одного типу геосистеми іншим). Таким чином, під еволюцією геосистеми можна вважати заміщення геосистеми одного типу геосистемою іншого типу, а динамікою – зміни геосистеми в рамках одного типу.

7.2. Основні закономірності функціональної динаміки

Під функціональною динамікою геосистеми розуміють сукупність процесів трансформації, переміщення речовин та енергії в її вертикальній структурі. У результаті цього геосистема здійснює ряд функцій – продукує органічну речовину, забезпечує вологообіг, газообмін, колообіг речовин тощо. Аналіз динамічних процесів геосистеми можливий у двох основних аспектах. Перший має на меті встановити часові закономірності протікання процесу, другий – виявити його механізм, внутрішню структуру.

Часові закономірності процесів. При аналізі часових закономірностей протікання процесу визначають його певну характеристику (змінну) і за деякий часовий інтервал фіксують її значення. Наприклад, при аналізі біопродуцційного процесу геосистеми вимірюється жива фітомаса протягом року, при дослідженні процесу галоморфізації геосистеми – запас солей у ґрунті за кілька років тощо. Основними часовими закономірностями процесу, які необхідно встановити, є: наявність тренду, ритмічності, циклічності, періодичності процесу, його частота, тривалість періоду, величина амплітуди та деякі інші характеристики. При аналізі кількох процесів або різних характеристик одного процесу необхідно виявити їх корельованість у часі, наявність ефектів інерційності, синхронності.

Періодичним є процес, при якому однакові значення його характеристики повторюються через однакові проміжки часу, які називаються періодом. У геосистемах більшість процесів є квазіперіодичними. Для них характерна повторюваність однакових значень характеристики не через строго один інтервал часу (наприклад, рік), а через більш-менш однакові його проміжки. Квазіперіодичними процесами в геосистемах є зміна температури поверхневих горизонтів ґрунту (період – одна доба), хід середньодобових температур повітря (період – один рік).

Циклічність процесу полягає в повторенні однакових значень характеристики через будь-який часовий інтервал (в геосистемах – життєві цикли рослин, тварин, цикли ерозії тощо).

Ритмічність – це повторення системою станів, близьких, але не ідентичних початковому, через деякі, не обов'язково близькі, проміжки часу. Ритмічною є динаміка чисельності популяцій, пов'язаних відношенням хижак – жертва. Деякі екзогенні рельєфоутворюючі процеси та нагромадження пухких відкладів мають риси ритмічності.

Тренд процесу полягає у спрямованій зміні характеристики в бік зростання або зменшення її значень із часом. Наявність тренду може свідчити про еволюційність змін геосистеми.

Часто основна часова закономірність процесу затушована накладеними на неї короткоперіодичними або флуктуаційними змінами. Щоб виявити тренд або довгочастотну квазіперіодичність процесу, необхідно виконати математичну обробку динамічних рядів. Методами згладжування рядів або їх фільтрації можна позбавитись малосуттєвих особливостей динаміки процесу і виявити основну домінуючу його тенденцію. За цією тенденцією динамічні процеси умовно поділяють на три групи – періодичного, перехідного та деструктивного (еволюційного) типів (рис. 18).

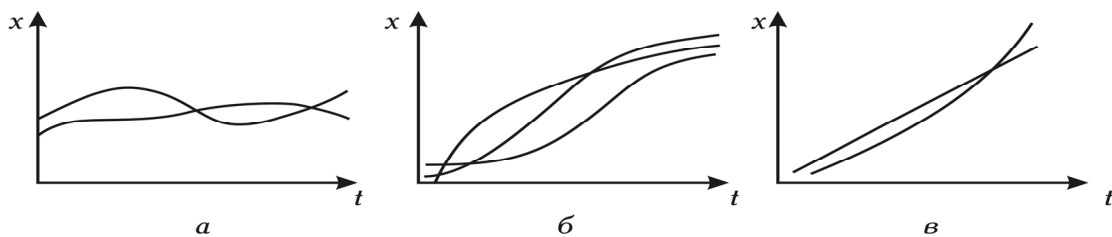


Рис.18. Типи динамічних процесів геосистем:

а – періодичний, б – перехідний, в – спрямований еволюційний,
x – змінна; t – час

Процеси періодичного типу (рис.18, а) не приводять до суттєвих змін геосистеми, забезпечують її стійкість. Перехідні процеси, для яких характерна фаза затухання, свідчать про перехід геосистеми з одного стану рівноваги до іншого, або про відновлення геосистеми після збурення (рис.18, б). Такий характер, зокрема, має процес дегуміфікації геосистем – одразу після розорання цілини щорічні втрати гумусу внаслідок мінералізації становлять значну величину, а через деякий час (30–40 років) зменшуються й вміст гумусу стабілізується, але на нижчому рівні. Процеси деструктивного типу (рис.18, в) не затухають із часом, що призводить до руйнації структури зв'язків геосистеми, її заміни іншою. Якщо процес описується експотенційною функцією, він здебільшого катастрофічний. Але в природі процеси такого типу тривають недовго й із часом затухають.

При аналізі взаємозв'язків кількох процесів часто виявляється ефект інерційності – затримка реакції одного із процесів на дію іншого. Так, поверхневий стік виникає не одразу після дощу, а через деякий час. Максимум сонячної радіації спостерігається в червні, а найвищі температури повітря запізнюються відносно нього на кілька десятків днів, а глибоких шарів ґрунту – на кілька місяців. При цьому коливання згасають, і амплітуда їх зменшується.

7.3. Добова і сезонна динаміка

7.3.1. Добова динаміка

Визначальним фактором добової динаміки геосистеми є обертання Землі за своєю віссю. У результаті цього квазіперіодично змінюються значення метеорологічних показників, з якими зв'язані такі важливі процеси, як вологообіг, продуційний процес та ін. Цей зв'язок зумовлює добову періодичність процесів випаровування, транспірації, поглинання рослинами поживних елементів, фотосинтезу (вночі він взагалі не протікає, тому що фотосинтетично активна радіація (ФАР) надходить до геосистеми тільки в світлу частину доби) та ін. Добова періодичність виявляється в поведінці тварин, активності мікроорганізмів. Від часу дня залежить також інтенсивність деяких екзогенних рельєфоутворюючих процесів (зокрема, вітрової ерозії), ґрунтових процесів (різке підвищення кислотності чорноземів при їх зрошенні, так званий «лужний удар», зумовлене поливами в світлу частину дня, коли за високої температури ґрунту при його зволоженні різко підвищується активність іонів Na, а при поливах увечері цей процес не виникає).

Крім добового обертання Землі, внутрішньодобову динаміку визначають і деякі інші зовнішні фактори, зокрема зумовлені станом диску Сонця при змінній хмарності. Стани геосистем, викликані цим фактором, мають тривалість у кілька хвилин і відрізняються лише параметрами, зв'язаними із трансформацією сонячної енергії, – температурою повітря й поверхні ґрунту, відносною вологості повітря, пружності водяної пари. Зміни цих параметрів протягом кількох хвилин можуть бути досить суттєвими (поблизу Тбілісі їх відхилення середніх значень сягає 50 %). Незважаючи на це, мала тривалість таких станів і незначне число характеристик, які при них змінюються, обмежують практичне значення їх дослідження.

7.3.2. Сезонна динаміка

Обертання Землі навколо Сонця зумовлює сезонну ритміку багатьох процесів і характеристик геосистеми. Оскільки кожному процесу властива деяка інерційність, тобто відставання реакцій на зовнішні впливи, сезонні зміни різних процесів і геокомпонентів геосистем асинхронні. Це ускладнює періодизацію річного циклу геосистеми. У рамках фенології та ландшафтознавства було запропоновано досить

багато варіантів поділу року на сезони, фази, періоди. Так, розрізняють літній і зимовий варіанти ландшафтної структури, а в кожному з них по чотири етапи – формування, консолідації, кульмінації та деградації.

Крім внутрішньорічних фаз, зумовлених обертанням Землі навколо Сонця, виділяються стани меншої тривалості, зумовлені циркуляційними процесами в атмосфері (наприклад, вторгненням теплих та вологих повітряних мас).

Ефективний підхід до поділу річного циклу на окремі «стани» (точніше, області станів) розробив Н. Л. Беручашвілі. У 1971 р. він увів поняття стексу – відрізка року тривалістю не менше доби, специфіка якого зумовлена сезонною ритмічністю, погодою та динамічною тенденцією зміни вертикальної структури геосистеми.

Основні ознаки виділення стексів:

- характер зовнішніх факторів, що зумовлюють формування стексу;
- термічні умови;
- зволоженість геосистеми;
- тенденції зміни вертикальної структури.

Для кожної із цих ознак встановлено градації й відповідні їм індекси, тому стексам можна дати стислі універсальні назви в індексній формі. За головними факторами динаміки, що діють протягом доби, стекси поділяються на:

- нівальні – при випадінні снігу (індекс N),
- плювіальні (P) – при випадінні дощу,
- пірогенні (П) – при пожежах,
- еолові (В) – при пилових бурях,
- гравігенні (Г) – при зсувах ґрунту, сельових потоках тощо.

Якщо стекс формується без впливу цих факторів, у його назві ці індекси не вказуються.

За термічними умовами виділяється шість основних груп стексів:

- морозні (кріотермальні) – при температурі повітря менше 0° (індекс 1);
- дуже прохолодні (нанотермальні) – температура 0 – 5° (індекс 2);
- прохолодні (мікротермальні) – 5 – 10° (індекс 3);
- теплі (макротермальні) – 15 – 22° (індекс 5);
- жаркі – температура понад 22° (індекс 6).

За умовами зволоження стекси поділяються на:

- екстрагумідні – хоч би в одному з геогоризонтів переважають гідромаси (індекс H);
- гумідні (G) – із середнім або підвищеним вмістом гідромас в усіх геогоризонтах;

- семіаридні (S) – з одним геогоризонтом із недостатнім вмістом гідромас;
- аридні (A) – дефіцит вологи в усіх геогоризонтах.

За тенденцією змін вертикальної структури виділяються стекси:

- стабілізації структури – зміна складу та потужності геогоризонтів не спостерігається (індекс – $\bar{}$);
- створення структури ($\uparrow\uparrow$) – утворення нових геогоризонтів і геомас;
- руйнування структури ($\downarrow\downarrow$) – зникнення деяких геогоризонтів і геомас;
- ускладнення структури (\uparrow) – збільшення потужності геогоризонтів;
- трансформація структури (\rightarrow) – зміна активності динамічних процесів у геогоризонтах.

Відповідно до цих критеріїв виділяють та індексують стекси. Наприклад, $5G^{\uparrow}$ – стекс весняного ускладнення структури, теплий гумідний, $1H$ – морозно-сніговий стекс тощо.

Різні геосистеми внаслідок своїх позиційних особливостей, залежності метеоумов від рельєфу та інших причин в один і той самий день можуть знаходитися в різних стеках, причому навесні просторова контрастність стексів геосистем значно більша, ніж узимку та влітку. .

На відміну від фаз річного циклу, які змінюють одна одну в строго обов'язковій послідовності (після ранньовесняної фази йде пізньовесняна і т. д.), один вид стексу може формуватися протягом року неодноразово і змінюватись не одним певним видом стексу, а різними. Наприклад, після теплого семіаридного стексу спрощення структури ($5S^{\downarrow}$) можуть іти стекси $5S$, $5A$, $4S^{\downarrow}$ та деякі інші. Проте серед сукупності можливих переходів між стеками виділяються найбільш характерні (часто повторювані). В окремі роки етоцикли, що формуються в геосистемі, можуть відрізнятись від типового етоциклу, оскільки окремі стекси можуть не виникати (наприклад, нівальні при безсніжних зимах).

7.4. Багаторічна динаміка

7.4.1. Головні риси багаторічної динаміки

На відміну від добової та сезонної динаміки, багаторічна здійснюється під визначальним впливом не одного якогось зовнішнього фактора, а зумовлена комплексом факторів різної природи – тектонічними рухами, кліматичними особливостями та циклами різної періодичності, коливаннями рівня ґрунтових вод, віковими змінами деревостанів,

змiнами положення базисiв ерозiї тощо. Характерним є значна iнтерференцiя, накладання дiї цих факторiв. Тому вiдчленувати роль якогось одного з них або прив'язати змiни геосистеми до явного астрономiчного циклу надто складно. Можливо, що в масштабi багаторiчної динамiки специфiка змiн окремих характеристик геосистеми (iх дiахроннiсть, затримка реакцiї на зовнiшнi впливи з рiзними за тривалiстю термiнами тощо) навмисно спрямована якщо не на повне недопущення, то на пригнiчення циклiчностi. Геосистемi «вигiднiшi» змiни, спрямованi в бiк поступового зменшення залежностi вiд лiмiтуючих факторiв. Такi змiни врештi приводять до її деякого оптимального стану (клiмаксового), в якому вона може найбільш ефективно використовувати ресурси зовнiшнього середовища (характерно, що, досягнувши цього стану, в геосистемi бiльш чiтко починають проявлятися циклiчнi змiни).

Серед багаторiчних динамiчних змiн геосистем видiляються їх флуктуацiї та сукцесiя. Основна рiзниця мiж ними полягає в тому, що змiни першого типу не спрямованi й проявляються як коливання станiв навколо деякого середньорiчного, причому тривалiсть флуктуацiйних вiдхилень незначна (один – три роки). Сукцесiя як довготривала послiдовнiсть змiн станiв геосистеми орiєнтована на досягнення деякого оптимального для даних умов стану (прогресивна, або автохтонна сукцесiя) або внаслiдок дiї деякого зовнiшнього фактора може йти в бiк, зворотний вiд оптимуму (ретрогресiя, або аллохтонна сукцесiя). Флуктуацiї здебiльшого проявляються в змiнах рослинностi геосистем, частково – в ґрунтах, а сукцесiя супроводжується набагато бiльшими змiнами.

Важливою вiдмiннiстю багаторiчної динамiки вiд добової та сезонної є те, що при нiй можуть змiнюватись як окреми стани геосистеми (ландшафтна флуктуацiя), так i послiдовнi та циклiчнi змiни рiзних видiв геосистем, тобто змiни одних геосистем iншими (ландшафтна сукцесiя). Такi змiни ще не є еволюцiйними, оскiльки мають обернений характер i не приводять до формування принципово нових для даного рeгiону видiв геосистем (необхiдна ознака еволюцiї). Ландшафтна сукцесiя є промiжною мiж динамiчною та еволюцiйною формами часових змiн геосистем. Вона може як пiдготовлювати еволюцiю, так i утримувати геосистему вiд еволюцiйних змiн, iти наперекiр загальним еволюцiйним закономірностям.

7.4.2. Флуктуацiї геосистем

Причинами флуктуацiй здебiльшого є вiдмiнностi гiдрометеорологiчних умов окремих рокiв. У ландшафтах iз континентальним клiматом у деякi роки цi умови можуть настiльки вiдхилитися вiд середньорiчної

норми, що в цей рік геосистеми знаходяться в кліматичних умовах, властивих більш південним або північним зонам. Такі коливання кліматичних факторів призводять до зміни водного, а з ним – і сольового режимів ґрунту. В степах, для ґрунтів яких властивий непромивний тип водного режиму, в окремі роки цей режим може бути навіть різко промивним, і тоді відбувається активне винесення солей із межі ґрунтового профілю й зони аерації. Коливання рівня ґрунтових вод також призводить до порічної мінливості ґрунтових і деяких інших елементарних ландшафтно-екологічних процесів. Із змінами за роками водноповітряного, температурного та сольового режимів ґрунту та діяльності мікроорганізмів змінюються темпи нагромадження мортмаси, швидкість її мінералізації та синтезу гумусу.

Особливо помітні флуктуаційні зміни в рослинності геосистем. Крім едафічних факторів, вони часто зумовлені особливостями життєвого циклу деяких популяцій. У результаті 30-річних спостережень однієї луки виявилась циклічність років із домінуванням бобових (4 рази на 30 років), на зміну яких наступного року приходили злаки. Встановлено циклічність масового розвитку конюшини (один раз у 4–5 років у лучних екосистемах помірного поясу та в багатьох інших типах фітоценозів).

7.4.3. Ландшафтна сукцесія

Концепція ландшафтної сукцесії полягає в тому, що для певних умов зовнішнього середовища існує такий варіант структури геосистеми, при якому вона максимально позбавлена впливу лімітуючих факторів. Така геосистема називається клімаксовою для даних умов. Інші геосистеми відрізняються від неї за фактором, що зумовив їх відхилення від клімаксового стану, та за ступенем цього відхилення.

При послабленні або припиненні дії на геосистему її лімітуючого фактора відбувається спрямована зміна геосистем одна одною (або одного стану іншим) у бік меншої залежності від цього фактора аж до клімаксової геосистеми. При посиленні дії лімітуючого фактора відбувається послідовна зміна геосистем у зворотному напрямку – від клімаксової через серію геосистем з усе більш трансформованими лімітуючим фактором структурами аж до геосистеми, структура якої спрощена фактором максимально можливо (регресивна, або аллогенна сукцесія). Геосистеми та їх стани з максимально трансформованими фактором структурами називаються ініціальними. Такими, наприклад, є геосистеми оголених піщаних субстратів, поверхонь відслонень гірських порід, арен мінеральних вицвітів солей, перезволожені субстрати тощо. Від цих геосистем беруть початок відповідні сукцесійні ряди, вздовж яких геосистеми закономірно змінюють одна одну в напрямі клімаксу. Зміни вздовж одного сукцесійного ряду зумовлені

дією лише одного певного фактора або сукупною дією деякого їх фіксованого набору. Згідно з лімітуючими факторами та їх характерним сталим поєднанням виділяються різні сукцесійні ряди.

Літоморфні ряди. Ініціальними для них є примітивні геосистеми без ґрунтового-рослинного покриву з оголеним кам'янистим субстратом. Залежно від літології останнього виділяються різні серії літоморфного ряду: масивно-скельна серія, вапнякова, щебенева та ін. У процесі прогресивної сукцесії відбувається все більше перекриття субстрату дрібноземом та ґрунтом, внаслідок чого його літологічні особливості на ґрунтоформуючих і фітоценотичних процесах позначаються все менше. Тому на деякій стадії сукцесії різні серії сходяться до одного ряду.

Псамоморфні ряди беруть початок із геосистем оголеного сухого піщаного субстрату. Делювіальні ряди починаються із суглинкових, глинистих, супіщаних субстратів, що залишаються після змиву ґрунту. Гідроморфні ряди беруть початок від перезволожених субстратів із прісними або слабкомінералізованими водами. Залежно від генезису ініціальних геосистем виділяються різні гідроморфні серії ряду: алювіальна (в заплавах), літоральна (узбережжя морів, лиманів), плакорна (верхові болота), мочариста (на схилах у місцях виклинювання ґрунтових вод – мочарах). Ксероморфні ряди – вздовж них геосистеми сухих місцеположень змінюються більш зволоженими. Ці ряди часто починаються від схилів південної експозиції із ксерофітизованими рослинними угрупованнями. Галоморфні ряди – ініціальними для них є геосистеми без ґрунтового-рослинного покриву, в яких на поверхню виходять відклади солей. Залежно від хімізму цих відкладів можна виділяти різні галоморфні ряди – хлоридно-натрієві, сульфатні, карбонатні тощо.

Для кожного із цих рядів лімітуючим є один певний фактор: бідність на поживні елементи для літо-, псамо- та делювіального рядів, надлишок води – для гідроморфного, її нестача – для ксероморфного, надлишок солей – для галоморфного рядів. Геосистеми, у яких лімітуючими є кілька факторів, змінюються вздовж комплексних сукцесійних рядів. Таким, наприклад, є галогідроморфний ряд, ініціальними позиціями якого являються геосистеми із близьким рівнем залягання мінералізованих ґрунтових вод, солі з яких концентруються на поверхні. Сукцесія спрямована на позбавлення геосистемою як її надмірної засоленості, так і зволоженості.

7.5. Загальні закономірності еволюції геосистем

Загальними закономірностями ландшафтної еволюції є її універсальні риси, властиві всім еволюційним змінам геосистем будь-яких типів та рангів. Можна визначити п'ять її загальних закономірностей.

Прогресивність – еволюційні зміни спрямовані на формування нових геосистем, а не на повторення тих, що вже були, і збереження існуючих. Прогресивність еволюції геосистем не слід ототожнювати з їх більшою досконалістю. Це лише процес формування нового, яке взагалі з певної точки зору може бути менш досконалим (наприклад, якщо за критерій досконалості прийняти продуктивність геосистем, то найбільш «прогресивними» виявляться ті, у яких продукування біомаси було набагато більшим, ніж зараз).

Незворотність – геосистеми, що існували раніше, в ході еволюції повторитися не можуть. Якщо такі повторення мають місце, то це свідчить про сукцесійний, але не еволюційний характер змін. Цей принцип відомий під назвою «закон Л. Долло», який у 1912 р. дав таке його чітке визначення: «Організм ніколи не повертається точно до стану, який він минув, навіть у тому разі, якщо він опинився в умовах існування, тотожних тим, через які він вже пройшов». Це твердження цілком справедливе й для геосистем.

Поступовість – зміни геосистем еволюційного характеру; вони не раптові, стрибкоподібні, а здійснюються через ряд ступенів (етапів). Таким чином, під поступовістю еволюції розуміється також і її етапність – властивість історії розчленовуватись на окремі самостійні проміжки часу. Ці етапи різні за тривалістю. Найдовшим є еон ($590 \cdot 10^6$ років), який складається з етапів меншого порядку – аж до мініетапів, тривалість яких 40–50 років.

Довготривалість – при еволюції формування нових геосистем займає значний проміжок часу, як мінімум, становить 500 – 600 років, а згідно з пануючим у ландшафтознавстві та екології уявленням для геосистем хоричного та регіонального рівнів здебільшого дорівнює декільком тисячам років. Раптова кардинальна перебудова структури геосистеми внаслідок стихійних процесів (зсуви, виверження вулканів тощо) до еволюції геосистем не відноситься, а розглядається як катастрофічна.

Спадкоємність – кожний новий етап еволюції геосистеми нерозривно пов'язаний із попереднім. При еволюційних змінах новоутворена геосистема не є чимось абсолютно новим. До складу як її вертикальних, так і територіальних структур входять деякі елементи, що практично не змінилися при еволюції. У вертикальній структурі ними можуть бути «реліктові» горизонти ґрунту, види рослин, поховані шари гірських порід тощо. У територіальній структурі багатьох макрогеохор зустрічаються наногеохори та геотопи, що збереглися практично незмінними від минулих еволюційних етапів (такі геосистеми називають

реліктовими). Загалом при ландшафтній еволюції старе й нове взаємодіють між собою, й із них утворюється деякий цілісний сплав – нова геосистема. Найтісніша така взаємодія між елементами сусідніх еволюційних етапів.

7.6. Динаміка і еволюція ландшафтних територіальних структур

7.6.1. Основні вияви динаміки і еволюції ЛТС

Територіальна (синонім–хорологічна) ландшафтна динаміка – це зміна в часі конфігураційної впорядкованості ландшафтної територіальної структури. Ця зміна може проявлятися в: зміні місцеположення ландшафтних меж, що, зокрема, призводить до зміни площі та форми окремих контурів геосистем; появі нових контурів геосистем; зникненні деяких контурів геосистем; зміні ширини та особливостей ландшафтних меж. У результаті цих процесів змінюються хорологічна різноманітність та складність ЛТС, її позиційні особливості. При цьому склад видів геосистем ЛТС залишається незмінним, має місце лише певний перерозподіл площ між видами геосистем. Загалом ЛТС, при яких залишається незмінним склад видів геосистем і не відбувається перехід домінуючої ролі до геосистеми іншого виду, явно динамічні, тобто геосистема залишається в рамках інваріанта даної ЛТС.

Про зміни еволюційної спрямованості свідчать: поява в ЛТС нових видів геосистем, частка яких прогресивно збільшується (наприклад, поява та ріст ярів, яких раніше не було; поява та розширення площі солончаків, яких раніше в ЛТС не було, створення нових біоцентрів з «екзотичною» для колишньої біоцентрично-сітьової ЛТС популяційною структурою тощо); зникнення цілого ряду типологічно близьких видів геосистем (наприклад, зникнення при зниженні рівня ґрунтових вод усіх гідроморфно-елювіальних ландшафтних смуг у парадинамічному районі; зникнення усіх урочищ карстових воронок; усіх біоцентрів певного типу тощо); перехід домінуючої ролі від геосистем одного виду до іншого.

Залежно від типу ЛТС її територіальна динаміка та еволюція виявляються специфічно. Найбільш динамічна – біоцентрично-сітьова ЛТС, більш консервативні – генетико-морфологічна та басейнова ЛТС.

7.6.2. Фактори динаміки ЛТС

Динаміка ЛТС, яка фіксується насамперед зміною місцеположення ландшафтних меж, їх появою та зникненням, визначається такими основними факторами: знаком і швидкістю сучасних тектонічних рухів, тенденцією зміни зволоженості району (кількості опадів і рівня

ґрунтових вод); антропогенними впливами, особливо площинного характеру (зрошувальні, осушувальні меліорації, інтенсифікація землеробства тощо), просторовою взаємодією між геосистемами, яку можна назвати еволюційно-зумовленою боротьбою за простір. Часова розмірність цих факторів різна. Так, із зрошенням пов'язані більш швидкі зміни ЛТС, ніж із тектонічними рухами.

Сучасні тектонічні рухи додатного знаку зумовлюють такі основні зміни місцеположення ландшафтних меж:

1. Межі, провідним фактором формування яких є різниця в морфології рельєфу, змінюються так: а) бровка схилу зміщується в бік вододілу; б) підошва – до тальвегу; в) межі вздовж ліній перегинів схилу зміщуються до менш стрімкої частини схилу, причому це зміщення тим інтенсивніше, чим більша різниця між стрімкістю ділянок схилу, розділених лінією його перегину; г) межі лощин та балок, вироблених у літологічно однорідній товщі, спрямляються; д) вододілів – викривлюються; е) площі геосистем конусів виносу та пролювіально-делювіальних шлейфів розширюються; є) геосистеми водозбірних знижень при верхів'ях лощин та ярів набувають ланцетоподібної або витягнутої форми.

2. Межі, зумовлені різним ступенем змитості ґрунтів, зміщуються в бік геосистем із менш змитими ґрунтами, причому чим важчий механічний склад ґрунтів і стрімкіший схил, тим це зміщення інтенсивніше.

3. Межі, зумовлені різницею в зволоженості геосистем, звужуються за рахунок більш гідроморфних геосистем, нерідко їх контури поза межами заплави щезають.

4. Ландшафтні межі, зумовлені лише літологією корінних порід, лишаються сталими. В умовах тектонічних опускань ці тенденції змінюються на протилежні.

Зміни зволоженості регіону в сучасних умовах визначаються не тільки чисто природними факторами (кліматичними осциляціями), а і водними меліораціями. Ці зміни проявляються в зниженні чи підвищенні рівня ґрунтових вод та зміні кількості вологи, що надходять на поверхню ґрунту (за рахунок атмосферних опадів, зрошення). Характер хорологічної ландшафтної динаміки внаслідок цих факторів суттєво залежить від ступеня дренажності регіону. Збільшення зволоженості добре дренажних ландшафтів зумовлює скорочення площ геосистем із галоморфними ґрунтами, що пов'язано з посиленням у них промивного режиму. Межі між геосистемами зміщуються від менш до більш галоморфних, причому в геосистемах із легкими ґрунтами та породами зони аерації це зміщення йде швидше. Збільшення зволоженості в посушливих регіонах приводить до зростання фітомаси й, як наслідок, до інтенсифікації гумусоутворення. Із цим може бути пов'язане зміщення ландшафтних меж від геосистем із більш гумусованими ґрунтами до менш гумусованих геосистем. Проте цей процес відбувається вкрай

сповільнено й може блокуватися багатьма факторами, особливо необґрунтованою системою землеробства.

У ландшафтах із недостатньою дренажістю наявність у їх вертикальній структурі горизонтів, збагачених легкокорозчинними солями, високою мінералізацією ґрунтових вод, збільшення зволоженості зумовлює підвищення рівня останніх і внаслідок цього зміщення меж галоморфних геосистем у бік геосистем із менш засоленими ґрунтами. У той же час значне збільшення прибуткових статей водного балансу сильнозасолених гідроморфних геосистем призводить до розбавлення мінералізованих ґрунтових вод і зміщення меж солончаків і лучних солонців до центру їх ареалів. Площі геосистем із лучнуватими, мочаристими, лучними, болотяними ґрунтами збільшуються, але інтенсивність цього процесу в регіонах достатньої дренажності сповільнена. При зменшенні зволоженості геосистем ці тенденції мають протилежний напрямок.

Антропогенні чинники можуть суттєво трансформувати ЛТС. Характер цієї трансформації залежить від виду антропогенного фактора та ландшафтно-екологічних особливостей регіону. Так, при масовому зрошенні ландшафтів степової зони України практично всюди розширюються ареали геосистем із солонцюватими ґрунтами, подекуди – із засоленими.

Фактор «боротьби за простір». Розглянуті закономірності зміни ЛТС зумовлені зовнішніми факторами. Проте є підстави вважати, що ЛТС притаманні й деякі риси самоорганізації (саморозвитку, самовпорядкування). Одна з таких рис полягає в тому, що геосистеми, краще пристосовані до існуючих умов зовнішнього середовища (тобто таких, що знаходяться в області оптимуму своєї ландшафтно-екологічної ніші), здатні захоплювати площу в геосистем, менш стійких у цих умовах (що знаходяться біля меж ніші). Це може призводити до зміщення ландшафтних меж між ними. Такі зміщення можуть бути лише між геосистемами, ландшафтно-екологічні ніші яких перекриваються, причому в зоні цього перекриття різниця між коефіцієнтами пристосованості r геосистем досить суттєва.

Для виявлення пар геосистем-агресорів (тих, що захоплюють площу) і геосистем-донорів (які віддають її) та кількісної оцінки інтенсивності зміщення межі між ними можна застосувати показник конкурентної переваги, що по відношенню до ЛТС може мати таку інтерпретацію:

$$K_{ij} = 0,5 (S_{ji} - S_{ij}) + 0,5 (S_{ji} - S_{ij}),$$

де K_{ij} – показник територіального тиску геосистеми i -го виду на геосистему j -го виду; S_{ji} – середня площа геосистем i -го виду, які не мають спільної межі з геосистемами j -го виду; S_{ij} – те ж для геосистем j -го виду; S_{ji} – середня площа геосистем i -го виду, що межують з геоси-

стемами j -го виду; S_{ji} – те ж для геосистем j -го виду, що межують з i -ми геосистемами.

При значеннях $K_{ij} > 0$ геосистеми i -го виду захоплюють площу в геосистем j -го виду, тобто межа між ними зміщується в бік ядра останніх. При $K_{ij} < 0$ має місце зворотна тенденція, при $K_{ij} = 0$ геосистеми за площу не конкурують і межі між ними не змішуються.

Знаючи тенденції змін факторів територіальної ландшафтної динаміки певного регіону, можна встановити напрямок зміщення кожної межі ЛТС.

8. СОЦІАЛЬНО-ЕКОНОМІЧНІ ФУНКЦІЇ ГЕОСИСТЕМ І АНТРОПОГЕННІ НАВАНТАЖЕННЯ

8.1. Соціальні функції геосистем

Більшість потреб суспільства забезпечується за рахунок природи, і, хоч геосистеми як природні утворення зовсім не призначені «обслуговувати» суспільство, вони здатні виконувати деякі функції.

Під функцією ландшафту (екосистеми, геосистеми розуміють суспільно важливу мету, якої суспільство досягає за рахунок геосистеми або за її участю (В. С. Преображенський).

Суспільство й окрема людина накладають на природні геосистеми бажані вимоги, й саме під цими вимогами розуміються функції, які геосистеми мають виконувати. З розвитком суспільства ці вимоги розширюються, і відповідно зростає число функцій геосистеми. У такому розумінні функція геосистеми – поняття більш антропічне, ніж природне, на відміну від її потенціалу, який визначається природними особливостями геосистеми.

Розрізняють такі групи функцій:

- виробничі (задовольняють промислове та сільськогосподарське виробництво енергетичними та речовинними ресурсами);
- антропоєкологічні (зумовлюють здоров'я людини);
- етичні та естетичні;
- «ландескультурні» (група функцій, що включає вилучення відходів, самоочищення геосистем і т. п.);
- постачання речовиною та енергією;
- просторову (як арену для різних видів суспільної діяльності);
- інформаційну;
- регуляторну;
- ресурсно-відновлювальну;
- середовище-відновлювальну (відновлення умов природного середовища, порушеного антропогенними факторами);

- ресурсозберігаючу або ресурсовмісну (зберігання ресурсів, зокрема, генофонду рослин і тварин);
- інформаційну (надання матеріалу для наукових досліджень, виховання тощо); естетичну;
- функцію простору для господарської діяльності.

Від функції, яку виконує геосистема, суттєво залежать її структурні особливості та динамічні тенденції. Так, генетично далекі геосистеми, що виконують однакову функцію (наприклад, аграрну), за набутими при цьому властивостями стають значно більш подібними, ніж геосистеми одного виду, але різного функціонального використання. Виконання геосистемами деяких функцій, таких, наприклад, як урбаністична, практично повністю нівелює їх первинні природні відмінності.

Геосистеми можуть виконувати кілька функцій. У цьому разі виділяють проміжні типи, наприклад, заповідно-рекреаційні (геосистеми національних парків).

8.2. Антропогенні впливи та реакція геосистем на них

Типологія антропогенних факторів. Антропогенні впливи на геосистеми та їх зміни можна систематизувати за такими чотирма ознаками: спектром впливів, які характерні певному функціональному використанню геосистеми; оцінкою змін геосистем з антропоцентричної точки зору; тривалістю дії антропогенного фактора; силою цього впливу. До цих ознак слід ще додати характер реакції (зміну структури та динамічних тенденцій) геосистем при їх антропізації.

Виділено 40 видів впливів і для кожної галузі виробництва (наприклад, зрошуваного землеробства, збагачення металевих руд, виробництва синтетичного каучуку, атомної енергії тощо; всього враховано 32 галузі) вказано пов'язаний з нею спектр видів антропогенних впливів. Далі наведено деякі з них: доповнюючі впливи (спрямовані на підвищення природного потенціалу геосистеми); компенсаційні (заміна природних елементів більш продуктивними, наприклад, природного деревостану більш продуктивним штучним); редуційні (обмеження до мінімуму ролі окремих компонентів геосистеми, наприклад, при урбанізації); деструктивні (повне руйнування структури геосистеми, наприклад, при гідробудівництві).

Реакції геосистем на антропогенні впливи. Певний антропогенний фактор безпосередньо спрямований на окремий елемент геосистеми. Оскільки ці елементи тісно пов'язані між собою різними типами відношень, їх зміни спряжені в закономірний причинно-наслідковий ланцюг, у якому зміна одного елемента або процесу спричиняє зміну інших. У результаті формується складна, але цілісна реакція геоси-

стеми на антропогенний вплив, яка в своїй основі має причинно-наслідковий характер.

Важливою особливістю цієї реакції є те, що при формуванні ланцюга причинно-наслідкових зв'язків одна причина в різних геосистемах може спричинити зовсім різні наслідки. Так, при зрошенні інфільтрація поливних вод може призвести або до розсолення ґрунтів (якщо ґрунтові води не досягають ґрунтового профілю), або до вторинного засолення (при випітному водному режимі). Внаслідок площинного стоку із зрошуваних ландшафтних смуг до прилеглих можуть або намитися ґрунти в їх межах, або посилитися ерозія – залежно від того, менш чи більш похила ця ландшафтна смуга порівняно з розташованою вище. В обох випадках одна причина зумовлює прямопротилежні наслідки (розсолення – засолення, змивання – намивання).

8.3. Оцінка антропогенних навантажень і ступеня антропоізації геосистем

Антропогенні навантаження. Кожний вид антропогенного впливу на геосистему можна описати рядом параметрів, що безпосередньо характеризує ступінь антропогенного навантаження. Такими параметрами, наприклад, є: для впливу землеробства – кількість внесених добрив, пестицидів на одиницю площі за рік, число проходів сільськогосподарської техніки по полю за рік; питомий тиск сільськогосподарських машин на ґрунт, глибина обробки ґрунту, маса ґрунту, яка щорічно втрачається із збиранням коренеплодів тощо; для впливу рекреації – кількість відпочиваючих на одиницю площі протягом року, максимальне число відпочиваючих за один день (пікове єдиночасне навантаження); число наметів, кострищ на одиницю площі, витоптування трав'яного ярусу (число проходів рекреантів за одиницю часу на одиницю площі); для промислових впливів: об'єми викидів різних забруднень в атмосферу та поверхневі води (середні разові, максимальні разові, в цілому за рік), шумове та теплове забруднення, об'єми води, що вводяться в технологічні цикли тощо.

Такі безпосередні показники антропогенних впливів на геосистему найбільш об'єктивні, проте далеко не в усіх випадках їх вдається визначити. Досить широко використовується бальний метод. Він полягає в ранжуванні видів впливів за ступенем трансформації ними природних геосистем. Наприклад, антропогенну трансформацію ландшафтів України оцінюють, використовуючи коефіцієнти ступеня впливу на геосистеми основних типів антропогенних факторів (за одиницю прийнято природні геосистеми): лісогосподарські впливи 1,05 – 1,1, косіння та випас – 1,15, впливи садово-плантаційного господарства –

1,2, орного землеробства – 1,25, сільської забудови – 1,3, міської – 1,35, гідробудівництва – 1,4, промисловості – 1,5.

Об'єктивніші оцінки можна отримати розрахунками. Для цього слід обґрунтувати показники та розрахункові формули, що дають уявлення про інтегральний вплив на геосистему певної групи антропогенних факторів. Запропоновано кілька подібних показників. При складанні ландшафтно-екологічної карти України ми використовували такі формули, за допомогою яких при обмеженій інформації про безпосередні показники антропогенних впливів можна визначити ступінь їх інтенсивності для будь-якої геосистеми.

Наприклад, транспортне навантаження на i -у геосистему (мезогеохору) обчислюється за формулою, побудованою за принципом гравітаційної моделі:

$$T = (L/S)[\sum(P_a P_i c_i / L_{a,i})],$$

де T – умовна оцінка транспортного навантаження на геосистему; L – довжина автошляхів у її межах; S – її площа; P_a – чисельність населення населеного пункту, найближчого до геосистеми; P_i – населення в містах, зв'язаних безпосередніми автошляхами з населеним пунктом «а»; $L_{a,i}$ – відстань по автошляху між ними; c_i – коефіцієнт провідності автошляху до i -го пункту (від 1,0 – для автошляхів міжнародного значення до 0,05 – для внутрішньогосподарських польових доріг).

Ступінь антропізації геосистем. Під ступенем антропізації геосистеми розуміють змінюваність її структурних і динамічних особливостей у результаті функціонального використання (синонімами цього терміна є ступінь антропогенної трансформації, перетвореності, зміненості). За цією ознакою геосистеми поділяють на корінні (не змінені) та похідні (змінені господарською діяльністю).

Кількісні методи оцінки ступеня антропізації враховують структуру земельних угідь у межах геосистеми. За співвідношенням природних і змінених ПТК виділяють такі ландшафти: антропогенні (природних угідь не більше 25%), природно-антропогенні (25 – 50%), антропогенно-природні (5 – 75%), природні (75 – 100%). Повніший підхід до оцінки антропізації геосистем враховує не тільки процентне співвідношення угідь різних видів, але й ступінь зміненості геосистеми при її використанні під певне угіддя. Антропогенну перетвореність ландшафтів України обчислюють так:

$$B = 0,01 \sum b_i p_i,$$

де B – бал антропізації геосистеми; b_i – ступінь антропізації геосистеми при її використанні під угіддя i -го виду; p_i – частка площі геосистеми, яку в ній займає угіддя i -го виду.

Залежно від зонального типу геосистем їх змінюваність одним видом угіддя різна. Так, у лісових геосистемах їх змінюваність ріллею слід

вважати більшою, ніж орних лучних та степових геосистем. Тому бали антропоізації b_i визначаються в межах установлених градацій. Прийнято такі їх значення: природоохоронні території – 1 – 10, ліси – 11 – 20, заболочені землі – 21 – 30, луки, пасовища – 31 – 40, сади, виноградники – 41 – 50, рілля – 51 – 60, сільська забудова – 61 – 70, міська – 71 – 80, водосховища, канали, стави – 81 – 90, кар’єрно-відвальні утворення тощо – 91 – 100. За значеннями показників антропоізації геосистем можна побудувати ізолінійну карту антропоізації території (рис. 19).

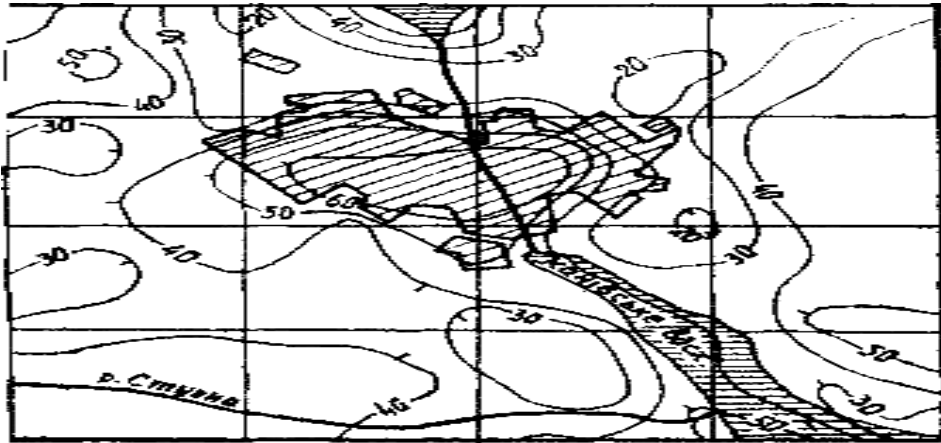


Рис. 19. Антропогенна змінюваність (ступінь антропоізації) геосистем. Фрагмент для району Києва (за П. Г. Шищенком): ізолінії – значення балів антропогенної змінюваності геосистем

8.4. Стійкість геосистем до антропогенних впливів

Загальні форми стійкості геосистем. Поняття «стійкість геосистеми» набуває конкретності, якщо задано: змінні, що описують геосистему й простір її станів; області цього простору z_0 , зміни станів у межах якого вважаються несуттєвими; інтервал часу Δt , для якого оцінюється стійкість; зовнішній фактор f або група взаємодіючих факторів, до дії яких аналізується стійкість.

Якщо ці умови визначено, то можна виділити три загальні форми стійкості геосистеми: інертність – здатність геосистеми при дії фактора f не виходити із заданої області станів z_0 протягом інтервалу часу Δt ; відновлюваність – здатність геосистеми повертатися за час Δt до області станів z_0 після виходу з неї під впливом фактора f ; пластичність – наявність у геосистемі кількох областей станів $\{z_0\}$ у рамках інваріанта Z та її здатність переходити при дії фактора f з однієї такої області до інших, не залишаючи завдяки цьому інваріантної області Z протягом часу Δt . Загальні форми стійкості геосистеми графічно можна зобразити в тривимірному просторі змінних (рис. 20).

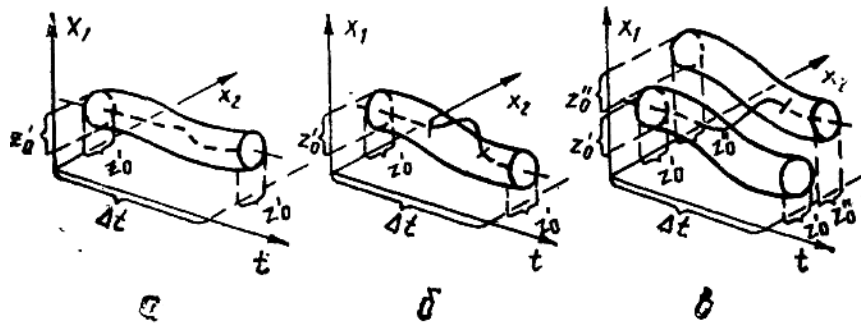


Рис.20. Графічне зображення загальних форм стійкості геосистем:
 а – інертність; б – відновлюваність; в – пластичність (індекси – у тексті)

Таким чином, стійкість геосистеми полягає в її здатності при дії зовнішнього фактора перебувати в одній з областей станів і повертатися до неї за рахунок інертності та відновлюваності, а також переходити завдяки пластичності з однієї області станів до інших, не виходячи при цьому за рамки інваріантних змін протягом заданого інтервалу часу. Ці визначення, як і три можливі форми стійкості геосистеми, загальні в тому розумінні, що вони придатні для будь-якого антропогенного фактора f , інтервалу часу Δt , виду та рангу геосистеми, критеріїв визначення областей станів z_0 та інваріанта Z , а також складу та числа змінних геосистеми.

Щодо критеріїв стійкості, то інертність – це найбільш «жорстка» її форма й найбільш бажана при господарському використанні геосистем. Особливого значення вона набуває у тих випадках, коли навіть одноразовий і швидко відновлюваний вихід геосистеми з заданої області станів неприпустимий (наприклад, з точки зору радіаційної безпеки, санітарно-гігієнічних норм та ін.).

Відновлюваність – важлива форма, що забезпечує стійкість насамперед особливостей біоти та ґрунту геосистем. Морфолітогенні властивості можуть відновлюватися лише на дуже значних інтервалах часу. Можливо, внаслідок цього в екології саме відновлюваність здебільшого ототожнюється зі стійкістю екосистем, тоді як в інженерній геології та геоморфології під стійкістю здебільшого розуміють інертність.

Добре відновлюваною вважається геосистема, якщо вона здатна швидко повертатися до початкової області станів та до цієї ж області після значного за амплітудою відхилення від неї.

Пластичність – досить складна та маловивчена форма стійкості. Існує положення про те, що стійкість екосистеми може забезпечуватися за рахунок наявності в просторі її станів кількох локально стійких областей (тобто таких, де вона високо інертна та відновлювана).

Наявність і особливості пластичності геосистеми багато в чому визначаються ступенем зв'язку між її станами (ступенем дете-

рмінованості їх змін). При сильному зв'язку станів, що виявляється в наявності усталеного порядку в послідовності їх змін, геосистема може перебувати в рамках інваріанта в тому разі, якщо зміна станів не має характеру тренду, а утворює у фазовому просторі замкнені цикли – орбіталі (див. рис. 17). Таку форму пластичності можна назвати орбітальною. Для геосистем, стани яких слабо зв'язані (з однієї області етапів геосистема може перейти до будь-якої іншої, в тому числі й до такої, яка не належить інваріанту), пластичність буде тим більшою, чим більше число локально стійких областей у рамках інваріанта.

Для вирішення конкретних завдань аналізу стійкості геосистем необхідно визначити області станів z_0 , зміни в межах яких вважаються несуттєвими. Саме поняття суттєвості орієнтоване на деякий об'єкт. Можна вести мову про суттєвість змін самої геосистеми як природного утворення, а можна оцінювати суттєвість змін геосистеми з точки зору виконання нею заданих соціальних функцій. З природно-ландшафтної точки зору, весь простір станів геосистеми можна поділити на дві області – нормальних та аномальних станів. Нормальними є стани геосистеми, які формуються та змінюються за відсутності збурюючих впливів. За соціофункціональними критеріями стани геосистеми поділяються на допустимі та недопустимі. Допустимими є стани, перебуваючи в яких геосистема здатна виконувати функцію не нижче деякого рівня (наприклад, забезпечувати проектну врожайність), а недопустимими є такі стани, коли природний потенціал геосистеми недостатній для забезпечення мінімально необхідного виходу функції.

БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИСОК

- Беручашвили Н. Л. Четыре измерения ландшафта. – М., 1986.
Гродзинський М. Д. Основи ландшафтної екології. – К., 1993.
Исаченко А. Г. Ландшафтоведение и физико-географическое районирование: Учебник. – М., 1991.
Охрана ландшафтов: Толковый словарь. – М., 1982.
Перельман А. И. Геохимия ландшафта. – М., 1975.
Преображенский В. С, Александрова Т. Д. Геоэкологические основы территориального проектирования и планирования. – М., 1989.
Сочава В. Б. Введение в учение о геосистемах. – М., 1978.
Уиттекер Р. Сообщества и экосистемы. – М., 1980.

ЗМІСТ

ВСТУП	3
1. ЛАНДШАФТНА ЕКОЛОГІЯ ЯК НАУКА	5
1.1. Природні системи	7
1.2. Геосистема як предмет ландшафтної екології.....	11
2 ВЕРТИКАЛЬНІ СТРУКТУРИ ГЕОСИСТЕМ: СКЛАД І ДЕКОМПОЗИЦІЯ (топічна ландшафтна екологія).....	15
2.1. Поняття вертикальної (топічної) структури.....	15
2.2. Основні способи декомпозиції.....	16
2.3. Вертикальні межі геосистем	19
3 ВЕРТИКАЛЬНІ СТРУКТУРИ ГЕОСИСТЕМИ: МІЖЕЛЕМЕНТНІ ВІДНОСИНИ Й ПРОЦЕСИ (процесна ландшафтна екологія)	21
3.1. Потік і трансформація енергії	21
3.2. Потоки вологи в ландшафті.....	25
3.3. Міграція та обмін мінеральних речовин.....	30
4 ГЕОХІМІЯ ЛАНДШАФТУ	36
4.1. Кларки речовин.....	36
4.2. Внутрішні й зовнішні фактори міграції	38
4.3. Інтенсивні й екстенсивні параметри міграції	39
4.4. Види міграції хімічних елементів	39
4.5. Концентрація й розсіювання хімічних елементів.....	41
4.6. Водна міграція хімічних елементів	41
4.7. Повітряна міграція хімічних елементів.....	60
4.8. Механічна міграція.....	61
4.9. Техногенна міграція.....	63
5. ЛАНДШАФТНІ ТЕРИТОРІАЛЬНІ СТРУКТУРИ (<i>хорологічна ландшафтна екологія</i>).....	68
5.1. Рівні територіальної розмірності систем.....	68
5.2. Елементарна ландшафтно-екологічна територіальна одинаця – геотоп	70
5.3. Внутрішньотопічна територіальна структура	71
5.4. Відносини між геотопами та типи ландшафтних територіальних структур	73
5.5. Генетико-морфологічна ландшафтна територіальна структура.....	75
5.6. Позиційно–динамічна ландшафтна територіальна структура.....	80
5.7. Парагенетична ландшафтна територіальна структура.....	84

5.8. Басейнова ландшафтна територіальна структура	85
5.9. Біоцентрично-сітьова ландшафтна структура.....	89
5.10. Горизонтальні межі між геосистемами.....	96
6. ГЕОСИСТЕМИ І ЇХ СЕРЕДОВИЩЕ (факторіальна ландшафтна екологія)	98
6.1. Природні ландшафтно-екологічні фактори	98
6.2. Концепція ландшафтно-екологічної ніші.....	100
7. ДИНАМІКА І ЕВОЛЮЦІЯ ГЕОСИСТЕМ (динамічна ландшафтна екологія)	103
7.1. Основні поняття і положення.....	103
7.2. Основні закономірності функціональної динаміки	106
7.3. Добова і сезонна динаміка	108
7.4. Багаторічна динаміка	110
7.5. Загальні закономірності еволюції геосистем	114
7.6. Динаміка і еволюція ландшафтних територіальних структур.....	115
8. СОЦІАЛЬНО-ЕКОНОМІЧНІ ФУНКЦІЇ ГЕОСИСТЕМ І АНТРОПОГЕННІ НАВАНТАЖЕННЯ	118
8.1. Соціальні функції геосистем	118
8.2. Антропогенні впливи та реакція геосистем на них.....	119
8.3. Оцінка антропогенних навантажень і ступеня антропізації геосистем	120
8.4. Стійкість геосистем до антропогенних впливів	122
БІБЛІОГРАФІЧНИЙ СПИСОК.....	124
ЗМІСТ	125

Кротенко Людмила Іванівна
Клочко Тетяна Олександрівна

ЛАНДШАФТНА ЕКОЛОГІЯ

Редактор Є. О. Александрова

Зв. план. 2007

Підписано до друку 15.08.2007

Формат 60x84 1/16. Папір. офс. №2. Офс. друк

Ум. друк. арк. 7,05. Обл.-вид. арк. 7,93. Наклад 50 экз. Замовлення 401.

Ціна вільна

Національний аерокосмічний університет ім. М.Є. Жуковського
«Харківський авіаційний інститут»
61070, Харків-70, вул. Чкалова, 17
<http://www.khai.edu>

Видавничий центр «ХАІ»
61070, Харків-70, вул. Чкалова, 17
izdat@khai.edu