Галина Байрак

Методи геоморфологічних досліджень

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

Галина Байрак

МЕТОДИ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Навчальний посібник

Львів
ЛНУ імені Івана Франка
2018

УДК 551.4 (075.8)
Б 18

Рецензенти:
д-р геогр. наук, проф. *С.Ю. Бортник*
(Київський національний університет ім. Т.Г. Шевченка);
д-р геогр. наук., засл. діяч науки і техн. Укр., проф. *І.П. Ковальчук*
(Національний університет біоресурсів і природокористування України);
д-р геол.-мінер. наук, д-р геогр. наук, д-р техн. наук, проф. *Г.І. Рудько*
(Державна екологічна академія післядипломної освіти та управління,
Державна коміся України по запасах корисних копалин)

Рекомендовано до друку Вченою радою
Львівського національного університету імені Івана Франка.
Протокол №41/9 від 27.09.2017

Байрак Г.
Б 18 Методи геоморфологічних досліджень : навч. посібник / Галина Байрак. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2018. – 292 с.

ISBN 978-617-10-0440-5.

Розглянуто методи виконання польових геоморфологічних досліджень за головними напрямами геоморфології та окремими морфогенетичними категоріями рельєфу. Описано деякі камеральні методи: тематичне картографування, геоморфологічна інтерпретація матеріалів дистанційного зондування Землі, ГІС в геоморфології, графічне зображення результатів досліджень.

Для спеціалістів, які використовують методи геоморфологічних досліджень, студентів географічних та інших природничих факультетів університетів України.

УДК 551.4 (075.8)

© Байрак Г.Р., 2018
© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2018

ISBN 978-617-10-0440-5

Зміст

Передмова 6

1. ЗАГАЛЬНІ ЗАСАДИ 7
1.1. Сутність методів досліджень та їхня класифікація 7
1.2. Види геоморфологічних досліджень 10
1.3. Етапи геоморфологічних вишукувань 11
1.4. Документи польових досліджень 16
Бібліографія 21

2. МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ ЗА ОСНОВНИМИ НАПРЯМАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ 23
2.1. Дослідження морфології рельєфу 23
2.1.1. Вивчення елементів рельєфу 24
2.1.2. Вивчення форм рельєфу 28
2.1.3. Вивчення комплексів форм і типів рельєфу 30
Бібліографія 32
2.2. Структурно-геоморфологічні вишукування 34
2.2.1. Вивчення структур площинного типу та їхніх взаємозв'язків із рельєфом 35
2.2.2. Аналіз структур лінійного типу та їхнього вираження в рельєфі 40
2.2.3. Геоморфологічні методи дослідження тектонічних рухів 45
Бібліографія 52
2.3. Вивчення сучасної динаміки рельєфу 54
2.3.1. Польові методи вимірювань параметрів сучасних рельєфотвірних процесів 56
2.3.1.1. Стаціонарні методи 56
2.3.1.2. Експедиційні методи 59
2.3.1.3. Методи натурних (польових) експериментів 62
2.3.2. Камеральні методи досліджень сучасної динаміки рельєфу 64
2.3.2.1. Аналіз літературних і фондових джерел 64
2.3.2.2. Картографічні методи 65
2.3.2.3. Аналіз матеріалів дистанційного зондування Землі 66
2.3.2.4. Методи лабораторних експериментів 67
Бібліографія 71
2.4. Палеогеоморфологічний аналіз 72
2.4.1. Вивчення особливостей палеорельєфу 73
2.4.2. Реконструкції давнього рельєфу 75
2.4.3. Вивчення історії розвитку рельєфу 78
2.4.4. Визначення віку рельєфу 83
Бібліографія 87
2.5. Прикладні дослідження (методи екологічної геоморфології) 89
2.5.1. Діагностичні методи 91
2.5.2. Моніторинг розвитку сучасних морфодинамічних процесів 95
2.5.3. Еколого-геоморфологічна експертиза 97
2.5.4. Методи еколого-геоморфологічної оцінки 97
2.5.5. Розрахункові методи 101
2.5.6. Моделювання в еколого-геоморфологічних дослідженнях 106
2.5.7. Методи прогнозування 105
2.5.8. Еколого-геоморфологічне картографування 107
Бібліографія 110

3. МЕТОДИКА ВИВЧЕННЯ ОКРЕМИХ МОРФОГЕНЕТИЧНИХ КАТЕГОРІЙ РЕЛЬЄФУ 113
3.1. Дослідження флювіальних процесів і форм рельєфу 113
3.1.1. Види методів досліджень 113

3.1.2. Послідовність досліджень ... 115
3.1.2.1. Вивчення русла ... 115
3.1.2.2. Вивчення заплави ... 119
3.1.2.3. Вивчення надзаплавних терас ... 122
3.1.2.4. Вивчення річкових долин ... 124
3.1.3. З історії досліджень руслових процесів ... 126
Бібліографія ... 128
3.2. Вивчення ерозійного рельєфу ... 130
3.2.1. Класифікації ерозійних процесів і форм рельєфу ... 131
3.2.2. Методи досліджень ... 137
3.2.3. З історії досліджень ерозійних процесів ... 143
Бібліографія ... 145
3.3. Вивчення сельових явищ ... 147
3.3.1. Класифікації селів ... 147
3.3.2. Методи досліджень ... 151
Бібліографія ... 155
3.4. Дослідження проявів гравітаційних процесів ... 156
3.4.1. Класифікації та методи вивчення гравітаційних процесів ... 156
3.4.2. Вивчення зсувних процесів. Чинники виникнення ... 159
3.4.3. Класифікації зсувів ... 160
3.4.4. Методи досліджень зсувів ... 164
3.4.4.1. Стаціонарні методи ... 164
3.4.4.2. Візуальні обстеження і кадастр ... 165
3.4.4.3. Розрахункові методи ... 168
3.4.4.4. Методи прогнозування й обґрунтування протизсувних заходів ... 171
Бібліографія ... 174
3.5. Дослідження карстових проявів ... 176
3.5.1. Класифікації та умови розвитку карсту як основи вибору методів його вивчення ... 177
3.5.2. Методи вивчення поверхневих карстових форм ... 180
3.5.3. Методи вивчення підземних порожнин ... 183
Бібліографія ... 188
3.6. Вивчення еолового рельєфу ... 190
Бібліографія ... 198
3.7. Вивчення льодовикового та водно-льодовикового рельєфу ... 199
Бібліографія ... 206
3.8. Вивчення рельєфу берегів ... 207
Бібліографія ... 214
3.9. Вивчення вулканічного рельєфу ... 215
Бібліографія ... 224

4. ВИКОРИСТАННЯ МЕТОДІВ СУМІЖНИХ НАУК У ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕННЯХ ... 226
4.1. Літологічні методи в геоморфології ... 226
4.1.1. Ідентифікація порід і мінералів ... 227
4.1.2. Вивчення кольору осадів ... 231
4.1.3. Вивчення структури порід ... 232
4.1.4. Вивчення текстури порід ... 240
4.1.5. Характеристика осадових тіл ... 245
4.1.6. Вміст органічних залишків ... 248
4.1.7. Дослідження головних властивостей порід ... 250
Бібліографія ... 256
4.2. Методи польових досліджень геологічної будови території ... 258
Бібліографія ... 263
4.3. Геофізичні методи вивчення порід ... 263

Бібліографія ... 270
4.4. Топографо-геодезичні методи вивчення рельєфу в польових умовах ... 270
Бібліографія ... 273
4.5. Орієнтування під час польових маршрутів ... 273
Бібліографія ... 275
4.6. Окомірні та прості інструментальні вимірювання в полі ... 275
Бібліографія ... 277
4.7. Картографування та аналіз рельєфу ... 277
Бібліографія ... 279
4.8. Графічне відображення числових даних в електронному вигляді ... 279
Бібліографія ... 281
4.9. ГІС для геоморфологічних досліджень ... 281
Бібліографія ... 284
4.10. ДЗЗ та геоморфологія ... 284
Бібліографія ... 286

Завдання для самостійного опрацювання ... 287

Предметний покажчик ... 289

Передмова

Методи геоморфологічних досліджень – складові великої групи методів географічних наук. Вони становлять невід'ємну частину комплексу методів з вивчення об'єктів природного середовища, яким є рельєф земної поверхні, що поєднує такі компоненти довкілля: рослинність, ґрунти, літологія, поверхневі води, мікроклімат, формування і видозміни яких обумовлені рельєфом. Тому завдання кожного географа – знати його характеристики у будь-яких природничих дослідженнях.

Фахова підготовка студента-географа передбачає деталізацію навчання з окремих спеціалізацій, зокрема "Геоморфологія". Набір дисциплін цієї спеціалізації розпочинається з вивчення курсу "Методи геоморфологічних досліджень". Мета курсу – дати студентам основи методики польових та окремих камеральних геоморфологічних досліджень. Завдання курсу полягає у формуванні знань про загальні методи геоморфологічних пошукувань, вмінь і навичок досліджень окремих генетичних категорій рельєфу, послідовності розкриття характеристик рельєфу.

Предмет "Методи геоморфологічних досліджень" почали викладати на кафедрі геоморфології і палеогеографії географічного факультету ЛНУ ім. І. Франка з 1950 р. Його започаткував П.М. Цись, читаючи цей курс до 1970 р. У 1971–1974 рр. викладав проф. Я.С. Кравчук, далі – доц. Д.Г. Свидницький. Протягом 1980–1990 років читав проф. І.П. Ковальчук, у кінці 1990 – доц. Я.Б. Хомин, а з 2000 р. – доц. Г.Р. Байрак.

Навчальне видання складається з таких головних розділів: "Загальні засади геоморфологічних досліджень", "Методика досліджень за загальними напрямами геоморфології", "Методика вивчення окремих генетичних категорій рельєфу", "Використання методів суміжних наук у геоморфологічних дослідженнях". Посібник укладено так, щоб дати загальну методику досліджень за ключовими розділами науки, а пізніше розкрити окремі методики вивчення типів рельєфу. Детально опрацьовані типи рельєфу, які поширені в Україні. Завершальний розділ – використання у геоморфологічних дослідженнях методик таких наук: топографія, геодезія, картографія, літологія, геофізика, дистанційне зондування Землі тощо. Оскільки більшість розділів і підрозділів посібника відображають окремі галузі геоморфологічної науки, то список використаних джерел сформовано до кожного з них.

Матеріал посібника передбачає, що студенти вже отримали первинні знання про рельєф, різновиди його форм та особливості формування з курсів "Геоморфологія", "Фізична географія материків та океанів", "Геоморфологія України". Викладення матеріалу побудовано так, що спочатку подано означення, далі класифікації, наприкінці – методи дослідження. Означення, які не мають посилань на літературні джерела, є авторськими. Рисунки ілюструють вигляд форм, їхнє розташування на певній місцевості, це фотографії, зрідка – графічні рисунки. Деякі авторські рисунки виконано у програмі CorelDraw та ArcGIS-10.3.

Передбачається, що навчальний посібник студенти використовуватимуть для опрацювання лекційного матеріалу, підготовки до іспиту, виконання самостійних завдань. Подано великий обсяг матеріалу з методики морфологічних, структурно-геоморфологічних, палеогеоморфологічних, морфодинамічних, прикладних (еколого-геоморфологічного) напрямів досліджень, а також флювіальних, ерозійних, гравітаційних карстових та інших типів процесів. Тому методику перелічених досліджень можна використовувати у змісті курсових і магістерських робіт зі спеціальності "Геоморфологія". Загальні методи геоморфологічних досліджень можуть бути також застосовані для написання студентами звітів з геоморфологічного розділу навчальної фізико-географічної практики.

Посібник буде корисним для студентів географічного і геологічного факультетів, а також для аспірантів й інженерів, працівників геологічних експедицій, які виконують геоморфологічні дослідження.

1 ЗАГАЛЬНІ ЗАСАДИ

1.1. Суть методів досліджень та їхня класифікація

Кожна наука має свій набір методів досліджень. Ними користуються під час виконання науково-практичних спостережень, збору фактичного матеріалу, з'ясування взаємозв'язків між компонентами, узагальнення даних, виведення загальних чи окремих закономірностей.

Методи досліджень – це послідовні дії з отримання кількісної і якісної інформації про об'єкти середовища. Кількісну інформацію здобувають шляхом виконання одномоментних чи багаторазових вимірювань параметрів або властивостей об'єктів за допомогою спеціальних приладів, а також на підставі аналізу показників у табличній, картографічній чи графічній формі. Якісна інформація – це словесна характеристика об'єктів та явищ, яка ґрунтується на знаннях і досвіді розвідувача. Методи досліджень спрямовані на виявлення чинників процесів, взаємообумовленості явищ та особливостей конкретних об'єктів.

Термін "метод" походить від грец. *μέθοδος* – "шлях через". Синонімом цього слова – "спосіб", "прийом". Термін використали в працях англійських філософів 1541 р., запозичивши з французької та латинської мови [29].

За визначенням різних авторів методи науки – це:

- ✓ систематизована сукупність кроків, які треба зробити для виконання певної задачі, досягнення мети. Поняття тотожне алгоритму діяльності чи технологічного процесу (за Р. Декартом);
- ✓ правила й умови, які допомагають знайти шляхи подальших досліджень для отримання нових знань (за О.Г. Ісаченко);
- ✓ деяка специфічна процедура, що складається з певних дій або операцій, за допомогою яких здобувається й обґрунтовується нове знання в науці (за визначенням Г.І. Рузавіна);
- ✓ шлях дослідження, і водночас теорія. Як шлях досліджень методи означають сукупність прийомів і способів, які застосовують у науці для отримання нових знань і узагальнення їх в теорію (за В.Я. Ромом);
- ✓ спосіб, прийом досягнення цілей, спосіб дій (за В.П. Максаковським);
- ✓ спосіб досягнення всестороннього відображення предмета дослідження, розкриття його суті, пізнання його законів (за Б.М. Кедровим).

Методика – це сукупність методів досліджень науки в цілому або окремої галузі знань. Відповідно розрізняють загальнонаукову та спеціальну методику. Її застосовують під час комплексних вивчень об'єктів чи явищ, а також для систематизованого цілеспрямованого проведення певних досліджень [25].

Методологія (грец. *methodos* – спосіб, метод і *logos* – наука, знання) – вчення про правила мислення у створенні теорії науки.

Багато зарубіжних наукових шкіл не розмежовують методологію і методи дослідження. У вітчизняній науковій традиції методологію розглядають як учення про науковий метод пізнання або як систему наукових принципів, на підставі яких ґрунтується дослідження та відбувається

вибір сукупності пізнавальних засобів, методів, прийомів дослідження. Найчастіше методологію тлумачать як теорію методів дослідження, створення концепцій, як систему знань про теорію науки або систему методів дослідження. Методику розуміють як сукупність прийомів дослідження, враховуючи техніку та різноманітні операції з фактичним матеріалом [28].

Методи досліджень поділяють на *загальнонаукові* та *спеціалізовані*. *Загальнонаукові методи* використовують в усіх або в переважній більшості наук, оскільки будь-яке наукове відкриття має не лише предметний, а й методологічний зміст, спричиняє критичний перегляд прийнятого досі понятійного апарата, чинників, передумов і підходів до інтерпретації матеріалу, який вивчають.

Загальнонаукові методи розглядають на емпіричному і теоретичному рівнях. Емпіричні методи базовані на досвіді науковця, а теоретичні зумовлюють утворення понять, побудову гіпотез, моделей, теорій.

Методи емпіричного дослідження: спостереження, порівняння, експеримент, вимірювання, моніторинг.

Методи теоретичного дослідження: метод сходження від абстрактного до конкретного, формалізація, ідеалізація, аксіоматичний метод.

До загальнонаукових методів, які використовують *на емпіричному та теоретичному рівнях*, зачисляють:

– абстрагування і конкретизацію;
– аналіз і синтез;
– аналогію і моделювання;
– індукцію і дедукцію;
– абдукцію (гіпотетичний);
– історичний і логічний;
– метод графів [4];
– системний аналіз.

Спеціалізовані методи стосуються конкретної галузі досліджень. Це фізичні, географічні, біологічні, технічні, суспільні та інші методи. У будь-якому дослідженні поєднані і загальнонаукові, і спеціальні методи дослідження.

У географії також розглядають загальногеографічні й окремі географічні методи. Загальногеографічні методи пронизують всю систему географічної науки, а окремі географічні є перевагою певного напряму географії [7].

Усі галузі географії використовують такі *загальні* методи:

– описовий (якісний);
– кількісний;
– польових досліджень;
– картографічний;
– дистанційного зондування;
– геоінформаціний.

Методи *окремих напрямів географії* такі:

– фізичної географії;
– суспільно-економічної географії;
– геоморфології;
– ґрунтознавства;
– екологічної географії й екологічної геоморфології, зокрема.

За часом виникнення виділяють *традиційні та нові* методи. До традиційних методів зачисляють:

– описові (емпіричні – до XIX ст. і наукові – з XIX ст.);
– картографічні;
– порівняльно-географічні;
– кількісні (балів, балансові, статистичні, картометричні).

Новими вважають методи:

– математико-географічні;
– системного аналізу;
– дистанційного зондування;
– моделювання;
– геоінформаційні.

За принципами використання розрізняють методи:

– збору інформації;
– систематизації та зберігання первинної інформації;
– обробки даних;
– прогнозування;
– викладання наукових результатів і впровадження їх у практику;
– побудови наукових результатів.

Отже, всю різноманітність методів систематизують відповідно до їхнього використання в окремих галузях чи усіх науках загалом, часу застосування і змісту методів.

Для геоморфологічних досліджень застосовують такі методи:

- за формою отримання інформації: польові та камеральні;
- за способами отримання інформації: експедиційні, стаціонарні, експериментальні, картографічні, дистанційного зондування, ГІС-методи;
- для з'ясування загальногеоморфологічних рис (геоморфологічної тріади): морфологічні, генетичні, історико-генетичні, визначення віку;
- за напрямами досліджень: морфологічні, структурно-геоморфологічні, морфолітологічні, палеогеоморфологічні, сучасної динаміки рельєфу, прогностичні, еколого-геоморфологічні;
- вивчення окремих генетичних категорій рельєфу: флювіального, гравітаційного, структурно-денудаційного, вулканічного, карстового, льодовикового, водно-льодовикового, еолового, мерзлотного, кріогенного, берегового, антропогенного;
- географічні методи в геоморфології: метеорологічні, гідрологічні, ґрунтові, геоботанічні, економіко-географічні, еколого-географічні. Наприклад, метеорологічні методи: дані з кількості опадів дають змогу моделювати інтенсивність флювіальних, карстових та інших процесів, температурні дані допомагають визначити інтенсивність фізичного вивітрювання, висота та швидкість танення снігового покриву – розвиток ерозійного змиву і розмиву, швидкість вітру – інтенсивність еолових процесів тощо. Гідрологічні методи: швидкість течій рік, висота підйому паводкових вод допомагають виявляти розвиток глибинної чи бокової ерозії рік. Ґрунтові методи: за еродованістю ґрунтів визначають інтенсивність площинних змивів. Геоботанічні методи: за характером рослинного покриву розкривають морфологічні особливості рельєфу, за ступенем задернованості – розвиток ерозійних, карстових, зсувних та інших процесів, дендрохронологічні – розвиток соліфлюкційних, дефлюкційних, деяких гравітаційних процесів. Економіко-географічні: поширення споруд, родовищ, комунікацій зумовлює появу антропогенних форм рельєфу, які вивчає прикладна геоморфологія. Еколого-географічні: визначення ступеня забруднення середовища дає основу для деяких еколого-геоморфологічних досліджень;
- методи суміжних наук у геоморфології: геодезичні, топографічні, геологічні, геофізичні, геохімічні, математичні, статистичні, дистанційного зондування, геоінформаційні. Наприклад, геодезичні методи, зокрема, GPS використовують для визначення координатної прив'язки точок рельєфу, методи космічної геодезії – для з'ясування ролі тектоніки у формуванні рельєфу. Топографічні методи: нівеліри застосовують для з'ясування рівнів майданчиків терас, поверхонь вирівнювання, перевищень точок місцевості; теодоліти і фототеодоліти – для визначення крутості схилів, положення морфологічних границь, динаміки процесів. Геологічні методи: петрографо-мінералогічний, стратиграфічний, структурний дають змогу визначити характеристики порід і тектоніку регіону, на підставі чого з'ясовують умови формування рельєфу. Геофізичні методи ґрунтуються на вивченні тих фізичних сил на поверхні Землі, які впливають на стійкість рельєфу до вивітрювання та денудації, розвиток окремих сучасних геоморфологічних процесів – гравітаційних, флювіальних тощо. Геохімічні методи: вивчення хімічних властивостей порід, вмісту в них хімічних елементів дає підстави виявити стійкість рельєфу до хімічного вивітрювання, палеогеоморфологічні умови утворення. Математичні методи охоплюють різні види моделювання для вивчення розвитку рельєфу та сучасних екзогенних процесів. Статистичні методи: опрацювання та подання кількісних даних з морфометрії рельєфу і його сучасної динаміки. Дистанційного зондування і геоінформаційні: за їхньою допомогою отримують морфометричні, морфографічні характеристики рельєфу, оцінюють динаміку геоморфологічних процесів.

Отож, геоморфологічні методи мають свій методологічний апарат для вивчення рельєфу в цілому, а також послуговуються методами природничих наук для з'ясування окремих його характеристик.

1.2. Види геоморфологічних досліджень

На сучасному етапі розвитку суспільства геоморфологічні дослідження мають значення для проектування промислових і цивільних споруд, визначення родовищ корисних копалин. Це здебільшого локальні пошукування. Суцільні (площинні) геоморфологічні знімання відбуваються у недостатньо освоєних районах світу. Сьогодні найбільше геоморфологічні розвідки провадять установи Академії наук і наукові лабораторії навчальних закладів України.

Геоморфологічні пошукування поділяють на дві великі групи: *камеральні* та *польові*.

Камеральні геоморфологічні дослідження передбачають аналіз картографічних, геоінформаційних даних, аерофото- і космознімків, математико-статистичне опрацювання та комп'ютерне подання польового фактичного матеріалу.

Польові геоморфологічні дослідження мають на меті отримати кількісні та якісні характеристики рельєфу, сучасних рельєфотвірних процесів під час візуального чи візуально-інструментального обстеження території.

Важливим чинником, який визначає детальність польових і камеральних робіт, є масштаб подання результатів. Він впливає на вибірковість геоморфологічних пошукувань, їхню тривалість, точність і всесторонність. Геоморфологічні знімання *за ступенем охоплення території* поділяють на:

- глобальні;
- регіональні;
- субрегіональні;
- локальні.

Глобальні геоморфологічні дослідження спрямовані на виявлення морфологічних особливостей мегаформ рельєфу – материків, океанів, великих рівнин (наприклад, Східно-Європейська), гірських систем, плоскогір'їв, історії їхнього розвитку, зв'язку з геологічною структурою, ступеня екзогенного перетворення. В системі районування вивчають геоморфологічні провінції чи області. Величина території, охоплена глобальними дослідженнями – 500 км² і більше.

Під час *регіональних геоморфологічних досліджень* характеризують макроформи рельєфу – частини гірських систем, низовини, височини чи пасма на рівнинах, і спектр притаманних їм сучасних рельєфотвірних процесів. У системі районування це здебільшого геоморфологічні підобласті. В системі басейнових досліджень вивчають басейни великих рік (четвертого-п'ятого порядків). До регіональних зачисляють також дослідження території поширення одного з видів геоморфологічних процесів, наприклад, карстових, еолових, ерозійних, мерзлотних тощо. Площа території, яка відповідає рангу регіональних досліджень, залежить від величини макроформ і становить орієнтовно 200–500 км².

Субрегіональні дослідження охоплюють частину регіону, в якому наявні нетипові форми рельєфу. Наприклад, у межах платоподібної височини – пасма, або в межах плоскої рівнини – пологохвилясті ділянки. В системі районування їм відповідають геоморфологічні райони. В системі басейнових досліджень до рангу субрегіональних зачисляють басейни середніх за величиною рік (третього-четвертого порядків). Субрегіональними вважають дослідження, які територіально охоплюють площу близько 100 км².

Мета *локальних геоморфологічних досліджень* – вивчення окремих форм рельєфу, їхнього віку, видозмін у ході розвитку, впливу на них сучасних екзогенних процесів. Об'єктами локальних досліджень можуть бути також угруповання форм на невеликій території. В системі районування це підрайони, а під час басейнових досліджень – басейни малих рік першого-другого порядків. Площа території, яка підпадає під ранг локальних, становить менше 50 км².

Характер геоморфологічних досліджень визначає *масштаб карти*, яку складають у процесі робіт. Геоморфологічні знімання виконують здебільшого в таких масштабах [24]:

- головні масштаби: 1:1 000 000, 1:200 000, 1:50 000. В цих масштабах виконана більшість геоморфологічних карт, складених під час геологознімальних робіт;

- проміжні масштаби: 1:500 000, 1:100 000, 1:25 000. Їх використовують для відображення територій зі складною геоморфологічною будовою, наприклад, Українські Карпати.

Масштаби 1:1 000 000 і 1:500 000 застосовують для відображення геоморфологічної будови певного регіону чи окремої країни. Для відображення геоморфологічної будови території України розроблена карта масштабу 1:1 000 000. Карти, які складають у цих масштабах, називають дрібномасштабними. Їх виконують у камеральних умовах, узагальнюючи карти середніх масштабів.

1:200 000, 1:100 000 – масштаби регіональних досліджень, а карти, які мають такий масштаб, – середньомасштабні. Це найпоширеніші масштаби геоморфологічного картографування. В масштабі 1:200 000 складені геоморфологічні карти адміністративних областей України. Ці карти створюють за результатами польових знімань на ключових ділянках і узагальнення здобутих даних.

1:50 000, 1:25 000 – масштаби локальних пошукувань. Карти означують як великомасштабні. Їх виконують на підставі детальних польових розвідок. Карти складають для визначення умов функціонування господарських об'єктів, а також пошуків певних видів корисних копалин.

Найдетальніші геоморфологічні знімання в масштабах *1:10 000 і 1:5 000*. На них з великою точністю зображають наявні елементи, мікроформи рельєфу та пов'язані з ними пухкі відклади. Карти призначені для інженерної оцінки району під будівництво конкретних інженерних споруд – створів дамб водосховищ, будівельних майданчиків тощо, супроводжують пошуково-розвідувальні роботи на відомих родовищах, щоб надати правильний напрям розвідувальним виробкам, ефективному відпрацюванню покладів.

За призначенням геоморфологічні пошукування поділяють на широкого та вузького призначення. *Дослідження широкого призначення* використовують спеціалісти географічного, геологічного, військового профілю, ґрунтознавці, вчителі, студенти природничих спеціальностей для вивчення території і виявлення її загальних природних закономірностей. *Дослідження вузького призначення* виконують для з'ясування геоморфологічної обстановки конкретної місцевості, яка підпадає під інженерне будівництво чи є перспективною на наявність корисних копалин.

За змістом робіт виділяють загальні та окремі геоморфологічні розвідки. *Загальні дослідження* охоплюють всі наявні на визначеній території геоморфологічні об'єкти. Їхня мета – комплексна характеристика рельєфу, його морфології, походження, віку, історії розвитку, спектра ендо- й екзогенних процесів. Результатом досліджень є загальна геоморфологічна карта. *Окремі розвідки* розраховані на вивчення окремих генетичних категорій чи морфологічних параметрів рельєфу [22]. До окремих зачисляють дослідження тектонічного, вулканічного, флювіального, карстового, льодовикового, водно-льодовикового, мерзлотного, еолового, берегового генетичних типів рельєфу, а також визначення глибини, густоти розчленування, крутості, експозицій схилів та інших морфологічних параметрів рельєфу. Результатом досліджень є карти окремих генетичних категорій рельєфу чи морфологічні карти.

1.3. Етапи геоморфологічних пошукувань

Усі наукові дослідження, в тім числі геоморфологічні, складаються з трьох етапів: підготовчого, польового та камерального. Ці етапи доволі умовні, проте кожен науковець, розпочинаючи свою роботу, обов'язково їх проходить.

Підготовчий етап. Мета етапу – вивчити територію науково-практичних робіт на підставі топографічних, тематичних карт і даних попередніх наукових досліджень. Займає 20% часу певного наукового дослідження. Використовують такий фактичний матеріал:

- топографічні карти всіх наявних для цієї території масштабів;
- наукові публікації – монографії, статті, рукописи;
- фондові джерела – науково-технічні звіти профільних організацій;
- інтернет-джерела, які містять блоги науковців, краєзнавців, мандрівників з району досліджень, сторінки науково-популярних видань та сайти адміністративних одиниць, де можна почерпнути цікаву інформацію про об'єкти спостережень;
- геоморфологічні карти середніх масштабів, геологічні, ґрунтові, ландшафтні чи інші спеціальні карти;

- наявні об'ємні моделі рельєфу з веб-переглядача Global Mapper;
- космознімки великої та середньої роздільної здатності з веб-вузла Планета Земля чи інших джерел;
- бесіди з дослідниками вибраного району, місцевими працівниками.

Протягом попереднього вивчення району звертають увагу на проблемні чи дискусійні випадки у трактуванні тих чи інших фактів різними науковцями. Можливо під час планованих розвідок поталанить уточнити спірні моменти.

Працюючи з *літературними, фондовими та інтернет-джерелами*, треба законспектувати окремі відомості чи характеристики. Особливо це стосується описів розрізів четвертинних товщ, корінних порід, унікальних або типових форм рельєфу.

Варто звернути увагу на *топографічну основу* (карти і плани), з якою дослідникам доведеться працювати в полі. Наявність великомасштабної топографічної карти значно полегшує проведення польових робіт та забезпечує отримання конкретніших дослідницьких матеріалів. Топокарта потрібна для розробки маршруту та руху по ньому дослідницької групи. Вона дає уявлення про рельєф місцевості, орієнтує в назвах населених пунктів, урочищ, водних об'єктів. Користуючись картою, намічають місця, зручні для різних вимірів, денних привалів, нічлігу.

Перед виходом на польові роботи треба навчитися користуватися картою: розбиратися в усіх умовних картографічних знаках, визначати за картою відстані між різними об'єктами, площі, напрями (азимути та румби), географічні координати. За горизонталями потрібно вміти визначати висоти окремих точок, крутість схилів, будувати профілі характерних форм рельєфу. Для визначення напрямів і відстаней необхідно мати транспортир і лінійку (або ж циркуль-вимірник).

Крім топографічних, на підготовчому етапі досліджень вивчають геологічні, ландшафтні та інші карти, з яких складають загальне уявлення про район досліджень і прилеглу територію. Оглядають також дрібно- і середньомасштабні геоморфологічні карти, які дають інформацію про будову рельєфу території в цілому. Завдання дослідника – конкретизувати її і скласти великомасштабні карти. Масштаб оглядових карт має бути таким, щоб допомогти розглянути вибраний район досліджень у межах більшої області й з'ясувати його розміри порівняно з іншими районами, поступовий чи різкий характер границь між ними.

Для того, щоб побачити морфологічні відміни у будові рельєфу майбутнього району досліджень і намітити дослідження його типових чи унікальних форм, *аналізують гіпсометричну карту* у вигляді 3d-моделі, яку отримали з інтернет-джерел. Зокрема, на сайті Global Mapper наявні такі моделі у масштабі 1:200 000. Можна також оцифрувати у ГІС детальнішу топографічну карту та візуалізувати рельєф для ліпшого сприймання морфологічних особливостей досліджуваної території.

Інформацію про характер рослинного покриву, господарського використання території, наявність ґрунтових доріг, стежок, новостворених кар'єрів, виїмок отримують з космознімків великої роздільної здатності (5 м/пікс = 1:10 000), розташованих на інформаційному веб-вузлі GoogleEarth. Середньомасштабні космічні дані (30 м/пікс = 1:100 000) дають змогу оцінити в цілому покриття земної поверхні вибраної території. Перед виходом в поле треба *заготовити кольорові копії космознімків* і виконати їхнє дешифрування.

Під час підготовчого етапу корисні *бесіди з науковими працівниками*, які вже проводили дослідження обраної території і мають певну інформацію. Багато цікавих географічних відомостей можуть надати місцеві краєзнавці, вчителі географії, старожили-любителі природи безпосередньо під час польових досліджень. Особливо щодо інтенсивності та характеру проходження сучасних екзо- і ендогенних процесів (зсувів, паводків, землетрусів тощо).

Підготовчий етап досліджень, крім ознайомлення з інформаційними джерелами, передбачає також:

- написання попередньої стислої геоморфологічної характеристики досліджуваної території;
- складання попередньої геоморфологічної карти та легенди до неї;
- розроблення програми польових робіт і календарного плану;
- опрацювання схеми маршруту для експедиційних досліджень;
- намічання гірських виробок – буріння свердловин, закладання шурфів, зачистка готових відслонень гірських порід.

Написання короткої геоморфологічної характеристики району досліджень потрібне для розуміння його наукової вивченості, знаходження нерозв'язаних і спірних питань, які будуть конкретизовані в ході передбачуваних досліджень. Надалі таку характеристику розширюють і деталізують, враховуючи оновлення джерел інформації та подання нових результатів польових обстежень.

Важливо під час підготовчого етапу розробити *легенду геоморфологічної карти* детального масштабу, яка буде складена чи доповнена до існуючої під час польових розвідок. Варто врахувати розроблені попереднім поколінням науковців умовні знаки до геоморфологічних карт (Башеніна, Берлянд, Кук-Дорнкемп, Демек) або розробити власні позначення відповідно до детальності робіт. На підставі великомасштабної топокарти і космознімків виготовляють *попередню геоморфологічну карту,* зазначаючи межі категорій рельєфу. Генетичні, вікові та морфологічні його особливості уточнюватимуть під час польових досліджень.

Програма польових робіт охоплює перелік питань, які мають бути розв'язані під час майбутніх досліджень території. У програмі треба зазначити спектр поставлених перед дослідниками завдань, врахувати особливості конкретного досліджуваного району, виділити головні та другорядні питання для з'ясування, подати необхідні методичні рекомендації щодо проведення окремих етапів польових робіт.

Календарний план робіт – це розподілення завдань за часом їхнього проведення. Намічають час польових розвідок і конкретизують його щодо кожного етапу досліджень. У календарному плані зазначають години проходження маршрутів, зміст і тривалість роботи на окремих пунктах зупинок. Враховують, що за день разом із зупинками, обстеженнями й описами геологічних розрізів, група дослідників може проходити по середньорозчленованій рівнині приблизно 10 км. Зупинки для польових робіт варто поєднувати з привалами, обідами, нічлігами і вони загалом не повинні перевищувати 4–6 год у день. Малі привали не повинні перевищувати 10–15 хв через кожні 45–50 хв ходу. Весь маршрут розбивають на ділянки, які відповідають денному переходу, намічають його початок і закінчення біля примітних об'єктів місцевості – значних відслонень порід, скель, гирл приток, джерел тощо.

Проведення експедиційних розвідок передбачає *складання попередньої схеми маршрутів*. Їхні варіанти такі:

- лінійний наскрізний, прокладений в одному напрямі;
- кільцевий маршрут, або у вигляді петлі, приурочений до якого-небудь населеного пункту, в якому розпочинається і закінчується польовий етап;
- радіальний або зірковий, під час якого з певного населеного пункту чи бази відбуваються виходи на прилеглу територію. Потім базу змінюють і дослідження виконують на інших частинах території.

Схему маршрутів викреслюють у вигляді ліній на топокарті. Зазначають кілометраж між пунктами або через кожні 2 чи 5 км походу, місця зупинок для відпочинку, обіду і нічлігу, місця можливих геологічних відслонень. Мають бути визначені способи переміщення дослідників до початкового пункту маршруту і повернення їх з кінцевої точки маршруту. Варто передбачити долання різних перешкод під час маршруту – боліт, пісків, глибоких ярково-балкових форм, лісів, водних об'єктів (можливості також руху по них).

Під час попереднього етапу розробляють *проект проведення гірських виробок*. Насамперед відзначають місця виходів на денну поверхню геологічних тіл. На ділянках, де немає природних виходів, і вони важливі в геоморфологічному довивченні території, передбачають закладання шурфів, свердловин чи різних способів геофізичного опробування порід. Такий проект може бути у вигляді списку або карти із зазначенням заходів зі збору фактичного матеріалу на досліджуваній території.

Польовий етап. Мета етапу – зібрати фактичний матеріал, потрібний для складання характеристики рельєфу та сучасних рельєфотвірних процесів досліджуваної території. Це операції, які виконують безпосередньо на місцевості, у природному чи природно-антропогенному середовищі, або, як прийнято говорити, "в полі". Протягом етапу обстежують геоморфологічні об'єкти, збирають колекцію порід, формують судження про будову досліджуваної території і розвиток на ній сучасних екзогенних процесів. Польовий етап займає 50% часу наукового дослідження.

Головні форми польового етапу:

- експедиції або маршрутні дослідження;
- стаціонарні спостереження;
- напівстаціонарні пошукування.

Експедиції або маршрутні дослідження передбачають вивчення території шляхом послідовного обстеження характерних форм рельєфу і його геологічної будови. Виконують маршрут лінійними, кільцевими чи радіальними походами, які були сплановані на підготовчому етапі.

Експедиційні дослідження бувають *коротко та довготерміновими*. *Короткотермінові* експедиції проводять від одного тижня до місяця часу. Вони потребують менших витрат на організацію та проведення, тому сьогодні більш популярні. Їх виконують на значній території для виявлення проявів сучасних екзогенних процесів або для уточнення геолого-геоморфологічної будови регіону. *Довготермінова* експедиція орієнтується на комплексне, ґрунтовне і зазвичай тривале (кілька років) дослідження невеликого району, щоб з'ясувати інтенсивність розвитку морфодинамічних процесів.

Обстеження території виконують за допомогою *суцільного знімання* або на *ключових ділянках*. Суцільне знімання передбачає охоплення майже всієї площі досліджуваної території, маршрути прокладають так, щоб були досліджені більшість форм рельєфу. Це, наприклад, допомагає виявити нові прояви сучасних екзогенних процесів чи відслонення порід. Знімання на ключових ділянках передбачає охоплення типових (характерних) форм рельєфу, які становлять частину досліджуваної території. Крім характерних форм рельєфу, точки спостережень на ключових ділянках розташовують у місцях проявів екзогенних процесів.

Стадії експедиційних досліджень:

- ✓ рекогносцирувальна (2% часу польових робіт);
- ✓ детально-систематична (98% часу польових робіт);
- ✓ завершальна (1% часу польових робіт).

Рекогносцирувальна (оглядова) стадія досліджень полягає у схематичному обстеженні досліджуваної території для уточнення детальних робочих маршрутів. Її проводять швидкими темпами за допомогою використання транспортних засобів. Під час огляду звертають увагу на наявність виходів гірських порід на поверхню, ступінь прохідності місцевості, доступність характерних форм та елементів рельєфу. Наприклад, виявляють, що попередньо прокладений маршрут не можна провести через новоутворений зсув, обвал чи розмив берега, тому треба прокласти новий маршрут в обхід важкопрохідної ділянки. Після проходження рекогносцирувального маршруту уточнюють програму польових робіт і легенду геоморфологічної карти. Ця стадія польового етапу потрібна для з'ясування загальних морфологічних рис території, його геологічної структури та можливостей їхніх детальних досліджень.

Детально-систематична стадія. Це головна стадія польового етапу. Полягає у планомірному обслідуванні території для вивчення її геолого-геоморфологічної будови.

Вивчають територію, закладаючи точки спостереження на лінійних, кільцевих чи радіальних маршрутах, характер яких визначений на підготовчому етапі. Кількість точок спостережень залежить від складності рельєфу, величини його розчленування, різноманітності форм, інтенсивності сучасних екзогенних процесів. Їх розташовують у місцях, які сприятливі для отримання геологічних і геоморфологічних даних. Точки приурочують до характерних елементів чи форм рельєфу з відслоненнями геологічних порід. Їх закладають у гирлах приток, підніжжях схилів, на схилових перегинах, привершинних частинах міжрічкових поверхонь, у малих формах екзогенного рельєфотворення, в місцях виходів джерел тощо. Точки спостереження наносять на карту фактичного матеріалу і присвоюють їм порядковий номер.

Оголення порід можна спостерігати на уступах корінних берегів річкових долин, урвистих схилах ярів, балок, на стінках відриву гравітаційних процесів, у розмитих днищах ярково-балкових форм. Якщо немає природних, то вивчають штучні відслонення, які спостерігають на стінках кар'єрів, канав, ям, дорожніх виїмок. Якщо відслонень немає, то закладають свердловини (за наявності відповідної техніки, яка виконує буріння до 350 м), шурфи (2–10 м) або прикопки (0,5–1 м).

Натрапивши на відслонення, потрібно його уважно оглянути й описати. У цьому разі зазначають положення оголення на місцевості, його відстань від будь-якого видатного предмета: на якому березі річки, на схилі якої балки або яру, на якій відстані від річки, в корінному березі чи зсуві розташоване це відслонення. Зазначають розміри площі, на якій воно розвинене, вимірюють загальну висоту, потужність (товщину) окремих пластів і їхню висоту над меженним рівнем води в ріці. З'ясовують умови залягання (скеля, урвище, осипище), мінералогічний і механічний склад, колір та інші властивості гірських порід, що виклинюються в розглянутому оголенні. Крім письмової характеристики, виконують рисування та фотографування розрізу.

Обстеження геолого-геоморфологічної будови місцевості супроводжується збором зразків гірських порід, а також скам'янілостей викопної флори та фауни. Зразки треба брати з найбільш типових гірських порід, що утворюють основу геологічної будови досліджуваного району.

Описують виходи підземних вод на поверхню (джерела), які індикують контакти між пластами порід.

Всі дані та факти під час польових робіт документують. Розрізняють такі види польових документів: польовий щоденник, профілі, рисунки розрізів, фотографії, картосхеми. За поданими в документах відомостями можна впевнено судити про морфологію, генезис, геологічну основу рельєфу, характер рельєфотвірних процесів досліджуваної території.

У кінці кожного робочого дня передбачають систематизацію та первинну обробку зібраних матеріалів [26].

Кінцева стадія польового етапу експедиційних досліджень. На цій стадії виробляють попередні висновки щодо виконаних досліджень, узагальнюють зібраний матеріал, впорядковують колекцію зразків порід. Відводять час на перевірку деяких суперечливих висновків, неоднозначно трактованих фактів. Якщо потрібно, то варто повернутися на поверхово описані точки спостереження і повторно їх оглянути й описати.

Стаціонарні спостереження розглядають як одну з форм польових досліджень. Їх виконують на географічних стаціонарах регулярної дії або ключових ділянках "в полі", щоб ґрунтовно вивчити часові та просторово-часові закономірності сучасних геоморфологічних процесів (рис. 1.3.1). Такі дослідження постійні і неперервні. Сучасні стаціонари обладнані лабораторіями з апаратурою для визначення характеристик порід і ґрунтів, а також комп'ютерними засобами для опрацювання результатів досліджень.

а

б

Рис. 1.3.1. Дослідження на стаціонарах:
а – загальний вигляд стаціонару (Чорногірський стаціонар географічного факультету ЛНУ ім. І. Франка);
б – польові ділянки з вивчення сучасних екзогенних процесів (Китай)

Головні завдання стаціонарних досліджень зазвичай такі: 1) отримання даних про інтенсивність їхнього розвитку (разової, середньої, екстремальної), багаторічної динаміки (ритмічності, спрямованості, пульсації, активізації, затуханні); 2) виявлення механізмів розвитку конкретних видів процесів та їхніх спектрів у геоморфологічних системах різних рангів, у різних морфокліматичних і морфоструктурних умовах або на формах рельєфу різного генезису та морфології; 3) створення інформаційної основи для моделювання та прогнозування розвитку цих процесів на земній поверхні; 4) рішення прикладних (інженерних, пошукових, екологічних, дидактичних та інших) завдань геоморфології [10].

Необхідність комплексних стаціонарних географічних досліджень та їхнє спрямування у кінці XIX ст. визначив В. Докучаєв. Його ідеї реалізував і розвинув Г. Висоцький під час проведення тривалих ґрунтознавчих досліджень (1892-1904) на стаціонарі в степовій зоні України. Спостереження за розвитком ерозійних процесів на сільськогосподарських землях і стоком води почали виконуватися у 30-х роках XX ст. Пізніше увагу приділяли розвитку зсувних, карстових і сельових процесів. Активізувалися стаціонарні та напівстаціонарні дослідження в кінці 60–80-х років XX ст., що було зумовлено розвитком ерозійних процесів, сельових явищ, зсувів, перезволожування. У цей період в Україні були створені Розтоцький і Чорногірський (Львівський

університет ім. І. Франка), Димерський (АН України) геофізичні стаціонари; Канівський фізико-географічний, Богуславський гідролого-гідрохімічний стаціонари (Київський університет ім. Т. Шевченка); Єзупільський, Ведмежієвський (Передкарпаття), Бєлківський (Подільська височина), Мандрінецький, Синевирський географічні, Високогірний Квасівський та Шацький біолого-географічні, Верхнєсиньовидненський геологічний (Львівський університет ім. І. Франка); Судацько-Феодосійський географічний (Крим, Таврійський університет ім. В. Вернадського); Трапівський ґрунтово-дослідний (Одеський університет ім. І.Мечникова) стаціонари, а також науково-дослідні об'єкти Львівської геолого-розвідувальної експедиції (вивчення зсувів, карсту), інших інституцій. На базі стаціонарів проводять науково-дослідні роботи, моніторять навколишнє середовище, забезпечують польову практику студентів географів, геологів і біологів.

Позитивний аспект стаціонарних досліджень – їхня значна тривалість і регулярність, а також можливість отримати кількісні показники розвитку певних екзогенних процесів. Стаціонарні спостереження найдетальніші за своїми результатами і дають вичерпні уявлення про характер і суть процесів. Негативним є лише те, що дослідження виконують на невеликій ділянці, яка представляє певний район дослідження. Результати таких досліджень не можуть бути поширені на більш-менш значну територію через занадто велику просторову мінливість природних і природно-антропогенних процесів. Щоб повністю охопити певний регіон і схарактеризувати направленості розвитку в ньому сучасних геоморфологічних процесів, потрібно закладати систему стаціонарних пунктів спостереження.

Напівстаціонарні спостереження стали необхідним доповненням до стаціонарних досліджень. Їхня особливість полягає в тому, що роботи проводять не безперервно протягом року, а періодично – в найбільш характерних ситуаціях. Зазвичай їх проводять не рідше одного разу на сезон, але можуть бути щодекадними, щомісячними або приуроченими до визначених термінів чи обстановок.

Напівстаціонари допомагають значно розширити коло досліджуваних проявів сучасних екзогенних процесів. Водночас якість вивчення, його детальність і точність залишаються практично такими самими, як і на стаціонарах. Відбувається лише розрив спостережень у часі, що в деяких випадках може суттєво позначитися на результатах. Головні особливості функціонування та характеристики процесів напівстаціонарні спостереження розкривають добре.

Камеральний етап. Займає 30% часу наукового дослідження. На цьому етапі виконують теоретичні узагальнення виконаних польових досліджень. Оформляють звіт про науково-дослідну роботу. Завершують геоморфологічну карту району досліджень. Креслять графіки, профілі, схеми, розрізи порід. Відбирають і подають фотографії.

Камеральний етап досліджень може бути завершальним етапом польових пошукувань, або самостійним етапом виконання певних операцій над досліджуваним об'єктом у кабінетних умовах. У цьому випадку виділяють такі його різновиди: картографічний, геоінформаційних систем (ГІС), аналізу матеріалів дистанційного зондування Землі (ДЗЗ), моделювання, прогнозування.

1.4. Документи польових досліджень

Польовий щоденник – головний робочий документ, який розкриває виконання завдань польового етапу досліджень. Це звичайний учнівський зошит або блокнот, у якому фіксують характеристики досліджуваних геолого-геоморфологічних об'єктів. Формат щоденника може бути будь-яким, а об'єм залежить від кількості планованих точок спостереження.

Форма запису у щоденнику залежить від особливостей характеристики певної форми рельєфу – або це буде переважаючий словесний опис з числовими даними, чи зарисовка відслонення, або лінія профілю. Записують зазвичай олівцем. У погану погоду користуються додатковою записною книжкою, а потім переносять записи на сторінки щоденника. Всі записи у щоденнику чіткі, об'єктивні та вичерпні (рис. 1.4.1).

Існують певні правила ведення польового щоденника. Праву сторінку розкритого щоденника використовують для опису, характеристики об'єкта, ліву – для рисунків, профілів, доповнень і виправлень. Замальовки з натури суттєво доповнюють і пояснюють текстовий опис.

У польовому щоденнику на початку кожного польового дня пишуть:

- ✓ дату: число та годину;
- ✓ номер маршруту;
- ✓ погоду на момент дослідження. Це важливо для характеристики відкладів і ґрунтів, які у сухому та зволоженому стані мають неоднакові кольори і фізичні властивості;
- ✓ місце проведення маршруту;
- ✓ мету маршруту;
- ✓ номер точки спостереження. Нумерацію дають загальну на весь польовий сезон. Отримують координати на GPS-приймач і точку з відповідним номером ставлять на карті фактичного матеріалу;
- ✓ прив'язку точки до примітних орієнтирів місцевості (мости, перетини доріг, вузлові елементи рельєфу тощо).

Точки спостереження – це місця вигідного огляду форм, елементів рельєфу чи проявів морфодинамічних процесів, з яких можна дати їм вичерпну характеристику. Її починають зі словесного опису морфології рельєфу, потім розкривають геологічну будову. Польовий щоденник заповнюють безпосередньо на точці спостереження, навіть після погіршення погодних умов і зменшення видимості. Записи по пам'яті, через певний час, можуть містити неточності, деякі особливості досліджуваного об'єкта можна забути, викривити певні факти внаслідок накладання нових вражень на попередні спостереження. Треба пам'ятати вислів: "те, що не записане – не спостерігалось", тобто вважати не відмічені у щоденнику протягом дня спостереження – такі, що не відбулися [2].

Рис. 1.4.1. Приклад записів у польовому щоденнику

Точки спостереження вибирають на місцевості так, щоб можна було найдетальніше і якісно описати характерні елементи рельєфу та його геологічну будову. Наприклад, опис долини річки починають із заплави. Точку спостережень закладають на ділянці чітко вираженої, не розмитої, заплави з урізом до русла, де простежують виходи порід. Якщо спостерігають унікальні відслонення (приміром, старичні на фоні заплавного алювію) чи видозміни у морфології заплави, то закладають ще одну-дві точки спостережень. Далі, після опису заплави, характеризують русло річки. Його потрібно описати стільки разів, скільки воно суттєво змінюється (розгалужується, меандрує, звужується і спрямлюється). Потім характеризують першу надзаплавну терасу. На 1 км долини її вимірюють та описують не менше трьох разів. Зазначають величину максимальної ширини і висоти над урізом води. Геологічну будову описують кожен раз, як бачать її зміни. Відзначають мікрорельєф поверхні тераси, характер її сполучення з корінним берегом і місця вклинювання. Так само описують вище розташовані ряди терас. Наприкінці характеризують вершини або привершинні поверхні. Точки спостережень вибирають у характерних місцях так, щоб контури рельєфу можна було перенести на карту і знати їхню геологічну структуру.

Кількість точок спостереження, які потрібно зробити на досліджуваній території, залежить від: 1) розчленованості території; 2) неоднорідності геологічної будови: чим більш розчленований рельєф і різноманітніша геологічна структура, тим більше точок треба закласти; 3) від масштабу знімань: чим він більший, тим більше деталей рельєфу і його будови треба описати. Прийнято, що для масштабу 1:25 000 відстань між точками не повинна перевищувати 250 м, для масштабу 1:50 000 – 500 м, 1:100 000 – 1000 м [14].

Записи переглядають і редагують у кінці кожного дня польового маршруту. Виконують також попередні узагальнення. Під час досліджень потрібно розділяти суттєві та несуттєві факти,

усвідомлювати поставлені завдання і вирішувати конкретні питання. Регулярність характеристик об'єктів є важливою для складання науково-обґрунтованих висновків.

Профілі. Геолого-геоморфологічне профілювання – це метод фіксації результатів польових досліджень, за допомогою якого будова рельєфу передається з великою наочністю, точністю й об'єктивністю. Вони дають детальніше уявлення про рельєф, ніж словесний опис. Тому під час проходження маршруту профілі креслять якомога частіше.

Об'єктами профілювання стають типові чи унікальні форми рельєфу – яри, балки, річкові долини, карстові лійки, западини тощо. Важливо передати особливості елементів рельєфу – брівок, схилів, терас, днищ, русел, уступів. Профілі закладають у різних частинах долинних форм – у верхів'ях, середній і нижній частинах. Вони виразно ілюструють симетрію чи асиметрію цих форм.

Профіль, на якому відображена крива, що передає морфометричні та морфографічні обриси рельєфу, називають *морфологічним (гіпсометричним)*. Важливим об'єктом морфологічних профілів є схили різних генетичних форм рельєфу. На точках спостереження визначають їхню висоту і крутість із застосуванням GPS, геодезичних приладів чи окомірно-крокомірними методами. Профіль схилів має проходити по найбільш характерній їхній частині – вигині брівки, уступові чи схиловому перегині. Будують профілі на міліметровому папері у відповідному масштабі.

Крім поперечних профілів, для долинних форм будують також поздовжні. У цьому випадку використовують великомасштабну карту. На поздовжньому профілі зазначають місця закладання поперечних профілів. Поздовжні профілі ілюструють ухил долини в цілому, переходи від крутих до пологих ділянок, і навпаки, визначають місця екстремальних перепадів. Порівнюють профіль досліджуваної долинної форми з профілем рівноваги та визначають місця посилення ерозії. Поздовжній профіль фіксує так звані висячі долини, в яких стрімко змінюється кут падіння та перепад висот. Використовуючи додаткову літературу і карти, дослідник після польового етапу може з'ясувати причини формування таких долин.

Гіпсометричні профілі часто доповнюють геологічною основою. Профіль, на якому відображена морфологічна крива з розрізом порід, називають *геолого-геоморфологічним*. Він наочно відображає зв'язок рельєфу з геологічною будовою, допомагає з'ясувати походження форм. Тому, перебуваючи в полі, вибирають місця не тільки геоморфологічно виразні, але також з наявними штучними чи природними відслоненнями порід. Якщо виходів порід на денну поверхню немає, то закладають прикопки, шурфи чи свердловини, залежно від складності геологічної будови та детальності досліджень. Геолого-геоморфологічні розрізи закладають так, щоб найкраще відобразити типові риси рельєфу і його геологічну основу. Будують розрізи окремих форм рельєфу: ярів, балок, берегів долин, карстових лійок тощо (рис. 1.4.2). На підставі окремих профілів, створених у польових умовах, надалі, під час камеральних робіт, креслять зведений геолого-геоморфологічний профіль. Він виразно відображає геологічну будову району досліджень у цілому.

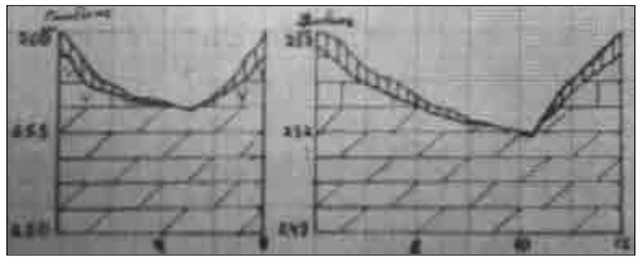


Рис. 1.4.2. Приклад геолого-геоморфологічного профілю балки

Фотографії. Фотографування об'єктів стало досить ефективним способом документування. За один сезон цифровим фотоапаратом отримують тисячі фотографій з польових досліджень. Зафіксовані на знімках характерні форми чи елементи рельєфу, виходи порід на поверхню, є суттєвим фактажем у звітній документації. Фотографії ілюструють зовнішній вигляд об'єктів і стають виразним додатком словесних характеристик.

Під час польових досліджень треба виконувати знімання *у різних планах*:

- загальному (загальний вигляд гірського, горбистого чи іншого типу рельєфу). Тут часто використовують панорамне знімання;

- середньому (річкова долина, частина вододілу, гірського хребта);
- великому (уступ, брівка, відслонення, частина відслонення). У цьому випадку для відображення масштабу об'єкта біля нього *ставлять певний предмет* – ручку, лопату, лінійку тощо. Неприпустимо ставити людину для показу розмірів об'єкта.

Під час знімання загального плану горизонт має бути паралельним до лінії кадру. Він також має займати менше 30 відсотків вигляду місцевості на зображенні. Для надання перспективи й об'ємності місцевості на фотографії мають бути близькі об'єкти (на передній площині) та далекі (на задній). Під час знімання середнього плану близькі об'єкти можуть якраз закривати частину вигляду форми рельєфу або бути лишніми на фотографії. Це, наприклад, лінії електропередач, кущі, дерева чи їхні гілки, які розташовані на передньому плані і заважають вигляду об'єкта в цілому. Для детальних знімань варто використовувати штатив.

Об'єкти ліпше фотографувати з різних сторін, за різного освітлення, а в камеральних умовах, під час написання звіту, відібрати ті, що найкраще передають їхні особливості. Важливим чинником вигляду об'єктів на знімках є їхнє *освітлення*. Фотографи вважають, що найліпше знімати зранку або ввечері, оскільки тоді освітлення м'якше, об'єкти виразніші. Легкі хмари на небі, які затіняють Сонце, теж хороша пора для знімання, оскільки виявляється більше деталей завдяки збільшенню тіней на об'єктах. У денному Сонці та відсутності хмар рельєф виглядає плоским, засвіченим. Під час польових досліджень, перебуваючи тривалий час на певній території, ранкові чи вечірні знімання виконують, щоб отримати загальний план. Під час обстежень окремих геолого-геоморфологічних об'єктів, проходячи маршрут, час зазвичай не вибирають. Тому найперше намагаються не фотографувати проти Сонця, бо об'єкти вийдуть затіненими, темними. Якщо ж форми рельєфу розташовані так, що сонячні промені прямо потрапляють в об'єктив, треба зробити його затінення елементарними предметами (карткою зошита, широким листком) або не забувати накручувати на об'єктив бленду.

Цікавим є знімання з низького положення, яке дає змогу фіксувати кілька елементів рельєфу – днище долини зі схилами, окремі валуни на фоні рівнини, конуси виносу з виглядом вверх чи вниз долини і т.п.

Отже, добре виконані фотографії наочно зображають більшість геолого-геоморфологічних об'єктів і є важливим документом польових досліджень.

Рисунки. У польових умовах виконують рисунки відслонень гірських порід (рис. 1.4.3). Деякі нюанси структури, текстури чи відтінки кольору порід фотографічні способи не можуть передати. Для цього використовують чорно-білі штрихові чи кольорові замальовки.

Спочатку на відслоненні зчищають звітрілий верхній шар або вирівнюють свіжовикопаний розріз. Задають вертикальний масштаб. Чимале відслонення фіксують на міліметровому аркуші, вибирають вертикальний і горизонтальний масштаб, аркуш розбивають на квадрати, рисують елементи відслонення відповідно до його природного вигляду.

Глибина, м	Літологія	Опис порід
0,4	# # # # #	Грунтово-рослинний шар
2,5		Суглинок сірувато-жовтий, пластичний, плямистий з окислами заліза і марганцю. В кінці інтервалу відмічаються прошарки піску.
4,5		Супісок жовтувато-бурий
14,5		Суглинок сірий, жовтувато-сірий, помірно-пластичний, щільний. Відмічаються одиночні прошарки піску потужністю 3-4 см, уламки вапняку.
17,6		Глина жовтувато-сіра, високопластична, щільна, з уламками вапняку, включеннями гідроокислів заліза.
18,1		Вапняк літотамнієвий, вивітрілий

Рис. 1.4.3. Приклад оформлення геологічного розрізу (кар'єр с. Добряни Львівської обл.)

Під час рисування відслонень важливо відобразити таке:

- послідовність видимих пластів;
- контакти між ними;
- умови залягання пластів;
- переходи в напрямі простягання;
- подробиці текстури та структури порід, місцеположення включень;
- відміни в кольорі порід.

Для деяких генетичних типів відкладів важливо показати співвідношення з елементами рельєфу – делювіальних відкладів і денудаційних відрізків схилів, алювіальних відкладів і корінних схилів тощо. На рисунках однорідних лесових товщ добре відтворити наявні сліди соліфлюкційних процесів у вигляді флюїдальних текстур, смуги озалізнених прошарків, палеонтологічні включення тощо. Отже, на рисунках кольоровим фоном чи у штриховому варіанті більш точно передають особливості геологічних шарів і прошарків.

Рисунки слугують для відображення в масштабі об'єктів великих розмірів чи співвідношень між ними, що не фіксуються в одному кадрі об'єктива фотоапарата. Вони є тим інструментом, який показує особливості об'єктів, які з різних причин не зафіксовані чи погано зафіксовані на фотознімках.

Числові дані. Інформацію у вигляді чисел надають множині значень, які характеризують об'єкт. Це дані з морфометрії форм чи елементів рельєфу, щодо їхньої кількості, умов залягання порід, речовинного чи гранулометричного складу порід. Обробка зібраних кількісних даних спрямована на виділення сукупності однорідних величин чи елементів. Важливо виявити якісну спільність характеристик об'єкта в кількісних значеннях.

Первинні числові дані записують у таблиці. Використовують програму Microsoft Excel. На підставі таблиць у камеральних умовах, використовуючи інструментарій Excel, виконують наочне відображення розподілу кількісних даних. Його подають у формі діаграм, графіків, гістограм. Для кожного типу значень продумують свою форму графічного подання, яке би виразно підтверджувало виявлені закономірності.

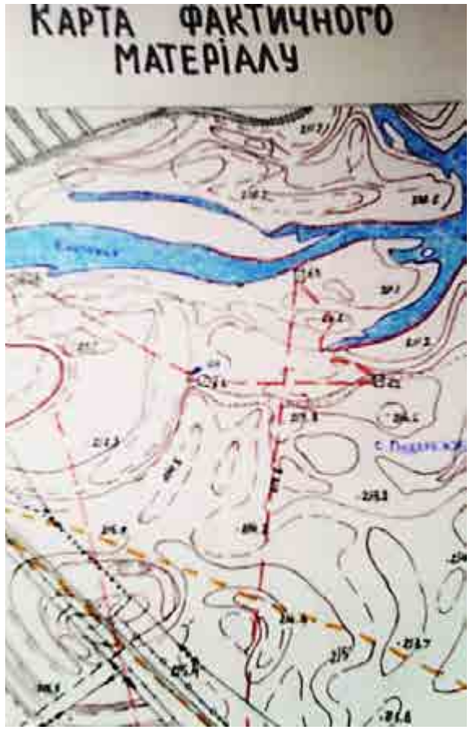


Рис. 1.4.4. Приклад карти фактичного матеріалу

Карти. Під час польових досліджень складають карти фактичного матеріалу, геоморфологічну та сучасних екзогенних процесів. Їхньою основою слугує топографічна карта масштабу 1:10 000 чи 1:25 000. Чим більший масштаб вихідної топокарти, тим детальніше зображена на ній місцевість, тим точніша прив'язка точок спостережень. Часто використовують єдину топографічну основу для нанесення різних типів умовних знаків. В полі креслять одну карту з усіма типами знаків, яка у камеральних умовах буде оформлена у карту фактичного матеріалу, геоморфологічну і сучасних процесів. Легенду продумують на попередньому етапі досліджень і доповнюють під час польових спостережень.

Карта фактичного матеріалу – це топографічна карта з зафіксованими на ній точками спостережень і щоденними маршрутами польових виходів (рис. 1.4.4). Точки спостережень одночасно наносять і на космознімки великої роздільної здатності, зняті з веб-вузла Планета Земля, Яндекс-Карти чи будь-якого іншого джерела великомасштабної космічної інформації. Місцеположення точок спостережень визначають шляхом отримання їхніх координат на GPS-приймач або орієнтуючи карту з місцевістю. Маршрути різних днів спостережень разом з оглядовими точками позначають на картах різними кольорами.

Геоморфологічну карту в польових умовах креслять, визначивши границі між різними генетичними типами та підтипами рельєфу. Різкі границі між об'єктами встановлювати легше, ніж поступові. Вони часто відповідають схиловим уступам, перегинам, брівкам. Поступові границі, наприклад, межі між поверхнями делювіального змиву й акумуляції, льодовикової ерозії і накопичення моренних відкладів тощо, визначають за видимими змінами мікрорельєфу, геологічного субстрату, ґрунтів. Допомагає у виділенні різних генетичних типів рельєфу карта четвертинних відкладів. На топографічну чи космознімальну основу границі наносять за допомогою окомірного чи інструментального знімання. На карті також фіксують окремі форми й елементи рельєфу, характерні чи унікальні для цього генетичного типу. Генезис рельєфу доцільно відображати кольоровим фоном, морфологічні особливості умовними знаками, вік – відповідними індексами. Окремі форми чи елементи рельєфу можуть бути зображені позамасштабними умовними знаками.

Карта сучасних екзогенних процесів під час польових досліджень може бути створена як самостійна одиниця, або як доповнення до геоморфологічної. У випадку площинного поширення екзогенних процесів (заболочування, дефляція, змиви), доцільно креслити окрему карту, способом ареалів, показуючи розповсюдження, а лінійними знаками різного кольору – інтенсивність прояву процесів. Якщо процеси точкового (зсуви, карст) чи лінійного (ерозія, лавини) прояву, то способом позамасштабних знаків їх часто наносять на геоморфологічну основу. Багато проявів процесів або створювані ними елементи рельєфу (наприклад, берегові уступи, які свідчать про активні флювіальні процеси) відображені на топокартах або їх легко розпізнають на космознімках. Досліднику-геоморфологу варто уточнити та відмітити на карті їхнє місцезнаходження, інтенсивність прояву і стан екзогенної форми [3].

На виявлення та картографування сучасних екзогенних процесів суттєво впливає сезон знімання. Найліпший час для обстежень більшості проявів процесів – це рання весна і пізня осінь. Густий трав'яний покрив чи листопадні дерева не затіняють елементи мікрорельєфу, свіжих оголень порід та інших виражень активізації процесів. Їх впевненіше наносять на карту. Під час проходження катастрофічних процесів їхні прояви досліджують негайно після зникнення небезпеки ураження ними.

Запитання для самоперевірки знань

1. Що таке метод науки?
2. Які Ви знаєте загальнонаукові та спеціалізовані методи?
3. Як ще класифікують методи наук?
4. Які є власне геоморфологічні методи? Методи яких наук застосовують у геоморфології?
5. Які види геоморфологічних досліджень?
6. Перелічити аспекти опрацьовувань на підготовчому етапі.
7. Що виконують на польовому етапі досліджень?
8. Для чого використовують камеральний етап досліджень?
9. Назвати текстові документи польових досліджень.
10. Перелічити графічні документи польових досліджень.

Бібліографія

1. *Беручашвили Н.Л.* Методы комплексных физико-географических исследований / Н.Л. Беручашвили, В.К. Жучкова. – Москва: Изд-во МГУ, 1997. – 320 с.
2. *Болысов С.И.* Практикум по методике геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования / С.И. Болысов, В.А. Костомаха. – Москва: Изд-во МГУ, 1990. – 103 с. – ISBN 5-211-0 1997
3. *Бортник С.Ю.* Методи польових географічних досліджень. Вивчення рельєфу та рельєфоуворюючих відкладів: навчальний посібник / С.Ю. Бортник, О.В. Ковтонюк, Н.М. Погорільчук. – Київ: "Прінт-сервіс", 2014. – 165 с.
4. *Грабченко А.І.* Методи наукових досліджень: навч. посібник / А.І. Грабченко, В.О. Федорович, Я.М. Гаращенко. – Харків: НТУ "ХПІ", 2009. – 142 с.

5. *Гурский Б.Н.* Полевые практики по географическим дисциплинам и геологии / Б.Н. Гурский, К.К. Кудло. – Минск: Университетское, 1989.
6. *Декарт Р.* Рассуждение о методе, чтобы верно направлять свой разум и отыскивать истину в науках / Сочинения в двух томах. Том 1. – Москва: Мысль, 1989. – С. 250–268.
7. *Дьяконов К. Н.* Современные методы географических исследований / К.Н. Дьяконов, Н.С. Касимов, В.С. Тикунов. – Москва: Мысль, 1996. – 184 с.
8. *Жучкова В. К.* Природная среда – методы исследования / В.К. Жучкова, Э.М. Раковская. – Москва: Мысль, 1982. – 163 с.
9. *Исаченко А. Г.* Методы прикладных ландшафтных исследований / А.Г. Исаченко. – Ленинград: Наука, 1980. – 222 с.
10. *Ковальчук И.П.* Стационарные исследования экзогенного рельефообразования в Украине// Рельеф и экзогенные процессы гор. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения д-ра геогр. наук, проф. Л.Н. Ивановского. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011. – Т. 1. – С. 113–116.
11. *Колтун О.В.* Вступ до геоморфології: навч. посібн. / О.В. Колтун. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2006. – 80 с.
12. Комплексная полевая практика по физической географии / Под ред. Пашканга К.В. – Москва: Выс. школа, 1986. – С. 84–88.
13. *Кузнецов П.С.* Методологические проблемы физической географи / П.С. Кузнецов. – Саратов, 1970.
14. *Макунина Г. С.* Методика полевых физико-географических исследований. Структура и динамика ландшафта: учеб. метод. пособие / Г.С. Макунина. – Москва: Изд-во МГУ, 1987. – 115 с.
15. Методика полевых физико-географических исследований / Под ред. А.М. Архангельского. – Москва: Высш. школа, 1972.
16. *Мороз С.А.* Методологія географічної науки: навч. посібн./ С.А. Мороз, В.І. Онопрієнко, С.Ю. Бортник. – Київ: Заповіт, 1997. – 333 с.
17. Науково-методичні основи геоморфологічного аналізу та картографування: монографія / В. П. Палієнко та ін. – Київ, 2008. – 371 с. – Деп. В ДНТБ України 04.04.08, №25 – Ук2008.
18. *Нестерович В.Н.* Методика изучения рельефа окружающей территории / В.Н. Нестерович // Вопр. методики школьного геогр. краеведения. – Минск, 1982.
19. *Рузавин Г.И.* Методология научного исследования / Г.И. Рузавин. – Москва, 1999.
20. *Сидоренко В.К.* Основи наукових досліджень: навч. посібн. / В.К. Сидоренко, П.В. Дмитренко. – Київ: РННЦ "ДІНІТ", 2000. – 259 с.
21. *Симонов Ю.Г.* Геоморфология. Методология фундаментальных исследований / Ю.Г. Симонов. – Санкт-Петербург: Питер, 2005. – 427 с.
22. *Симонов Ю.Г.* Методы геоморфологических исследований: Методология: учеб.пособие / Ю.Г. Симонов, С.И. Болысов – Москва: Аспект Пресс, 2002. – 191 с.
23. *Сіворонов А. О.* Польові геологічні практики: навч. посібн. / А. О. Сіворонов, Л. В. Генералова, Т. С. Дворжак. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2012. – 225 с.
24. *Спиридонов А.И.* Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования / А.И. Спиридонов – Москва: Выс. школа, 1970. – 456 с.
25. *Цехмістрова Г.С.* Основи наукових досліджень: навч. посібн. / Г.С. Цехмістрова. – Київ: Видавничий Дім "Слово", 2003. – 240 с.
26. *Чемеков Ю.Ф.* Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям / Ю.Ф. Чемеков, Г.С. Ганешин, В.В. Соловьев. – Москва: Недра, 1972. – 384 с.
27. *Шейко В.М.* Організація та методика науково-дослідницької діяльності: підручник / В.М. Шейко, Н.М. Кушнаренко. – Київ: Знання-прес, 2002. – 295 с.
28. Geomorphological techniques by Andrew S. Goudie (editor). – London, 2003. – 592 pp. – ISBN 020343059X
29. http://uk.wikipedia.org/wiki/Метод

2 МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ ЗА ОСНОВНИМИ НАПРЯМАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

Наука геоморфологія почала розвиватися на стику географії та геології. Вчені, які зрозуміли суть і виокремили її в окрему науку (В. Девіс, В. Пенк), були геологами. Тому багато методів геоморфологія почерпнула саме з геології, хоча має суто свій методичний апарат. Розвиткові геоморфологічних методів сприяв розвиток самої науки геоморфології, теоретичні основи якої обґрунтували І.С. Щукін, К.К. Марков, Ю.А. Мещеряков, І.П. Герасімов у середині XX ст. В Україні геоморфологію разом з її методичним апаратом розвивали С.Л. Рудницький, П.А. Тутковський, М.І. Дмитрієв, П.М. Цись, К.І. Геренчук, І.Д. Гофштейн та ін. Геоморфологічні методи стали поширеними під час виконання геолого-пошукових та інженерно-будівельних робіт. Детально описані в підручнику О.І. Спірідонова (1970) [29]. Зі сучасних розробок заслуговують уваги посібники з геоморфологічних методів і методології фундаментальних геоморфологічних досліджень Ю.Г. Сімонова [23–26]. Вагомий вклад у розвиток сучасних геоморфологічних методів зробили українські науковці, виконуючи дослідження у різних галузях геоморфології: В.П. Палієнко, Е.Т. Палієнко, І.Г. Черваньов, Я.С. Кравчук, І.П. Ковальчук, В.В. Стецюк та ін.

За допомогою геоморфологічного методичного апарату дають характеристику елементам і формам рельєфу, розкривають їхній взаємозв'язок з геологічним субстратом і тектонічною структурою, визначають закономірні поєднання форм і формування їх у комплекси чи типи рельєфу. Визначають поширення комплексів рельєфу на певній території, їхні зміни, чинники формування та характер границь. Геоморфологічними та геологічними методами реконструюють геоморфологічні обстановки минулих епох, відтворюють історію розвитку рельєфу.

Велике значення мають геоморфологічні методи у процесознавстві. Ендо- й екзогенні процеси формують рельєф території, створюють велике різноманіття додатних і від'ємних форм земної поверхні. Важливо вивчати характер, інтенсивність і направленість процесів для можливого їхнього подальшого передбачення.

До суто геоморфологічних методів належать морфологічні методи, палеогеоморфологічні та сучасної динаміки рельєфу. На стику геоморфології і геології набули розвитку морфолітологічні та структурно-геоморфологічні методи. Еколого-геоморфологічні методи використовують методичний апарат екології, географії, хімії та геоморфології.

2.1. Дослідження морфології рельєфу

Рельєф земної поверхні – це складносформований результат дії ендогенних і екзогенних процесів. Ендогенні чинники сформували вигляд великих структурних одиниць – платформ і рухомих поясів Землі,тоді як екзогенні чинники вплинули на вигляд рельєфу цих структур.

Морфологія рельєфу (грец. *μορφη morphe*– вигляд, форма + *λογία* logia – наука) – вчення про зовнішню будову рельєфу. Є складовою частиною геоморфологічної тріади: морфологія, генезис і вік.

Морфологічний аналіз рельєфу полягає у наданні характеристики зовнішнім обрисам рельєфу та визначенні їхніх параметрів. Він охоплює два аспекти: словесний опис, який називають морфографією, та кількісну характеристику або морфометрію рельєфу.

Морфографія (грец. *morphe* – вигляд, форма + *grapho* – пишу) – опис місцеположення, орієнтування, поєднання, конфігурації нерівностей земної поверхні. Подібний термін – орографія. Його використовують у фізико-географічних описах, де дають характеристику рельєфу в загальних рисах. Морфографія передбачає детальний опис обрисів конкретних форм рельєфу, поділ їх на ранги з виділенням морфологічних елементів.

Морфометрія (грец. *morphe* – форма + *metreo* – міряти) – числова характеристика висоти, глибини, крутості, розчленованості та інших вимірів рельєфу. У словесному описі закладена змістовна характеристика рельєфу, тоді як морфометрія передбачає набір кількісних даних.

Морфографічні описи часто ґрунтуються на обчислених значеннях морфометричних показників. Після складання картограм горизонтального та вертикального розчленування (морфометричні дані) виділяють ділянки зі слабким, середнім і сильним розчленуванням, описують їхнє місцеположення, локальність чи неперервність поширення (морфографічна характеристика). Тому в морфологічній характеристиці рельєфу поєднують морфографічні судження, підкріплені морфометричними даними.

Щоб виконати морфологічний аналіз рельєфу, сукупність нерівностей досліджуваної території розбивають на складові частини. Ними є *елементи*, *форми* та *комплекси форм* або типи рельєфу. Виконують характеристику цих складових частин з використанням топографічних карт, космознімків різних масштабів, аерофотознімків і стереофотограмметричних визначень, а також польових вимірювань простих форм та елементів рельєфу. Синтезують отримані морфографічні та морфометричні дані окремих складових частин для з'ясування загальних морфологічних закономірностей певного генетичного типу рельєфу.

Вперше поділ рельєфу на морфологічні елементи запропонував Ю.К. Єфремов (1949) [12]. Автор багатоманіття форм земної поверхні зумів звести до простих геометричних тіл і поділити їх на елементи – так званий каркас рельєфу, який відображає зовнішні обриси будь-якої форми. Ще у 30-х роках XX ст. І.С. Щукін дав детальну характеристику зовнішньої та внутрішньої будови переважаючим на Землі генетичним типам рельєфу у праці "Морфологія суші" [38]. В.В. Єрмолов (1958, 1964) ввів поняття "морфологічно однорідні поверхні" та одним із перших побудував геоморфологічні карти на підставі морфологічних показників. О.І. Спірідонов (1970) узагальнив і систематизував морфологічне вчення, доповнив його аналізом комплексів форм рельєфу [30]. Практичне керівництво для геологів-пошуковців з геоморфологічних досліджень і, зокрема морфологічного аналізу, розробив Ю.Ф. Чемеков і група науковців з ВСЕГЕИ, головного інституту Міністерства геології СРСР. Вони висловили свій підхід до морфологічних класифікацій, який використали під час пошуків корисних копалин та інженерно-геологічних розвідок [34]. Найбільш повний морфологічний аналіз з детальними класифікаціями елементів і форм рельєфу провів А.Н. Ласточкін [15–18].

2.1.1. Вивчення елементів рельєфу

Елементи рельєфу – це найпростіші неподільні складові частини нерівностей земної поверхні. Розрізняють *точкові*, *лінійні* та *площинні елементи*.

Точкові елементи. Найчастіше трапляються в межах глибоко та різко розчленованого рельєфу. Разом з лінійними елементами творять каркас рельєфу. Проте можуть розташовуватись поза межами морфологічних ліній і не формувати каркас рельєфу (наприклад, точки нанорельєфу – купини, заглибини).

Точки в плані: гирлові, повороту або виступу, перетину, з'єднання (наприклад, приток) або розгалуження (зокрема, хребтів), точки початку чи закінчення лінійного елемента чи видовженої форми рельєфу (наприклад, сліпої карстової долини).

Точки в профілі: вершинні, які ще називають піками (рис. 2.1.1, 2.1.2), сідловинні, брівкові (виступу чи вгину), підніжжя, донні (ямки на дні западинних форм).

Під час морфологічного аналізу описують характерні точки, які є складовими зовнішньої будови рельєфу. Зазначають таке:

- ✓ місцеположення точки в плані та профілі;

- ✓ координати за GPS-приймачем;
- ✓ абсолютну та відносну висоту (рис. 2.1.3). Абсолютну висоту знаходять як середнє арифметичне певної кількості абсолютних висот, значення яких написане на топографічній карті

$$h_{exp} = \frac{\sum_{i=1}^{n} h_i}{n},$$

де h_i – абсолютні відмітки точок; n – кількість точок. Відносну висоту обчислюють за формулою $\Delta h = h_{max} - h_{min}$; де h_{max} – найвища абсолютна висота досліджуваної ділянки; h_{min} – найнижча абсолютна висота;

Рис. 2.1.1. Піки гірських хребтів Тянь-Шаню як точкові елементи рельєфу

- ✓ вираженість в рельєфі – слабко чи чітко виражена;
- ✓ характерність чи унікальність серед подібних елементів.

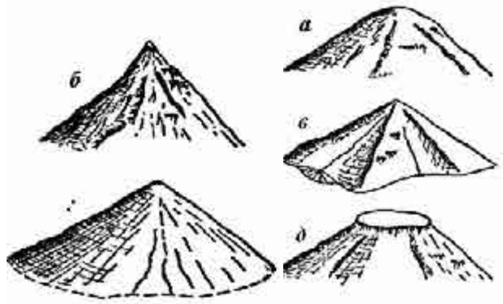


Рис. 2.1.2. Типи гірських вершин:
а – купол; *б* – пік; *в* – пірамідальна;
г – конусоподібна; *д* – плоска (платоподібна)

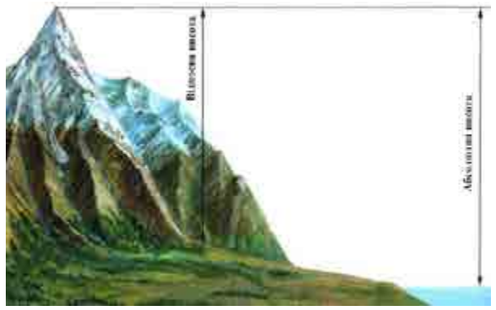


Рис. 2.1.3. Визначення абсолютної та відносної висоти місцевості (www.geoglobus.ru)

На точкових елементах рельєфу під час польових обстежень закладають точки спостережень, оскільки вони є примітними об'єктами місцевості. На таких точках зазначають особливості геологічної будови (залягання пластів, їхнє виклинювання), які спричиняють точкову форму елементів рельєфу – вигинів чи вгинів брівок, піки вершин тощо.

Лінійні елементи. Значно поширені у різних генетичних типах рельєфу і є його визначальним елементом. Творять морфологічний каркас, за яким простежують особливості зовнішньої будови форм рельєфу [3].

Лінійні елементи такі: вододільні або гребеневі, брівкові (випуклих перегинів схилів), ввігнутих перегинів схилів, підніжжя (тилові шви), тальвегові. Вододільні лінії можуть бути основними проміжними. Окремо виділяємо також лінію урізу води та берегову лінію, які є мобільними елементами і залежать від рівня водного басейну в конкретний момент.

Морфогенетичне значення ліній полягає в тому, що вони зазвичай є межами елементарних поверхонь різного походження, віку, по-різному спрямованих рельєфотвірних процесів, границями порід неоднакового ступеня денудації. Морфологічно лінії рельєфу є границями різнонапрямлених площин (наприклад, тальвеги є межею схилів різної експозиції) або границями площин різного кута нахилу (наприклад, лінії найбільш ввігнутих перегинів є межею між крутішою та пологішою частиною схилу) (рис. 2.1.4).

Під час морфологічного аналізу для лінійних елементів зазначають:

- ✓ назву ліній або їхнє місцеположення (для ліній перегинів – привершинне чи придолинне);
- ✓ форма в плані – прямі, випуклі, ввігнуті, звивисті, зубчасті;
- ✓ форма в профілі – горизонтальні, зростаючі, спадаючі, складні;

Рис. 2.1.4. Лінія ввігнутого перегину між крутою верхньою та пологою нижньою частиною схилу

✓чіткі у профілі чи поступові;
✓відносні перевищення над дном долини;
✓довжина ліній;
✓витримані за простяганням на заданій висоті чи локальні, змінюють відносні висоти і як часто;
✓чи є границями різних пластів порід, денудаційних процесів чи лише морфологічними межами.

Лінійні елементи рельєфу часто стають об'єктами морфометричного картографування. На підставі виділення ліній тальвегів будують карти горизонтального розчленування рельєфу; лінії вододілів фіксують річкові басейни, на основі чого визначають їхні площі.

Площинні елементи. Ще називають гранями рельєфу, які обмежені зі всіх сторін ребрами. Є головними складовими структури земної поверхні, яку урізноманітнюють точкові та лінійні елементи. Творять різновисотні і різнонахилені поверхні рельєфу.

До площинних елементів належать: вершинні[1], схилові та днища.

Площинні елементи поділяють за відношенням до горизонтальної площини на субгоризонтальні і нахилені. Відповідно, вершинні поверхні та днища зачисляють до першого типу, а схилові до другого. Проміжним випадком можуть бути субгоризонтальні відрізки схилів, які ще називають майданчиковими (майданчики терас, денудаційних, ерозійних, структурних уступів).

Під час вивчення вершинних і днищевих поверхонь зазначають:

- абсолютні висоти розташування;
- відносні перевищення вершинних поверхонь над дном долин – середні, максимальні, мінімальні;
- ширина поверхонь – широкі, середні, вузькі;
- протяжність, у км;
- форма в профілі: для вершинних – гострі, округлі (випуклі), плосковерхі; для днищевих: ввігнуті, плоскі;
- ухил днища – відношення різниці його максимальної та мінімальної абсолютної позначки до відстані між цими пунктами і як висновок – рівне, похиле чи сильно похиле днище;
- мікрорельєф: для вершинних поверхонь – рівні, хвилясті, мікрогорбкуваті, східчасті; для днищ – ускладнені западинами, старицями, валами, дамбами, а також сухі чи заболочені.

Під час морфологічного аналізу схилів з'ясовують:

- положення в рельєфі – схили межиріч чи долин, привододільні чи придолинні або зазначають генетичний тип схилу – дюнний, барханний, карстової лійки, балки, яру, булгуняха, друмліна тощо. За абсолютною висотою розрізняють: дуже низькі 12–15 м, низькі 25–30, середні 50–60, високі 100–120, дуже високі 200–250 і надто високі (гірські) 400–600 м;
- форму в поперечному профілі (в напрямі від вершини до долини) – пряма, ввігнута, випукла, складна (ступінчаста, випукло-ввігнута, хвиляста);
- крутість схилів – пологі (до 3°), спадисті (3–7°), покаті (7–12°), круті (12–60°) та урвисті (більше 60°) [14]. Для малих кутів нахилів схилів застосовують поняття ухилу (tg α) – падіння поверхні на одиницю відстані: малі ухили до 8%, середні 8–12%, великі – більше 12%;
- форму в плані – здебільшого пряма, ввігнута чи випукла;
- експозицію схилів;
- розміри: довжина вздовж лінії найбільшого падіння – довгі, середні чи короткі схили, ширина (протяжність вздовж лінії горизонталей) – широкі, середні чи вузькі схили;
- ускладненість схиловими процесами – ерозією, осипанням, опливинами тощо.

[1] Трапляється нерозуміння морфологічних елементів, які займають верхнє положення в рельєфі. Тому варто пам'ятати: вододіли – це лінії, вершини – це точки; біля вододілів, якщо падіння поверхні перевищує 3°, є привододільні схили; біля вершин, якщо падіння поверхні не перевищує 3° розташовані вершинні поверхні (наприклад, мають плато, плоскі пагорби); якщо кут нахилу поверхні біля вершини більший 3°, то від вершини простягаються привершинні схили.

Форму поперечного профілю схилів у польових умовах найкраще визначати спогляданням паралельно до кута зору так, щоб чітко видимим був ухил схилу (ребро) на фоні світлого небосхилу. Якщо дивитись прямо на схил, то його форма маскується деревними рослинами, плавні перегини затінені. На топокарті форму схилів визначають за взаємним розташуванням горизонталей від вершини до долини. Якщо горизонталі йдуть на рівних відстанях одна від одної, то це схил прямий; коли відстань до вершини зменшується, то схил ввігнутий; коли відстань до вершини збільшується, то вважають схил випуклим (рис. 2.1.5, *а, б, в*). Якщо відстань збільшується і зменшується в окремих місцях, то схил ступінчастий (рис. 2.1.5, *г*).

Крутість схилів у польових умовах визначають екліметром, їхню довжину – далекоміром або за допомогою рейки. У камеральних умовах крутість схилів з'ясовують за допомогою топокарти та графіка закладень, зображеного під нижньою рамкою карти [19].

Для визначення крутості схилу треба виміряти відстань на карті між двома суміжними суцільними горизонталями в потрібному напрямі та відкласти його на шкалі закладень у вертикальному напрямі (рис. 2.1.6). Відлік внизу на шкалі проти відкладеного відрізка визначить крутість схилу в градусах. У цьому прикладі крутість схилу між точками *а* і *б* дорівнює 3,5°.

На крутих схилах, де горизонталі проходять близько одна біля одної, крутість визначають за потовщеними горизонталями. Для цього вимірюють відрізок між сусідніми потовщеними горизонталями, відклавши його на правій частині графіка, як показано на рис. 2.1.6, і з'ясовують крутість схилу. У цьому прикладі крутість схилу між точками *п* і *т* становить 10°.

Схилові елементи є важливою характеристикою будь-якого генетичного типу рельєфу. Вони задають зовнішні обриси поверхні і визначають його морфологічний тип. Наприклад, для височин визначають рівнинний (якщо крутість схилів до 5°), хвилястий (5–12°) чи горбистий (більше 12°) тип рельєфу.

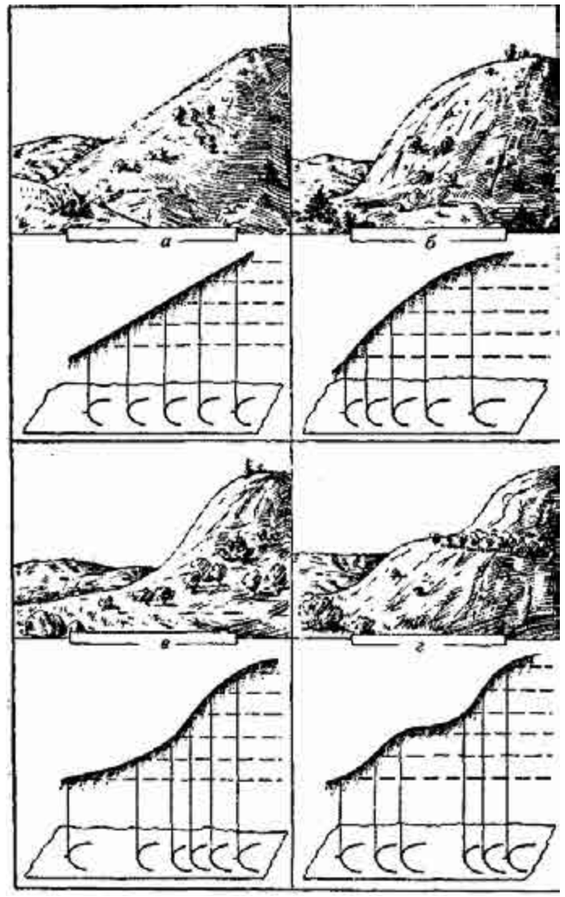


Рис. 2.1.5. Форми схилів та їхнє зображення на топографічних картах: *а* – прямі; *б* – випуклі; *в* – ввігнуті; *г* – ступінчасті

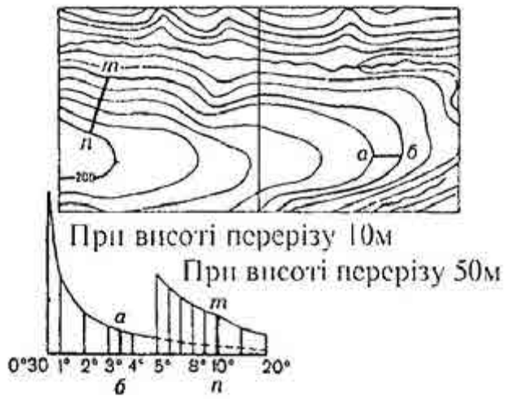


Рис. 2.1.6. Вимірювання крутості схилів за допомогою графіка закладень на топографічній карті

У морфодинамічних дослідженнях для характеристики схилових процесів застосовують поняття *кут природного відкосу* – найбільшого кута, який може бути утворений укосом вільно насипаної гірничої маси в стані рівноваги з горизонтальною площиною [39]. Залежить від величини та форми часток породи, шорсткості їхньої поверхні, а також від щільності та вологості породи. Розрізняють: а) схили, з крутістю більшою за кут природного відкосу (α>45°); б) схили рівні куту природного відкосу (29°<α<45°); в) схили з крутістю меншою за кут природного відкосу (α<29°) [23]. На схилах, більших за кут природного відкосу, штовхаюча сила частинок породи значно переважує силу тертя і зумовлює мимовільне падіння. Це стає одним із чинників формування обвалів та осипищ. Тому доходять висновку, що на схилах, крутістю понад 45°, головним чинником формування гравітаційних процесів є саме кут схилу, тоді як на схилах меншої крутості на формування процесів впливають інші рельєфотвірні чинники.

Морфометричні параметри схилів мають *прикладне значення* і важливі для визначення їхнього ерозійно-безпечного сільськогосподарського освоєння, інженерного укріплення під час будівництва й експлуатації споруд, рекультивації порушених земель. У разі інженерного освоєння території, схили малих ухилів рекомендують зміцнювати корінням дерев, схили середніх ухилів треба закріплювати штучними матеріалами (геосіткою, геоматами, габіонами), схили великих ухилів не бажано використовувати для господарських потреб.

У разі сільськогосподарського освоєння для безпечного ерозійного використання "заборонено розорювати схили крутістю понад 7° (крім ділянок для залуження, залісення та проведення ґрунтозахисних заходів). На схилах крутістю від 3 до 7° обмежується розміщення просапних культур, чорного пару тощо [13].

Під час відновлення техногенно-порушених земель вирішено, що у випадку сільськогосподарського напряму рекультивації поверхня має бути рівною, з невеликим одностороннім або двостороннім ухилом для стікання надлишкових атмосферних опадів. Під час підготовки відвалів під ріллю крутість схилів не повинна перевищувати 2°, луки і пасовища – 2– 4°, сади і виноградники – 5°. Відвали з більшою крутістю схилів терасують і проектують на них лісові насадження. Визначено також залежності між висотою відвалів і крутістю схилів: чим вищі формують відвали, тим меншою має бути крутість їхніх схилів [21].

2.1.2. Вивчення форм[1] рельєфу

Сукупність нерівностей земної поверхні утворюють групування форм рельєфу. На Землі не знайдеться двох однакових форм, хоча їхнє походження та умови розвитку можуть бути подібними. Описами форм рельєфу традиційно займалися географи ще від часів Страбона і його «Γεωγραφικά» (I ст. до н.е.) до У. Девіса (1899) та В. Пенка і його «Diemorphologische Analise…» (1924) [20]. Вивчали форми рельєфу від складних планетарного рангу нерівностей – континенти і ложа океанів, до невеликих форм – ярів, пагорбів. Доводили двоєдину природу утворення форм – ендогенну й екзогенну. Намагались визначити параметри і критерії виділення форм рельєфу [23]. Що ж розуміють під формою рельєфу?

Форми рельєфу – це тримірні об'єкти земної поверхні, які складаються з граней, ребер, іноді точок або менших за розмірами тіл, і становлять єдине ціле в певному масштабі. Передумовами утворення форм є ендогенні й екзогенні чинники: для планетарних і регіональних форм – головно ендогенні, для субрегіональних і локальних форм – здебільшого екзогенні.

Морфологічний аналіз форм рельєфу полягає в послідовній якісній і кількісній характеристиці видів нерівностей земної поверхні.

Всю сукупність форм земної поверхні поділяють на *додатну* та *від'ємну*. За обрисами класифікують на *округлі* (ізометричні) та *видовжені*.

Відповідно, існують такі види форм земної поверхні:

- додатні округлі: гора, горб (пагорб), купина;
- додатні видовжені: хребет, пасмо, грива, вал;

[1] У морфологічному аналізі термін "форма" має два значення: 1) конкретні складові частини рельєфу (пагорб, долина, гора тощо); 2) вигляд земної поверхні (наприклад, форма поперечного профілю). Ми розглядаємо форми у першому значенні.

- від'ємні округлі: западина, котловина, лійка, блюдце;
- від'ємні видовжені: улоговина, долина, балка, яр, лощина, вимоїна.

Форми рельєфу поділяють на *прості* та *складні*. Прості форми такі, які складені двома площинними елементами – вершиною і схилом, схилом і днищем, можуть містити лінійні чи точкові елементи. Складні форми побудовані з простих форм або багатьох елементів рельєфу. До простих форм зачисляють головно малі нерівності рельєфу – купину, гриву, вал, лійку, блюдце, карстову долину, яр, лощину, вимоїну. Складними є гора, пагорб, хребет, пасмо, западина, котловина, улоговина, річкова долина, балка. У конкретних випадках деякі складні форми можуть бути зачислені до простих, якщо відповідають визначенню простих форм. Наприклад, пагорб чи пасмо – це прості форми у випадку, коли сформовані лише вершинами і схилами; якщо ускладнені ярами, балками чи рівними площадками з лійками, то стають складними формами, оскільки в них наявні інші форми, які мають свої морфологічні елементи.

Виділяють також *замкнуті* та *незамкнуті* форми рельєфу. Замкнуті форми мають одну вершинну або днищеву точку [10]. Вони обмежені з усіх сторін схилами або лініями – вододільною, брівок, тилового шва. Незамкнуті форми не мають з однієї чи двох сторін схилів. Це, наприклад, від'ємні видовжені форми або видовжені додатні, які поступово переходять в інші форми.

На топокартах додатні та від'ємні форми позначають бергштрихами. Напрям бергштрихів ззовні замкнутих горизонталей свідчить про додатну форму, а напрям всередину – на від'ємну. У додатних формах рельєфу горизонталі своїми опуклостями завжди спрямовані в бік пониження схилу, у від'ємних, навпаки, в бік підвищення. За допомогою горизонталей на топокартах зображені всі головні форми рельєфу, тоді як для проміжних форм використовують спеціальні умовні знаки (рис. 2.1.7).

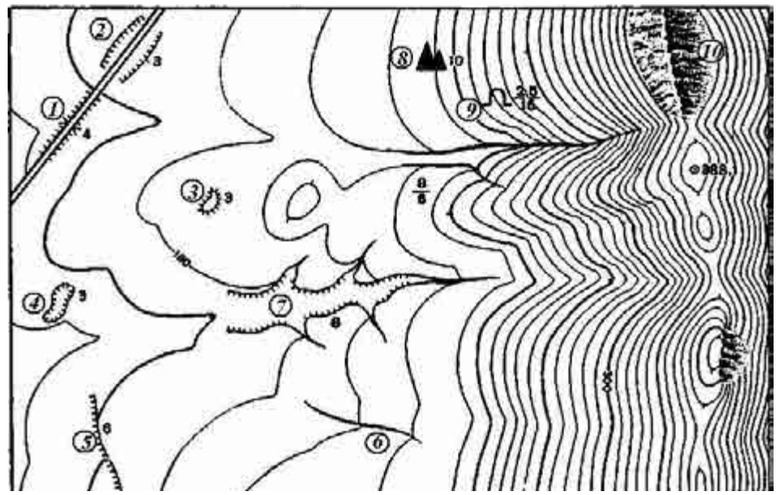


Рис. 2.1.7. Форми та елементи рельєфу на топокарті,
позначені спеціальними умовними знаками (цифри в кружечках):
1 – насипи; *2* – виїмки; 3 – кургани; *4* – ями; *5* – урвища;
6 – вимоїни; *7* – яри; *8* – скельні останці; *9* – печери та гроти; *10* – скелі.
Цифри біля форм означають їхню висоту чи глибину

За розмірами форми рельєфу поділяють на: планетарні (материкові виступи і ложа океанів), мегарельєф (гірські системи, рівнинні країни), макрорельєф (гірські хребти, міжгірські западини, височини, низовини), мезорельєф (гори, долини, пагорби), мікрорельєф (блюдця, гриви, вимоїни), нанорельєф (борозни, купини).

Отже, все багатоманіття форм земної поверхні впорядковують у певну ієрархію за положенням стосовно рівневої поверхні, обрисами, замкнутістю та розмірами.

Послідовність вивчення форм рельєфу:

- назви форм, які характеризують;

- місцеположення в рельєфі стосовно загального комплексу форм і у групі простих форм;
- вигляд за геометричними тілами: для додатних форм – куполоподібні, конічні, пікоподібні, пірамідальні, столовоподібні; для від'ємних видовжених – ущелиноподібні (тіснина), каньйоноподібні, V-подібні (трикутноподібні), U-подібні, ящикоподібні (коритоподібні, заплавні), терасовані, планіморфні (плоскі долини, межі яких поступово переходять до прилеглої рівнини); для від'ємних округлих: лійкоподібні, чашеподібні, циліндричні;
- вигляд у поперечному профілі: симетричні чи асиметричні;
- обриси в плані: правильні (ізометричні), вигнуті (дугоподібні), прямі, звивисті. Обчислюють *коефіцієнт видовженості форми* – відношення довжини до ширини[1]. Знаходять також *коефіцієнт звивистості форми* – відношення реальної довжини до довжини по прямій[2]. Для криволінійних форм визначають радіус кривизни;
- вираженість у рельєфі – чітко чи слабко виражені; змінюваність обрисів за простяганням: де, за якими напрямами чіткіше виражені, де слабше виражені. Визначають *коефіцієнт рельєфності форми* – відношення висоти (глибини) до ширини;
- співвідношення між формами на певній території;
- щільність – кількість форм на км^2 або густота розташування – сума довжин на площу території їхнього розташування;
- сучасні екзогенні процеси, які розвиваються на формах рельєфу;
- особливості антропогенного освоєння і його можливі негативні наслідки.

Морфологічний аналіз форм рельєфу важливий у різних галузях географії та суспільства. Для ґрунтознавчих досліджень вивчають приуроченість певних типів ґрунтів і залежності їхніх властивостей від видозмін рельєфу, які були започатковані ще В.В. Докучаєвим. У геоботаніці виявили вплив рельєфу на проростання рослин через перерозподіл чинників проростання рослин: на схилах південних експозицій тепліше, що зумовлює перевагу тепло- і світлолюбних видів; у пониженнях вологіше, більше елементів живлення, тому ліпший флористичний склад рослин; на додатних формах більша еродованість і рослинність у гірших умовах. В екології вивчають шляхи міграції забруднювальних речовин за пониженими ділянками рельєфу. У сільському господарстві передбачене освоєння додатних форм рельєфу з крутими схилами шляхом їхнього терасування. Форми рельєфу та їхню геологічну основу вивчають для науково-обґрунтованого будівництва інженерних, житлових споруд, прокладання трубопроводів і шляхів сполучень.

2.1.3. Вивчення комплексів форм і типів рельєфу

Форми рельєфу зазвичай розташовані на місцевості не поодиноко, а групами, утворюючи певні сукупності. *Комплекси форм рельєфу* (лат. *complex* – зв'язок) – це поєднання форм на деякій території, об'єднане на підставі морфологічних, генетичних чи вікових ознак. Назву комплексу дають за переважаючими у комплексі формами. У цьому випадку враховують додатні та від'ємні форми. Наприклад, горбисто-западинний, пасмово-долинний, увалисто-долинний тощо.

У практиці польових досліджень і геоморфологічному картографуванні для характеристики рельєфу території прийнято виділяти не комплекси рельєфу, а його типи. *Тип рельєфу* (грец. τύπος – відбиток, зразок) – це пов'язані між собою форми рельєфу, які мають подібні морфологічні обриси або спільне походження чи єдиний вік. Головні типи рельєфу формують ендогенні процеси, тоді як видозміни його пов'язані з впливом екзогенних чинників. Виділяють:

1) *морфологічні типи рельєфу:* – рівнини (до 200 м): плоскі (субгоризонтальні), хвилясті, ступінчасті (терасовані). Рівнини є широким поняттям, ним означують низовини (до 200 м) та плато і плоскогір'я (до 500 м);

– височини (до 500 м): хвилясті, горбисті, горбогірні, столово-платові, хвилясто-платові, пасмові. Хвилясті височини – плоскі підвищення чергуються з плоскими зниженнями з поступовими переходами між ними; горбисті – чергування пагорбів і широких долин рік; горбогірні – крутосхилові високі пагорби розчленовані вузькими долинними формами; столово-платові – плосковершинні крутосхилові пагорби перетинаються долинами рік; хвилясто-платові–хвилястовершинні крутосхилові та пологосхилові пагорби перетинаються долинами річок; пасмові – пасма чергуються з широкими пониженнями;
– гори: низькі (501–1000 м), середні (1001–2000 м), високі (більше 2001 м). Гори за морфологічними ознаками можуть бути альпійського типу, плосковершинні (нагір'я), останцеві, куестові, плато та плоскогір'я (вище 500 м);

2) *генетичні типи рельєфу:*

флювіальні, озерні, морські, льодовикові, водно-льодовикові, мерзлотні, еолові, карстові, денудаційні, структурні (тектонічні), вулканічні, антропогенні.

За характером утворення з перевагою насипання чи розмивання деякі генетичні типи рельєфу мають підтипи: флювіальний – акумулятивний і ерозійний, льодовиковий – акумулятивний та екзараційний, еоловий – акумулятивний і дефляційний. Якщо на утворення рельєфу вплинули кілька рівноцінних за дією процесів, то з них виділяють найсуттєвіші і типу рельєфу присвоюють двозначний генезис (у назві – на друге місце ставлять головний тип, на перше – різновид цього типу). Наприклад, *ерозійно-денудаційний*: рельєф головно денудаційний зі сильним впливом ерозійного чинника; *денудаційно-ерозійний*: рельєф головно ерозійний із розвитком денудаційних процесів на схилах; *структурно-денудаційний*: вихідний тектонічний рельєф денудований, проте в обрисах помітна геологічна структура (чіткі брівки, уступи, інші морфологічні елементи); *ерозійно-тектонічний*: виразний вплив тектоніки у рельєфі з інтенсивним ерозійним розчленуванням (різкі обриси); *карстово-суфозійний* тощо.

Щоб підкреслити залежність рельєфу від інтенсивності та направленості неотектонічних рухів, за геотектонічними ознаками виділяють типи рельєфу: 1) платформ; 2) рухомих поясів; 3) *типи рельєфу за віком:*

– сучасні (четвертинні), давні (дочетвертинні);
– одновікові, різновікові;
– докембрійські, палеозойські, мезозойські, кайнозойські.

Або за етапами розвитку: континентальні чи морські.

Для кожної окремо взятої території виділяють власні етапи історії розвитку та типи рельєфу, які були поширені. Вони можуть бути більш і менш детальними за віком залежно від палеогеоморфологічної вивченості.

Часто в літературі можна натрапити на термін "*морфогенетичний тип рельєфу*". Це тип, у назві якого врахована морфологія та генезис рельєфу. К.К. Марков виділяв загальні морфогенетичні типи рельєфу: 1) гірський (структурно-тектонічний); 2) структурний (пластовий); 3) скульптурний (ерозійний); 4) акумулятивний (насипний). Кожен регіон має характерні саме для нього морфогенетичні типи рельєфу. Наприклад, для всієї території України виділяють: акумулятивні рівнини, денудаційні та структурно-денудаційні рівнини; тектонічно-денудаційні та вулканічні середньовисотні і низькі гори Українських Карпат; тектонічно-денудаційні середньовисотні і низькі гори Криму [7].

Для кожного комплексу форм чи типу рельєфу визначають таке:

- ✓ місцеположення в регіоні;
- ✓ площа поширення (або частка від загального) в межах регіональної рівнини, височини чи гірської системи;
- ✓ особливості розташування форм всередині – прямолінійного, рядкового, ланцюгового простягання за певними напрямами (будують рози-діаграми), рівномірно розподілені, згруповані у гнізда (соти) чи хаотичні;
- ✓ границі між комплексами чи типами – різкі чи поступові, ламані чи прямі, переривчасті чи суцільні;
- ✓ інтенсивність вертикального та горизонтального розчленування;
- ✓ морфографічна і морфометрична характеристика типових та унікальних форм, які становлять комплекс чи тип рельєфу;
- ✓ прояви сучасних екзогенних процесів;
- ✓ характер природокористування.

Поширеними способами для відображення характеру морфології рельєфу є складання картограм глибини вертикального та густоти горизонтального розчленування [1].

[1] Тут і далі у переліку курсивом виділено відносні показники форм. Наприклад, для групи озер визначили коефіцієнт видовженості 5,2; 3,4; 1,2. Відповідно, виділили сильно, середньо та слабко видовжені озера на підставі обчислених значень.

[2] Поширене визначення коефіцієнта звивистості річки – відношення довжини русла річки до довжини її днища.

Теоретична геоморфологія розглядає різні способи визначень густоти розчленування: за щільністю розташування замкнутих морфоелементів (западин, вершин тощо); за щільністю лінійних елементів – тальвегів, вододілів; за віддаленістю вододілів від тальвегів найближчих ерозійних форм [32]. Для визначення густоти розчленування суму довжин лінійних морфоелементів (або кількість замкнутих форм) ділять на одиницю площі. У переважній більшості геоморфологічних досліджень за одиницю площі приймають квадрати кілометрової сітки топографічних карт. Це зручно, оскільки площа відома – 1 км^2. За одиницю вимірювань можна також приймати площі басейнів рік певного порядку (наприклад, першого). Позаяк форми басейнів довільні, то для обчислення їхніх площ використовують палетки. Хоча це й ускладнює процес обчислення та створює додаткові похибки визначень, проте дає більшу природність контурів виділеним ареалам.

Морфологічний аналіз рельєфу найефективніше застосовується у ГІС-технологіях. Причина – значний обсяг використання математичних методів. Автоматизація усіх обчислень різко скорочує затрати часу. ГІС-аналіз морфології рельєфу дає змогу швидше отримувати різні аналітичні (густота горизонтального, глибина вертикального розчленування рельєфу, крутість земної поверхні, експозиція схилів) та синтетичні морфометричні параметри (розподіл середніх значень густоти горизонтального та глибини вертикального розчленування рельєфу, крутості земної поверхні в межах певних абсолютних висот), а також спрощувати виконання таких побудов, як мофометричні карти, гіпсометричні профілі, гістограми, графіки і таблиці розподілу.

Земну поверхню у геоінформаційних програмах зображають у вигляді цифрових моделей рельєфу (ЦМР). Цифровою моделлю рельєфу називають дискретне, комп'ютерне представлення об'єктів рельєфу у вигляді масиву точок з відомими планіметричними координатами (X та У) і висотами точок земної поверхні [35]. Поширені два різновиди ЦМР – *grid* та *TIN* (Triangular Irregular Network – трикутна нерегулярна мережа).

Цифрове подання топографічної поверхні у вигляді растра означують як *grid*. Побудова ЦМР у цьому випадку полягає в поширенні наявного обмеженого набору точкових даних про відмітки топографічної поверхні в прилеглі комірки растра, що суцільно покриває цю територію, з використанням методів просторової інтерполяції. *ЦМР у вигляді TIN* є сукупністю сполучених між собою плоских трикутних граней, що опираються на нерівномірно розміщену в просторі мережу точок з відомими відмітками топографічної поверхні. TIN-модель містить інформацію про відмітки характерних точок поверхні, розміщених на структурних лініях рельєфу – вододілах, тальвегах, а також на переломах поздовжнього і поперечного профілів схилів [33]. ЦМР стають основою для виконання багатьох аналітичних процедур (обчислення ухилів, експозицій тощо), а також базою зберігання інформації про рельєф цієї території.

Запитання для самоперевірки знань

1. Які вчені вивчали морфологію рельєфу?
2. Яка послідовність досліджень точкових і лінійних елементів рельєфу?
3. Назвати план морфологічного дослідження схилів.
4. В чому полягає методика дослідження форм рельєфу?
5. Які Ви знаєте типи рельєфу?
6. Перелічити аспекти дослідження комплексів рельєфу.
7. Що таке цифрові моделі рельєфу і як їх використовують у морфологічному аналізі?

Бібліографія

1. *Байрак Г.Р.* Практикум з курсу "Геоморфологія": навч.-метод. посібник / Г.Р. Байрак, Р.М. Гнатюк, П.М. Горішний, Я.Б. Хомин. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2015. – 95 с.
2. *Байрак Г.* Висвітлення морфометричних показників рельєфу методами ArcGIS // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Матеріали міжн.семінару. – Львів, 2008. – С. 135–140.

3. *Байрак Г.Р.* Аналіз рельєфу і природокористування рівнин заходу України за аерокосмічними даними : Монографія / Г.Р. Байрак. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І.Франка, 2007. – 296 с.
4. *Башенина Н.В.* Геоморфологическое картографирование в съемочных масштабах / Н.В. Башенина. – Москва: Изд-во Москов. ун-та, 1975. – 264 с.
5. *Берлянд А.М.* Геоиконика / А.М. Берлянд. – Москва: Астрея, 1996. – 208 с.
6. *Гардинер В.* Полевая геоморфология / Пер. с англ. В. Гардинер, Р. Дакомб. – Москва: Недра, 1990. – 239 с.
7. Географічна енциклопедія України: В 3 т. Т. 1. / Відп. ред. О.М. Маринич та ін. – Київ: Українська Радянська Енциклопедія, 1989. – С. 288.
8. Геоморфологія: терміни й поняття (коментар): навч. посібник для студ. вищ. навч. закл. / Т.С. Павловська; за ред. проф. І.П. Ковальчука. – Луцьк: Волинський нац. ун-т ім. Л. Українки, 2009. – 284 с.
9. *Герасимов И.П.* Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение / И.П. Герасимов. – Москва, 1959.
10. *Горішний П.М.* Методичні вказівки до курсу "Морфологічний аналіз" / П.М. Горішний. – Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 33 с.
11. *Горішний П.М.* Морфологічний аналіз рельєфу для інженерних потреб (на прикладі Західного Поділля): автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук / П. М. Горішний. – Львів, 1998. – 19 с.
12. *Ефремов Ю.К.* Опыт морфографической классификации элементов и простых форм рельефа // Вопросы географии. Картография. – 1949. – Сб. 11. – С. 106–136.
13. Закон України "Про охорону земель" від 19.06.2003, Ст. 47. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://zakon4.rada.gov.ua
14. *Кравчук Я.С.* Геоморфологічне картографування: навч. посібник / Я.С. Кравчук. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2006. – 176 с.
15. *Ласточкин А.Н.* Общая теория геосистем / А.Н. Ласточкин. – Санкт-Петербург: Лема, 2011. – 980 с.
16. *Ласточкин А.Н.* Общая геоморфология. Учение о морфологии рельефа / А.Н. Ласточкин. – Санкт-Петербург, 1991. – 105 с.
17. *Ласточкин А.Н.* Рельеф земной поверхности. Принципы и методы статической геоморфологии / А.Н. Ласточкин. – Ленинград: Недра, 1991. – 340 с.
18. *Ласточкин А.Н.* Морфодинамический анализ: монография / А.Н. Ласточкин. – Ленинград: Недра, 1987. – 256 с.
19. *Лозинський В.В.* Топографічні знімання ділянок місцевості: навчально-методичний посібник / В.В. Лозинський. – Львів, 2012. – 116 с.
20. *Пенк В.* Морфологический анализ / В. Пенк. – Москва, 1961.
21. *Панас Р.М.* Рекультивація земель: навч. посібник. Вид., 2-ге стереотипн. / Р.М. Панас. – Львів: Новий Світ – 2007. – 224с.
22. *Рудницький С.* Знадоби до морфольогії Подільського сточища Дністра // Зб. НТШ. – 1912. – Т. 4. – 310 с.
23. *Симонов Ю.Г.* Геоморфология. Методология фундаментальных исследований / Ю.Г. Симонов. – Санкт-Петербург: Питер, 2005. – 427 с.
24. *Симонов Ю.Г.* Методы геоморфологических исследований: Методология : учеб. пособие / Ю.Г. Симонов, С.И. Болысов. – Москва: Аспект Пресс, 2002. – 191 с.
25. *Симонов Ю.Г.* Объяснительная морфометрия рельефа: монография / Ю.Г. Симонов. – Москва: ГЕОС, 1999. – 251с.
26. *Симонов Ю.Г.* Региональный геоморфологический анализ / Ю.Г. Симонов. – Москва: Изд-во Москов. ун-та, 1972. – 251 с.
27. *Сладкопевцев С.А.* Дешифрирование морфометрии рельефа // Визуальные методы дешифрирования. – Москва: Недра, 1990. – С. 285–297.
28. *Спиридонов А.И.* Геоморфологическое картографирование / А.И. Спиридонов. – Москва: Недра, 1985. – 183 с.
29. *Спиридонов А.И.* Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования / А.И. Спиридонов. – Москва: Высш. школа, 1970. – 456 с.
30. *Спиридонов А.И.* Физиономические черты рельефа как показатель его происхождения и развития // Индикационные географические исследования. – Москва: Наука, – 1970. – С. 92–104.
31. *Тимурзиев А.И.* К методике построения карт морфоизогипс // Геоморофология. Содержание выпусков № 1–4 за 1990 год. geomorphology.igras.ru/index.php?r=206&id=868

32. *Философов В.П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур / Под ред. проф. А.В. Вострякова. – Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1975. – 229 с.
33. *Хромых В.В.* Цифровые модели рельефа: учеб. пособие / В.В. Хромых, О.В. Хромых. – Томск: ТМЛ-Пресс, 2007. – 178 с.
34. *Чемеков Ю.Ф.* Методическое руководство по геоморфологическим исследованиям / Ю.Ф. Чемеков, Г.С. Ганешин, В.В. Соловьев. – Москва, Недра, 1972. – 384 с.
35. *Черванёв И.Г.* Моделированный анализ рельефа: методологические аспекты // Проблемы системно-формационного подхода к познанию рельефа (основные направления в развитии и геоморфологической теории). – Новосибирск: Наука, 1982. – С. 14–21.
36. *Шарая Л.С.* Использование морфометрических статистик для описывания внутренней геометрии равнинных и горных местностей / Л.С. Шарая, П.А. Шарий // Вестник Самарского научного центра РАН. – 2003. – Т. 5. – № 2. – С. 278–286.
37. *Щукин И.С.* Общая геоморфология / И.С. Щукин. – Москва: Изд. Москов. ун-та. Т. I, 1961. – 608 с.; Т. II, 1964. – 555 с; Т. III, 1974. – 380 с.
38. *Щукин И.С.* Общая морфология суши. Т. 1–2 / И.С. Щукин. – Москва; Ленинград: Гос. науч-техн. изд., 1933–1938. – 366–460с.
39. http://uk.wikipedia.org/wiki/Кут_природного_укосу
40. Mayer Larry, 1990, Introductionto Quantitative Geomorphology: Prentice Hall, Englewood Cliffs, NJ, 380 p.

2.2. Структурно-геоморфологічні вишукування

Структурно-геоморфологічні методи – це вивчення рельєфу з погляду виражених у ньому геологічних структур. За допомогою цих методів визначають обумовлені глибинною будовою риси рельєфу, на їхній підставі виявляють новітні тектонічні структури, а також з'ясовують роль тектоніки у формуванні комплексів, форм та елементів рельєфу. Наука, яка вивчає рухи земної кори та створені ними структури (складки, розриви тощо), називається геотектонікою, або просто тектонікою (грец. *tektonike* – будівельне мистецтво), а самі рухи земної кори називають тектонічними рухами [40]. На стику геоморфології та геотектоніки розвинувся окремий напрям геоморфології – структурна геоморфологія [1].

Виділяють три різновиди структурно-геоморфологічного аналізу: морфоструктурний, морфотектонічний і морфоструктурно-неотектонічний.

Методи, які дають розуміння геологічних структур за особливостями морфології рельєфу, називають *морфоструктурними*. Суть морфоструктурних досліджень полягає в аналізі морфологічної будови рельєфу для виявлення геологічних структур і вивчення надр Землі. Головний аспект пошукувань – виділення морфоструктур земної поверхні. *Морфоструктура* – це поєднання форм та елементів рельєфу, в якому простежується їхній взаємозв'язок із геологічною структурою. Протягом геологічної історії характерні спільні умови розвитку рельєфу та структури. Утворення морфоструктур відбулося під переважаючим впливом потужних ендогенних сил з поєднанням дії екзогенних процесів. У межах морфоструктур екзогенні процеси обумовлюють утворення морфоскульптур. Виділенням морфоструктур, визначенням їхнього змісту та аналізом взаємозв'язків рельєфу з геологічними структурами займалися Герасімов І.П. [10], Горєлов С.К. [14], Ганєшин Г.С., Ласточкін О.М., Мещеряков Ю.О. [32], Флоренсов М.О. [46], Сімонов Ю.Г. та ін. В Україні значний вклад у розвиток морфоструктурних досліджень зробили В.Г. Боднарчук (першим виклав уявлення про роль тектонічних рухів у формуванні орогенів Землі), М.Г. Волков, І.Л. Соколовський [9], І.Д. Гофштейн [16], В.П. Палієнко [34], Я.С. Кравчук, С.Ю. Бортник. Герасімов І.П. під морфоструктурою розумів "форми земної поверхні, створені тектонічними рухами, в їх взаємодії з факторами денудації та акумуляції" [10]. За розумінням М.О. Флоренсова, зміст морфоструктури полягає у характеристиці "структурних рис субстрату і поверхневого рельєфу", а не в характеристиці деякої визначеності самого рельєфу [45].

Виділяють геологічні структури площинного та лінійного типу. В геоморфології до структур площинного типу зачисляють морфоструктури. Структури лінійного типу – це різні розривні порушення.

Методи вивчення тектонічних рухів за геоморфологічними ознаками означують як *морфотектонічні*. Тектонічні рухи – це основний чинник формування рельєфу земної поверхні. Вони створюють області седиментації та зони змиву або знесення, контролюють проходження цих процесів і потужності накопичення товщ. Обумовлюють трансгресії і регресії морів. Деформують первинні структури, створюючи вторинні – складчасті, розривні. Формують неоднорідності будови земної кори. Цим пояснюється важливість для географів і геоморфологів, зокрема, вивчення швидкості, амплітуди, направленості та проявів тектонічних рухів.

В останні десятиліття набув розвитку *морфоструктурно-неотектонічний аналіз*. Це поєднаний аналіз рельєфу і геологічних структур для визначення закономірностей їхніх співвідношень та особливостей розвитку в різних ендогенних обстановках протягом неотектонічного етапу розвитку літосфери. Вивчають активність площинних і лінійних структур протягом олігоцен-четвертинного або лише четвертинного періоду. Об'єктами досліджень стають рельєф і неотектонічні структури різного рангу [35].

2.2.1. Вивчення структур площинного типу та їхніх взаємозв'язків із рельєфом

Структури площинного типу – це частини земної поверхні з відповідною геологічною будовою, розташовані у міжрозривних ділянках тектонічного стиснення. Залежно від розмірів бувають різних порядків. До площинних структур першого порядку зачисляють *платформи та складчасті зони*. Для *платформ* характерна двоярусна будова: знизу складчастий, деформований фундамент, зверху – осадовий чохол із спокійно залягаючими породами. Проявляються слабкі тектонічні рухи (головно коливальні). Переважає плоский, хвилястий чи горбистий рельєф – низовини, височини, плато та нагір'я. Платформи поділяють на давні і молоді. У давніх платформ чохол складений докембрійськими породами, віком понад 1 млрд років, у молодих – палеозойськими та мезозойськими. До давніх зачисляють такі: Австралійська, Східно-Європейська, Сибірська, Північно-Китайська, Південно-Китайська, Індостанська, Африканська, Південно-Американська, Північно-Американська, Східно-Антарктична платформи. Молоді платформи розташовані на периферії давніх. За віком (часом завершення складчастості) виділяють епіпалеозойські (епікаледонські і епігерцинські) та епімезозойські платформи. Їх часто називають ще плитами, проте від плит – структур другого порядку, відрізняються значно більшими розмірами. Це Західно-Європейська, Західно-Сибірська, Туранська, Патагонська платформи.

У межах платформ виділяють площинні структури другого порядку – щити і плити, блокові, кільцеві структури, антеклізи, синеклізи та моноклiналі. У *щитах* складчастий фундамент виступає на поверхню, на них немає платформеного чохла, оскільки їм властиві стійкі підняття. Відомі Алданський, Амазонський, Арабо-Нубійський, Байкальський, Балтійський, Бразильський, Гвіанський, Індійський, Канадський, Український, Центрально-Австралійський, Центрально-Африканськийта інші щити. *Плити* складені осадовим чохлом, який переважно опускався. Вони можуть занурюватися нижче рівня океану й утворювати шельфові моря, в яких накопичуються осадові відклади [28]. В Україні розташовані Волино-Подільська та Скіфська плити (рис. 2.2.1), у Західному Сибіру – Тімано-Печорська плита.

Блокові структури або мікроплити – це структури, які розташовані між взаємно перпендикулярними зонами глибинних розломів. Вони охоплюють частини платформ і синклінальних областей або можуть бути частинами щитів чи плит. У західній частині України виділяють мікроплити Санську, Малополіську, Подільську, Панонську, Молдавську [7].

Кільцеві – структури, для яких характерна округло-ізометрична форма, що добре відображається в сучасному рельєфі у вигляді кільцевого або радіально-променистого розташування гідромережі, ізометричних піднять або западин рельєфу, концентричного або дугового розташування хребтів та увалів, долин і озер та ін. Кільцеві структури поділяють на магматичні, метаморфічні, тектонічні й імпактні (або астроблеми), а також сформовані спільною дією кількох процесів, наприклад, тектоно-магматичні. Окремо виділяється група гігантських кільцевих структур або нуклеарів, діаметр яких досягає сотень і тисяч кілометрів. Відомі Північно-Американський нуклеар, діаметр якого 3 800 км, Західно-Африканський (3 600 км), Амазонський (3 200 км), Центрально-Африканський (2 800 км), Скандинавський (500 км) та ін. [26].

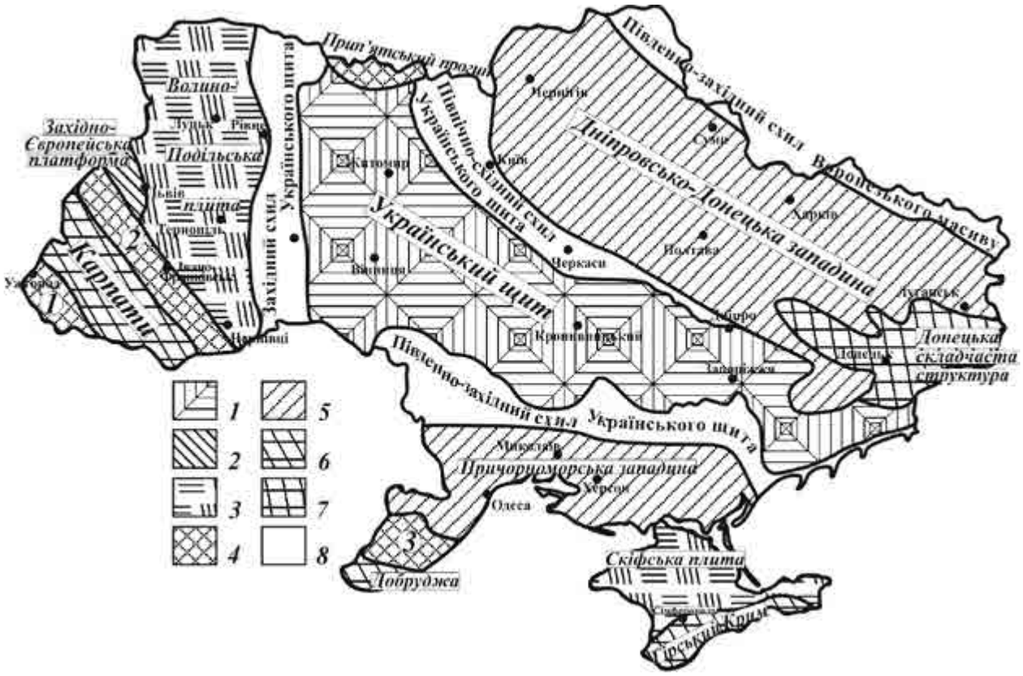


Рис. 2.2.1. Схема тектонічних структур України.
Умовні позначення: 1 – кристалічний щит; 2 – південно-східна околиця Західно-Європейської платформи; 3 – плити; 4 – прогини; 5 – западини; 6 – сучасні складчасті структури; 7 – давня складчаста структура; 8 – схили щита і Воронезького кристалічного масиву. Цифри в кружечках на карті: 1 – Закарпатський прогин, 2 – Прикарпатський прогин; 3 – Переддобруджинський прогин

Антеклізи – пологі додатні підняття шарів земної кори в межах платформ, які досягають сотні кілометрів впоперек простягання (рис. 2.2.2). На них здебільшого поширені денудаційні рівнини. На поверхню виходить кристалічний фундамент і його наявність свідчить про те, що тут тривалий час панувала денудація. В межах Східноєвропейської платформи розташовані Білоруська, Воронезька антеклізи. *Синеклізи* – опущені області в межах платформ з округлими обрисами, які мають діаметр до декількох сотень кілометрів [2]. Нахил шарів на крилах синекліз ледь доходить до одного градуса. На них розвинені акумулятивні рівнини або розташовані моря. Вони складені потужними товщами неоген-четвертинних відкладів. Денудація на суші розвинена локально, переважає акумуляція. Відомі синеклізи Балтійського моря, Паризька, Ютландська, Мещерська, Прибалхаська, Конго і Таудені в Африці.

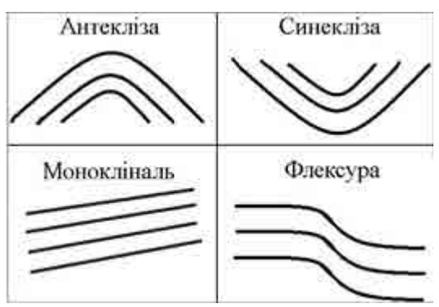


Рис. 2.2.2. Види деяких тектонічних структур на платформах

Структури третього порядку на платформах – це *вали і прогини, куполи і мульди, флексури і розриви, горсти і грабени, малі блокові структури*. Вали – видовжені додатні підняття шарів порід, які мають десяток кілометрів упоперек простягання. Прогини – від'ємні видовжені структури у кілька десятків кілометрів у поперечнику. Куполи і мульди – округлі складки від кількох до десятка кілометрів у діаметрі; куполи – випуклі, мульди – ввігнуті структури. Флексури – ступінчасті, колиноподібні злами гірських порід, які мають радіус від десятка сантиметрів до сотні метрів [3]. Розриви – лінійні зміщення гірських порід. Горсти – столовоподібні підняття з крутим нахилом шарів на краях. Грабени – вузькі від'ємні структури з різко падаючими шарами порід по периферії. Відомі грабени Червоного моря, озера Байкал та ін. *Малі блокові структури* розташовані між зонами приповерхневих розломів чи одного глибинного і багатьох приповерхневих розривів. Блокову структуру фундаменту має Волино-Подільська плита.

Складчасті зони (орогенні області, рухомі пояси) – видовжені структури літосфери з гірським рельєфом на поверхні. Для них характерні різко диференціальні рухи великої амплітуди. Виділяють чотири *стадії їхнього утворення*: 1) геосинклінальна стадія або початку занурення, яка характеризується послідовним збільшенням амплітуди чи розширенням області опускання, куди втягуються все нові та нові ділянки суші; 2) передорогенна (грец. *орос* – гора) стадія – продовження опускання з утворенням морського басейну та накопиченням осадового матеріалу, потужність якого іноді досягає 10–15 км; 3) ранньо-орогенна стадія – початок загального підняття, з'єднання внутрішніх підняттів в єдине велике складчасте підняття, яке складається з антиклінальних і синклінальних складок; 4) власне орогенна стадія – формування системи високих гірських хребтів, розділених глибокими міжгірськими дислокаціями. На цій же стадії відбувається руйнування гірських порід вивітрюванням.

➢ В геологічній історії виділяють чотири *цикли горотворень* – байкальський (закінчився у середньому кембрії (палеозой, 540 млн років тому)), каледонський (за давньою назвою Шотландії – Каледонія, завершився в кінці силуру – на початку девону (близько 400 млн років тому)), герцинський (староримська назва гір Гарца у Німеччині, закінчився у пермському періоді (240 млн років тому)), альпійський (розпочався з середини мезозою (150 млн років тому) і продовжується до цього часу).

Складчасті зони складаються з різного розміру *складок* – хвилеподібних згинів шарів гірських порід. Розрізняють два типи складок: випуклі антиклінальні та ввігнуті синклінальні. У кожній складці виділяють такі елементи: ядро – внутрішня частина складки; замок (склепіння в антиклінальних складках) – місце перегину верств; крила – бокові частини складки; осьова площина – площина, яка ділить кут між крилами складки на дві рівні частини; шарнір – лінія, яка з'єднує точки максимального перегину шару в замку складки; вісь складки – лінія перетину осьової площини з поверхнею Землі (рис. 2.2.3).

За положенням осьової площини складки поділяють на: прямі (якщо осьова площина проходить вертикально), похилі (якщо осьова площина нахилена), лежачі (якщо вона займає горизонтальне положення) та перевернуті (якщо осьова площина нахилена нижче горизонту).

За характером склепіння складки поділяють на: гострі, округлі, ізоклінальні (характеризуються паралельними крилами), віялоподібні, сундучні (мають плоский широкий замок).

За співвідношенням розмірів (довжини та ширини) у плані складки поділяють на: лінійні, брахіскладки й ізометричні. В лінійних складках довжина значно перевищує ширину. Брахіскладки – це овальні складки, довжина яких у 20 разів перевищує ширину; серед них виділяють брахіантикліналі (випуклі складки) і брахісинкліналі (ввігнуті складки). В ізометричних складках довжина та ширина приблизно однакові (це куполи і мульди на платформах).

Антиклінальні та синклінальні складки вважають структурами нижчого порядку в ієрархії структур складчастих зон. Підняті активними тектонічними рухами структури вищого порядку – це *антикліноріїї* (Альпійсько-Карпатський, Тібетський) і *мегаантикліноріїї* (Альпійсько-Гімалайський, Тихоокеанський, Урало-Монгольський). Разом з ними розвиваються структури, амплітуда насувів і піднять яких була меншою, ніж у сусідніх областях. Це *синкліноріїї* (менших розмірів) і *мегасинкліноріїї*. У них розвиваються передгірські прогини чи міжгірські депресії. Всередині складчастих областей можуть існувати серединні масиви – досить стабільні давні структури, які не піддалися складчастості, але розчленовані розривними порушеннями [17].

Описані геологічні структури мають різне співвідношення з рельєфом. Якщо додатній геологічній структурі відповідає до-

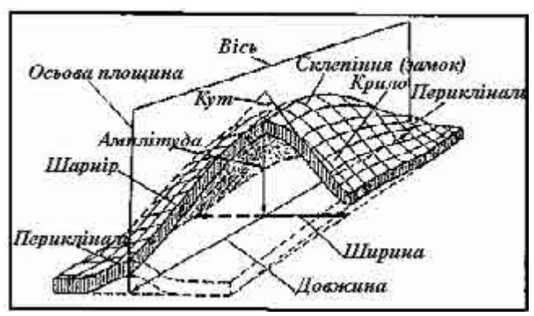


Рис. 2.2.3. Елементи складки [3]

датний рельєф чи від'ємній структурі – від'ємний рельєф, то говорять про *пряме співвідношення* або узгодженість рельєфу зі структурою (рис. 2.2.4).

а	*б*	Пряме співвідношення (*а* – додатне; *б* – від'ємне)
		Обернене співвідношення (інверсія рельєфу)
		Перехідні типи співвідношень

Рис. 2.2.4. Види співвідношень рельєфу та геологічної структури

Наприклад, антеклізі відповідає височина, антикліналі – хребет, синеклізі – котловина моря, синкліналі – міжгірська котловина. В межах України декілька мегаформ рельєфу мають пряме співвідношення з глибинною структурою. Закарпатській низовині відповідає Закарпатський внутрішній прогин, Прип'ятській низовині – Прип'ятський прогин, Придніпровській височині – Український щит, Придніпровській низовині – Дніпровсько-Донецька западина, Причорноморській низовині – Причорноморська западина, Скибовим і Полонинсько-Чорногірським Карпатам – відповідно, Зовнішня та Внутрішня антиклінальні зони, Чорноморській глибоководній западині – котловина Чорного моря.

Якщо додатній геологічній структурі відповідає від'ємний рельєф або від'ємній структурі – додатний рельєф, то говорять про *непряме (обернене) співвідношення* або неузгодженість рельєфу зі структурою. Використовують також термін *"інверсія"* рельєфу – зміна рельєфу агентами денудації з утворенням зворотних співвідношень між геологічними структурами (чи заляганням пластів) і формами рельєфу [51]. Рельєф не є вираженням геологічної структури. Наприклад, гірські хребти, приурочені до синкліналей; річкові долини, що прорізали склепіння антикліналей із податливими породами.

В Україні кілька мегаформ рельєфу інверсійні до геологічної структури. Це Передкарпатська височина, в основі якої є Передкарпатський прогин; Подільська та Волинська височини, які відповідають зануренню кристалічного фундаменту на західному й південно-західному схилах Українського щита; височина Розточчя відповідає Львівському палеозойському прогину; в окремих районах Верхньоприп'ятської низовини є Ковельський виступ кристалічного фундаменту та Північноукраїнська горстова зона; в основі Вододільно-Верховинських Карпат – Центральна синклінальна зона.

Виділяють також перехідні типи співвідношень рельєфу та структури. *Перехідні* форми характерні, наприклад, для денудаційного чи ерозійного рельєфу, який зрізає додатні та від'ємні структури. Геологічні структури можуть сформуватись дещо зміщеними стосовно рельєфу або бути несумірними з ним. Тоді говорять про *часткове узгодження* рельєфу та структур. *Співвідношення* називають *напівоберненими (напівпрямими).* Наприклад, Волино-Подільська височина має часткове узгодження з глибинною структурою, оскільки її західний край перебуває у межах слабко зануреної Волино-Подільської моноклінали та Львівського прогину, а східний відповідає Українському щиту. Можна говорити про неузгодженість її західної частини зі структурою, оскільки в основі

височини залягає прогин і нахилена моноклінаь та узгодженість східної, де височині відповідає кристалічний щит.

Під час аналізу співвідношень геологічних структур і рельєфу послідовно беруть до уваги форми першого, другого, третього і т.д. порядків. Досліджують узгодженість великих і малих форм, оскільки в межах мегаформ рельєфу можуть бути мезоформи, які не відповідають загальному структурному плану території. Гірський хребет може відповідати антиклінорію, а його вершини – окремим синклінальним складкам.

Геологічні структури виявляють геофізичними методами, бурінням свердловин і складанням глибинних профілів залягання товщ порід, а також внаслідок безпосереднього обстеження відслонень порід.

➢ Під час досліджень *морфоструктур* виділяють різні види за рангами – глобальні (континентальні), субконтинентальні, регіональні, субрегіональні, локальні.

Глобальні (континентальні) морфоструктури мають площі, які відповідають великим частинам континентів. В їхній основі залягають геологічні структури першого порядку чи структури другого порядку великих розмірів. Наприклад, морфоструктури Східно-Європейської, Західно-Європейської, Західно-Сибірської рівнин, Східно-Сибірського плоскогір'я та ін. В основі згаданих морфоструктур є, відповідно, Східно-Європейська платформа, Західно-Європейська плита, Західно-Сибірська плита і Сибірська платформа, Альпійська, Карпатська гірські системи – складчасті споруди континентального рангу з покривно-насувною структурою.

Субконтинентальні морфоструктури – частини глобальних морфоструктур, які перебувають у прямому чи напівпрямому співвідношенні з геологічними структурами другого порядку. Субконтинентальними є морфоструктури Волино-Подільська, Придніпровська, Поліська, Причорноморська, Західні, Східні і Південні Карпати та ін.

Глобальні і субконтинентальні морфоструктури виділяють на дрібномасштабних гіпсометричних і топографічних картах, космознімках, 3d-моделях у ГІС з використанням тектонічних карт. Вони стають основою для виділення в їхніх межах морфоструктур нижчих порядків.

Регіональні морфоструктури виявляють на середньомасштабних матеріалах (1:1 000000 – 1:100 000). Це чітко виражені морфологічні неоднорідності в окремих субконтинентальних структурах. Вони можуть мати єдине простягання орогідрографічних елементів, більшу чи меншу розчленованість на фоні всього регіону, спільні риси додатних чи від'ємних форм тощо. У межах Волино-Подільської морфоструктури виділяють регіональні: Волинську, Мале Полісся, Західно-Подільську, Східно-Подільську і Балтську. В межах Східних (Українських) Карпат виділяють регіональні морфоструктури Скибових, Вододільно-Верховинських, Полонинсько-Чорногірських і Вулканічних Карпат.

Субрегіональні морфоструктури – це комплекси форм рельєфу, які мають морфологічну подібність, в основі яких є геологічні структури третього порядку, частини структур другого порядку, великі структурні блоки між глибинними розломами. Їх визначають, зіставляючи тектонічні, геологічні карти з топокартами, космознімками чи об'ємними ГІС-моделями. Відповідають масштабам 1:100 000 і більші. Простягаються до сотні кілометрів. У межах регіональної морфоструктури Західного Поділля виділяють субрегіональні структури Львівського плато, Гологоро-Кременецького пасма, Опілля, Тернопільського плато, Придністерського плато, Товтрового пасма. В межах Скибових Карпат виділяють субрегіональні морфоструктури Бескидів, Горган і Покутсько-Буковинських Карпат. Субрегіональні морфоструктури можуть бути єдиним цілим або охоплювати структури нижчого порядку.

Локальні морфоструктури – мезоформи рельєфу зі схожими морфографічними чи морфометричними характеристиками, яким відповідають геологічні структури третього порядку або малі структурні блоки між тектонічними розломами різного рангу. Виявляють на матеріалах 1:50 000 і більші. Можуть простягатись на десятки та на кілька кілометрів. У субрегіональній структурі Опілля виділяють кілька локальних структур: Миколаївське, Перемишлянське, Бережанське, Придністерське Опілля. У морфоструктурах гірських областей локальні морфоструктури – це великі хребти (іноді міжгірські долини), що відповідають окремим тектонічним насувам чи складкам.

Якщо дослідження виконують у межах конкретного регіону, то можливий поділ *морфоструктур на першого, другого, третього і т.д. порядків*. Регіональна морфоструктура в цьому випадку стає морфоструктурою першого порядку, а локальним морфоструктурам присвоюють нижчі поряд-

ки. Наприклад, в Українських Карпатах виділяють морфоструктуру першого порядку Скибові Карпати, які сформувалися на Скибовому покриві. До морфоструктур другого порядку цього регіону входять окремі скиби – Берегова, Орівська, Сколівська, Парашки, Зелемянки і Рожанки. Морфоструктурами третього порядку є окремі хребти і поздовжні долини, в основі яких залягають окремі складки (луски) [40].

Аналіз структур площинного типу передбачає такі дослідження:

- морфоструктурне районування території, під час якого виділяють морфоструктури різного рангу (з використанням тектонічних і топографічних карт чи об'ємних ГІС-моделей рельєфу);
- визначення генезису та віку морфоструктур, ступеня успадкованості та історії розвитку (на підставі тектонічних, геологічних і палеогеографічних карт);
- виявлення характеру співвідношень між рельєфом і геологічними структурами (використовуючи геологічні профілі, тектонічні карти). Одним із методів постає виділення на підставі тектонічних і топографічних карт різнорангових структур та осей складок, а також орогідрографічних елементів для аналізу їхньої узгодженості з цими структурами;
- характеристика морфології рельєфу в межах конкретних морфоструктур (на підставі даних ГІС, картометричних вимірювань);
- у складчастих областях: характеристика виражених у рельєфі складок – їхні види та параметри елементів (на основі 3d-моделей, космознімків); визначення тривалості стадій утворення гір; поступовий чи різкий характер переходів між стадіями, втілений у змінах умов формування рельєфу (польовими методами, за геолого-геоморфологічними профілями);
- виділення форм та елементів рельєфу, які засвідчують прояви геологічних структур: закономірно впорядкованих вершин, хребтів, рисунка долинної мережі, урвистих ділянок схилів, різких ребер та уступів на схилах (використовуючи топокарти чи космознімки);
- виявлення тектонічної обумовленості долин, уступів на схилі та виокремлення їх у межах різнорангових морфоструктур. Тектонічну обумовленість долин визначають за прямими їхніми відрізками в плані, вузькими долинами з крутими схилами у профілі. Тектонічну обумовленість уступів визначають, використовуючи зміщення по лінії уступу одновікових форм; контакту різновікових і різного походження порід; витриманості його простягання на великі відстані тощо. За топокартами та космознімками характеризують морфологічні особливості долин чи уступів, а за тектонічними картами визначають їхню відповідність зонам розломів;
- виділення граней рельєфу, які свідчать про моноклінальне чи горизонтальне залягання глибинних структур (за даними ДЗЗ);
- картографування кільцевих структур, з'ясування їхнього генезису, визначення форми (проста чи складна), розмірів і параметрів елементів (з використанням даних ДЗЗ).

2.2.2. Аналіз структур лінійного типу та їхнього вираження в рельєфі

Структури лінійного типу – це порушення суцільності літосфери чи окремих її напластувань у вигляді розривів. Розривні порушення геологи ще називають диз'юнктивними. Виділяють дві групи розривних порушень: розриви без зміщення гірських порід і розриви зі зміщенням гірських порід.

До розривів без зміщення належать лінійно витягнуті тектонічні тріщини, які часто трапляються в ядрах лінійних складок, а також радіальні та концентричні тріщини на куполоподібних підняттях. Розриви зі зміщенням характеризуються зміщенням гірських порід по тріщині розриву. Ділянки гірських порід, розділені поверхнею розриву, називаються крилами розриву. Залежно від напряму відносного переміщення розрізняють підняте й опущене крило, а в разі субгоризонтального розриву виділяють висяче та лежаче крило. За кутом падіння поверхні розривного зміщення виділяють вертикальний (90°), похилий (0–90°), крутопадаючий (45–90°), пологопадаючий (0–45°) і горизонтальний розриви.

За відносним переміщенням блоків виділяють:

- скиди та підкиди з переміщенням у вертикальній площині по крутопадаючій поверхні розриву, які поділяються на нормальні скиди (поверхня розриву нахилена у напрямі опущеного крила); підкиди (поверхня розриву нахилена у напрямі піднятого крила); вертикальні скиди (поверхня розриву вертикальна) (рис. 2.2.5);

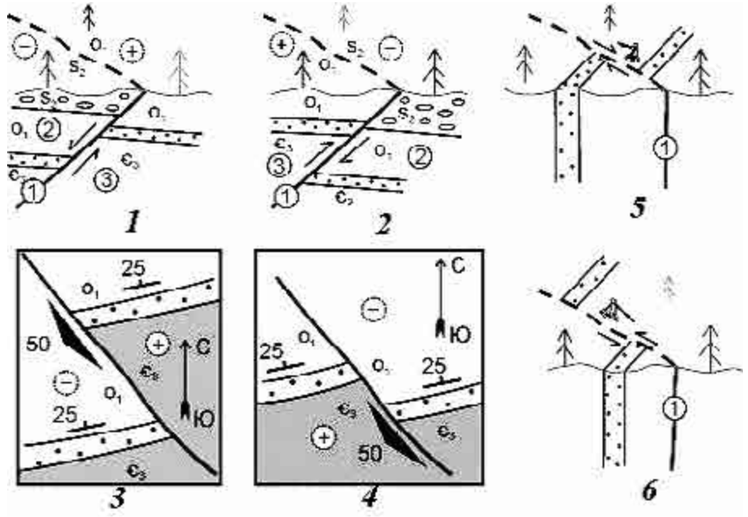


Рис. 2.2.5. Скиди, підкиди, зсуви у плані та профілі [27].
Умовні позначення: *1* – скид; *2* – підкид; *3* – скид у плані; *4* – підкид у плані; *5* – правий зсув; *6* – лівий зсув.
Цифри в кружечках: 1 – лінія розлому; 2 – опущений блок; 3 – піднятий блок

- зсуви з переміщенням у горизонтальній площині по крутопадаючій поверхні розриву, які поділяються на ліві зсуви (з переміщенням протилежного крила ліворуч або проти годинникової стрілки); праві зсуви (з переміщенням протилежного крила праворуч або за годинниковою стрілкою);
- скидо- і підкидо-зсуви з переміщенням у вертикальній і горизонтальній площині одночасно по крутопадаючій поверхні розриву, яка нахилена у бік опущеного (скидо-зсув) або піднятого (підкидо-зсув) крила; за умови вертикального розміщення поверхні розриву виділяється вертикальний скидо-зсув;
- насуви з переміщенням у горизонтальній площині по поверхні зміщення, яка падає полого (рис. 2.2.6);
- розсуви з переміщенням крил перпендикулярно один до одного. У підсумку утворюються послаблені зони, або зяючі тріщини, які часто заповнюються або магматичними породами у вигляді окремих дайок чи їхніх систем, або відкладанням рудоносних розчинів у вигляді жильних рудних тіл [31].

За співвідношенням з простяганням основних складчастих структур виділяють поздовжні, поперечні та діагональні, а також згідні й незгідні розриви.

Особливу категорію розривних структур утворюють *тектонічні розломи*. За глибиною проникнення у шари порід розломи поділяють на три ранги: 1) глибинні (підкорові), які формуються у верхній мантії на глибинах 50–60 км; 2) глибокого закладання – корові (приповерхневі), що виникають у земній корі на глибинах 10–60 км; 3) неглибокого закладання – поверхневі, які січуть глибини менше 10 км. За іншими класифікаціями глибинні розломи означують як планетарні або глобальні, корові – регіональні, поверхневі – локальні розломи або тектонічні тріщини.

Значну увагу науковці всього світу приділяють вивченню *глибинних розломів*. Термін запропонував О.В. Пейве у 1945 р. На відміну від поверхневих структур, глибинні розломи утворюють потужні зони завширшки від кілометра до десятків кілометрів. У рельєфі виділяються спрямленими

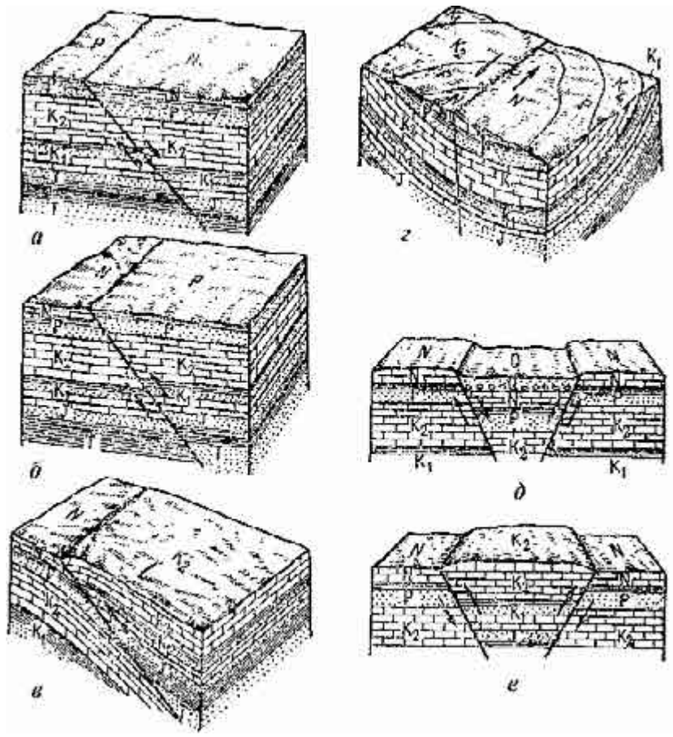


Рис. 2.2.6. Тектонічні рухи за кінематикою розривів:
а – скид; *б* – підкид; *в* – насув; *г* – зсув; *д* – грабен; *е* – горст

ділянками долин рік і морського узбережжя, обривистими схилами гір. З сучасними глибинними розломами пов'язані значні численні землетруси і підвищений тепловий потік. Вони контролюють розміщення активних структур земної кори, часто є границями великих структурних елементів геосинкліналей, рухливих зон, континентів і океанів.

Глибинні розломи відігравали важливу роль у формуванні різних типів корисних копалин. По-перше, як зони підвищеної проникності розломи мають рудоконтролююче значення. По-друге, до зон глибинних розломів, розвинених у фундаменті нафтогазоносних басейнів, часто приурочені ланцюжки родовищ нафти та газу. По-третє, саме глибинні розломи є тими структурами, в межах яких відбувається найінтенсивніша циркуляція підземних вод, їхнє розвантаження у вигляді мінеральних і термальних джерел [19]. Цим визначається геолого-геоморфологічне значення і необхідність детального вивчення глибинних розломів.

Вивчення лінійних структур

- ✓ Дослідження тектонічних розривів і характеру переміщення блоків виконують за допомогою геофізичних методів. У зонах розломів відбувається стрибкоподібна зміна практично всіх фізичних властивостей гірських порід, що проявляється в наявності різних геофізичних аномалій, зокрема, змін зон сили тяжіння, магнітного й електричного полів, смуг згасання сейсмічних хвиль. У магнітних полях такі розломи виявляються за значної протяжності лінійними аномаліями, ланцюжками вузьких позитивних аномалій магнітного поля, зміною простягання осей і форми магнітних аномалій. У гравітаційному полі глибинним розломам також відповідають вузькі зони підвищених градієнтів гравітації чи так звані гравітаційні ступені, протяжні позитивні аномалії поля сили тяжіння, поля змінного знака, розворот і зміна форми гравітаційних полів. У зонах глибинних розломів відбувається зміщення опорних геофізичних горизонтів, а також підошви земної кори, поверхні консолідованої кори, а також основних шарів всередині кори. В окремих випадках зміщення границі Мохо досягає 10–20 км. **Глибинні розломи** також виділяються за місцезнаходженням сейсмофокальних поверхонь і розташуванням гіпоцентрів землетрусів [42].
- ✓ Важливим інструментом досліджень характеру переміщення блоків (зсувів, насувів, скидів і підкидів) є геолого-геоморфологічні профілі, побудовані на підставі даних свердловин. На них видно характер виклинювання порід.
- ✓ Виділення глибинних розломів виконують за допомогою матеріалів ДЗЗ. Виник так званий *лінеаментний аналіз*. Поняття "лінеамент" увів у науку американський геолог Вільям Хоббс ще у 1911 р., під яким він розумів елементарну лінію різкої зміни параметрів географічного, геологічного та геофізичного середовищ. *Лінеаменти* на космознімках (лат. *lineamentum* – лінія) – це лінійні елементи зображення, які відповідають на місцевості прямолінійним чи злегка вигнутим об'єктам земної кори, які відображають її різномасштабні, різночасові та різноглибинні неоднорідності [25]. Лінеаменти можуть прямо відповідати розломам або бути непрямим відбиттям похованого розлому і на поверхні не проявлятися. Вони також можуть бути поверхневим "слідом" похованих геологічних контактів, границь і лінійних утворень іншого роду, що не належать до категорії розривних. На космознімках лінеаменти зображають у вигляді добре витриманих за простяганням границь ландшафтних зон, схилових уступів, ланцюжків озер та інших знижень, льодовикових трогових долин, ліній розподілу різних типів ґрунтів або рослинності.

За співвідношенням з раніше з'ясованими розривами геологічної структури лінеаменти поділяють на: 1) ті, які збігаються з розломами різного рангу; 2) ті, що продовжують відомі розломи; 3) автономні (незалежні від відомих раніше розривів), що січуть утворення, генезис яких потребує уточнення. Поєднання лінеаментних систем утворює певний графічний рисунок: паралельний, перехресний Х-подібний, зчленований Y і Т-подібний, ромбовидний, кільцеподібний.

За генезисом вирізняють: 1) лінеаменти географічного середовища: оро- (топо-), бати-, фото-, космолінеаменти; 2) лінеаменти геологічної структури: гео-, тектоно-, метало-, гідролінеаменти; 3) лінеаменти геофізичних та інших полів: магніто-, граві-, сейсмо-, термолінеаменти [25].

За протяжністю лінеаменти поділяють на локальні, регіональні, трансрегіональні та глобальні (рис. 2.2.7). Трансрегіональні лінеаменти, які перетинають континенти та їхні частини, часто відповідають зонам глобальних і регіональних розломів. Саме за великими лінеаментами виявлені такі регіональні глибинні розломи: Сан-Андреас (протягається вздовж західного узбережжя Північної Америки на 1300 км), Східно-Африканський, Північно-Анатолійський, Йорданський та ін.

Рис. 2.2.7. Лінеаменти Опілля, виділені на 3d-моделі рельєфу [5].
Масштаб 1:200 000. Умовні позначення: *1* – лінеаменти 1-го порядку, що відповідають тектонічним лініям; оролінеаменти: *2* – 2-го порядку, *3* – 3-го порядку. Цифри 1–6 на рисунку – номери лінеаментних вузлів

За кутом нахилу до площини екватора серед найбільших лінеаментів виділено п'ять груп. Меридіональні лінеаменти утворюють від екватора до полюса рівномірну систему лінійних структур, розташованих у 600–800 км одна від одної і не відхиляються більше, ніж на 15° від меридіонального напряму. Широтні – майже паралельні до площини екватора з відхиленням до 10° приурочені головно до північного сходу Азії і розташовані на відстані 800–1000 км один від одного. Діагональні – структури північно-західного (315°), північно-східного (45°) і дугоподібного простягання. Діагональні північно-західні лінеаменти найбільше характерні для заходу України [23].

- ✓ Автоматично виділяє лінеаменти на цифрових моделях рельєфу (ЦМР) і космозображеннях *програма LESSA*. Аналіз базується на розподілі й орієнтації дрібних лінійних елементів рисунка (штрихів). Після ряду операцій будують протяжні лінії, визначають їхні напрями та густоту. У ЦМР виокремлюють осі долин і хребтів, в аналізі беруть участь тільки елементи рельєфу, що дозволяє виключити лінії іншого походження. На заключному етапі порівнюють отримані дані з матеріалами геолого-структурних досліджень [54].

Тектонічні розломи на космознімках виділяють за прямими та непрямими ознаками. Прямими ознаками виділення є такі геологічні ознаки: а) порушення суцільності геологічної структури, а також зміщення в плані фотомаркувальних пластів, контактів порід, дайок, і їхнє зрізання чи зникнення вздовж якої-небудь прямої лінії; б) порушення умов залягання пластів, тобто слабко помітна чи різка зміна їхнього простягання вздовж однієї лінії, поворот голів пластів тощо; в) прямолінійний контакт між різновіковими і різнодислокованими породами, який виражений у різких відмінах рисунка фотозображення товщ, які контактують по розлому; г) наявність зон зминання, брекчіювання, розсланцювання, лінійні прояви магматизму та вулканізму.

До непрямих ознак виділення розломів належать геоморфологічні, гідрогеологічні та геоботанічні. *Геоморфологічні ознаки*: а) тектонічні прямолінійні уступи чи тектонічні підніжжя схилів, вздовж яких проходить прямолінійна границя міжкорінними та пухкими породами, тектонічні долини і котловини, оточені крутими схилами; б) вузькі прямолінійні (чи слабко вигнуті) пасма і гребені, утворені дайковими чи жильними тілами, що заповнюють пустоти розривів; іноді простежують за фототоном – як вузькі світлі чи темні смуги; в) прямолінійні улоговини чи ерозійні борозни, поперечні до нахилу схилу; різко виражені в рельєфі сідловини на вододілах, витягнуті в одну лінію; г) спрямлені ділянки річкових русел, долин, тимчасових водотоків або повторюваність спрямлення водних потоків під певним кутом; коліноподібні вигини русел рік; прямолінійна направленість протилежних бічних приток, які становлять єдиний напрям; наявність серії перекатів у річковому руслі; д) горизонтальне зміщення озер і боліт вздовж прямої лінії; лінійне розташування озерних впадин, заболочених ділянок, карстових лійок; спрямлення лінії морських та озерних берегів, болотних котловин; е) прямолінійні різкі границі між різними формами рельєфу чи природними ландшафтами.

Гідрогеологічні та геоботанічні непрямі ознаки розривів: а) лінійне розташування джерел у поєднанні з розвинутою в місцях виходу вологолюбною рослинністю; б) чіткіші прояви смуг підземного стоку, які в зоні порушення порід вздовж розлому більш обводнені і виявляють на знімках темнішими фототоном; в) приуроченість до ліній розломів густішої і вологолюбної рослинності, що пов'язане з більшою зволоженістю та ліпшими умовами ґрунтотворення на цих ділянках [25].

На підставі інтерпретації космознімків визначають такі характеристики розривних порушень: розміри, напрям та амплітуда горизонтального, а там, де це можливо, і вертикального зміщення, морфологія, генезис, відносний вік того чи іншого розлому. За результатами інтерпретації дистанційної інформації виділяють дві категорії розривів: ті, що дешифровані на знімках і відображені на геологічних картах; і ті, які віддешифровані на знімках і не зазначені на геологічних картах. Це пояснюють тим, що той самий розлом за протяжністю на різних своїх ділянках виражений неоднаково [47].

- ✓ Польовими методами, оглянувши відслонення порід, дають характеристики локальних розломів і тріщин.
- ✓ Після промірів систем тріщин будують рози-діаграми (у програмах Microsoft Exel чи Stereonett). Викреслюють також рози-діаграми напрямів простягання тальвегів долинних форм, виявляють узгодження тектонічної тріщинуватості регіону і долинної мережі.
- ✓ Для відображення характеру геологічних структур та їхніх співвідношень із рельєфом використовують програму сім'ї ГІС, зокрема, Move.

2.2.3. Геоморфологічні методи дослідження тектонічних рухів

На земній поверхні тектонічні рухи простежуються повсюдно і постійно. Про їхню наявність свідчать товщі порід морського походження, які розташовані на гіпсометричних рівнях гір і височин, а також шари вугільних пластів, що розташовані глибоко під поверхнею.

За часом прояву тектонічні рухи поділяють на: *сучасні*, які відбуваються в останні 300 років і зафіксовані приладами; *новітні (четвертинні, молоді)*, які були в пізньому пліоцені та голоцені, віковий діапазон яких становить 2 млн – 10 тис. років; *неотектонічні*, час проявів яких тривав від початку олігоценової епохи палеогену до голоцену, тобто близько 40 млн років. Рухи, які відбулися до 40 млн років, називають давніми або палеотектонічними.

За направленістю тектонічні рухи можуть бути *вертикальними та горизонтальними*, або тангенціальними. Вертикальні рухи можуть бути незворотними (спрямованими в одну сторону) і зворотними, або *коливними*. Коливні рухи часто називають епейрогенічними, тобто створюючими континенти, бо внаслідок цих рухів відбуваються трансгресії і регресії морів, формуються обриси континентів.

Сучасні вертикальні рухи відбуваються у різних частинах Землі. Інструментально з'ясовано, що тектонічних піднять зазнають Східні Карпати (зі швидкістю 1,5–1,7 мм/рік), північна частина Подільської височини (2,8–4,9 мм/рік), Скандинавія (7–10 мм/рік), Малий Кавказ (8–13,5 мм/рік), Кольський п-ів (до 7–8 мм/рік), території міст Харкова (3,9 мм/рік), Вільнюса (3,8 мм/рік) та ін. Максимальні (8,7 мм/рік) швидкості піднять на території України відмічено в районі м. Знам'янки Кіровоградської області і в північній частині Житомирської області [22]. Сучасні опускання властиві Чорноморському узбережжю Кавказу, яке занурюється зі швидкістю до 12 мм/рік, узбережжю в районі болгарського м. Бургас – 2 мм/рік, берег Чорного моря на захід від Одеси – до 4,3 мм/рік, територія Нідерландів (5–7 мм/рік), а також район Білого моря, частина Прикаспійської низовини, Північний Крим, Камчатка, Сахалін, м. Санкт-Петербург (0,4–0,5 мм/рік) та ін.

Сучасні коливні рухи проявляються у чергуванні вертикальних піднять і опускань певних ділянок земної кори. Коливні рухи відбуваються всюди, але з різною швидкістю. Крім того, коливні рухи на тому самому місці змінюють свій знак (напрям) на протилежний, тобто підняття змінюються опусканням, і навпаки. Характерним наочним прикладом сучасних тектонічних рухів земної кори з неодноразовою зміною знака рухів за історичний час слугує узбережжя Неаполітанської затоки (м. Поццуолі в Італії), де територія з віком забудови 2000 р. до н.е. зазнала опускання і затоплення у XIII ст. (на 5,7 м), далі підняття (1800 роки) і знову зниження у середині XX ст. (на 2,5 м). Руїни м. Херсонеса (Крим), починаючи з IV ст. до н.е. чотири рази затоплювало море, а потім піднімались (цикл коливань становить 5–6 століть) [4].

Важливим показником коливних рухів є їхній *градієнт*, який визначають за відношенням відстані між двома точками до зміни швидкості рухів між цими точками. Якщо як одиницю виміру прийняти рік, то розмірність градієнта буде 1/рік, або рік$^{-1}$. Звичайні значення градієнтів коливних рухів перебувають у межах від $2 \cdot 10^{-8}$ рік$^{-1}$ до $5 \cdot 10^{-8}$ рік$^{-1}$. Це відповідає збільшенню різниці висоти між точками, які розташовані на відстані 100 км, на 2–5 мм/рік. Значення градієнта зростає в межах локальних структур, що інтенсивно піднімаються або опускаються, а також поблизу тектонічних розривів [3].

Сучасні горизонтальні рухи найбільш відчутні у зонах стику літосферних плит та окремих блоків вздовж ліній розломів. Точні лазерні вимірювання з супутників виявили, що блоки земної кори, розділені розломом Сан-Андреас у Каліфорнії, зміщуються один стосовно одного зі швидкістю 30–80 мм/рік (макс. 94 мм/рік 1978 р.). Австралія рухається назустріч Тихоокеанській плиті зі швидкістю 46 мм/рік; Південна Америка наближається до Австралії зі швидкістю 28 мм/рік; Південна і Північна Америка в районі Карибського басейну рухаються назустріч одна одній зі швидкістю 8 мм/рік, а Тихоокеанська плита щороку переміщується у напрямі до Південної Америки на 55 мм. В Україні значні (1020 мм/рік) горизонтальні зміщення зафіксовані в районі Кривого Рога. На таких ділянках зміщуються дороги, огорожі, русла ярів тощо.

Методи вивчення сучасних тектонічних рухів

Сучасні вертикальні рухи вивчають:

- ✓ *водомірним методом* за допомогою мареографа. Починаючи з 80-х років XIX ст., враховуючи ідеї Цельсія і Черського (відомі його засічки на Байкалі), на узбережжях всіх морів встановили спочатку рейки, а потім спеціальні прилади з самозаписувальними пристроями

для спостережень за змінами рівня моря. Виконують алгебричне підсумовування результатів у всьому світі, де встановлені водомірні прилади, і виводять середнє за період часу (наприклад, за 10 років). Так з'ясували, що за останнє століття відбувається систематичне зростання рівня океану зі швидкістю приблизно 1,2 мм/рік. Це пов'язують із таненням льодів Гренландії й Антарктиди у зв'язку з потеплінням клімату. Такі евстатичні (власні) коливання Світового океану незначні, порівняно з вимірюваними більш значними підняттями чи опусканнями берегової суші. Водомірні прилади встановлено також на берегах великих озер і рік, їхні дані підтверджують спостереження у морських портах;

- ✓ *методом повторного нівелювання*. Використовують високоточні геодезичні прилади. Знімання виконують на тій самій ділянці через певний період часу. Перші високоточні нівелювання виконували під час будівництва залізничних колій у XIX ст. Для забезпечення безпеки руху і реконструкцій колій у середині XX ст. були проведені повторні високоточні вимірювання, які виявили зміни показів реперів. Ці зміни не були пов'язані з впливом екзогенних процесів чи інших чинників. Зміни мали систематичний характер і відбуваються в окремій точці з одним знаком, який відповідає знаку структури, де розташований репер. Це дало змогу зробити висновок, що причиною зміщення реперів є рухи земної кори [4]. Зараз у світі створено геодинамічні полігони, на яких через певні періоди виконують повторне геодезичне нівелювання для визначення направленості й амплітуди вертикальних рухів. Їхні дані узгоджують із даними водомірних постів;
- ✓ *непрямими геоморфологічними методами*. Ділянки, які інтенсивно піднімаються в сучасну епоху, характеризуються більшими абсолютними позначками й інтенсивною розчленованістю поверхні молодими ярами, борознами і водотоками, а ділянки, які опускаються, більш рівною, часто заболоченою поверхнею. Про ділянки піднять свідчать оголені стінки ярів, балок, високих заплав чи перших терас рік, проте правильність висновків про повільні підняття підтверджують точні геодезичні обстеження. Складають морфологічні карти, де умовними знаками позначають особливості рельєфу, які можуть ідентифікувати характер тектонічних рухів.

Сучасні горизонтальні рухи вивчають:

- ✓ *методом повторної тріангуляції (трилатерації)*. Вимірюють довжину однієї зі сторін трикутників, закладених на місцевості (тріангуляція) або довжини всіх сторін трикутників (трилатерація). Вимірювання виконують лазерними далекомірами або геодезичними приладами, через деякий проміжок часу дослідження повторюють. До цієї групи методів належать методи повторного визначення координат точок астрономічним способом, розташованих на різних континентах;
- ✓ *методами космічної геодезії*. Визначають точні відстані між точками і їхнє місцеположення стосовно космічних об'єктів. Реєструють радіосигнали від квазарів або лазерних відбивачів, які встановлені на Місяці чи штучних супутниках Землі. Точність вимірювань цим методом досягає мм у рік. З'ясовано, що горизонтальні рухи мають більші амплітуди, ніж вертикальні. Це пояснюють однонаправленим їхнім характером, тоді як вертикальні рухи мають коливний характер.

Методи вивчення новітніх і неотектонічних рухів

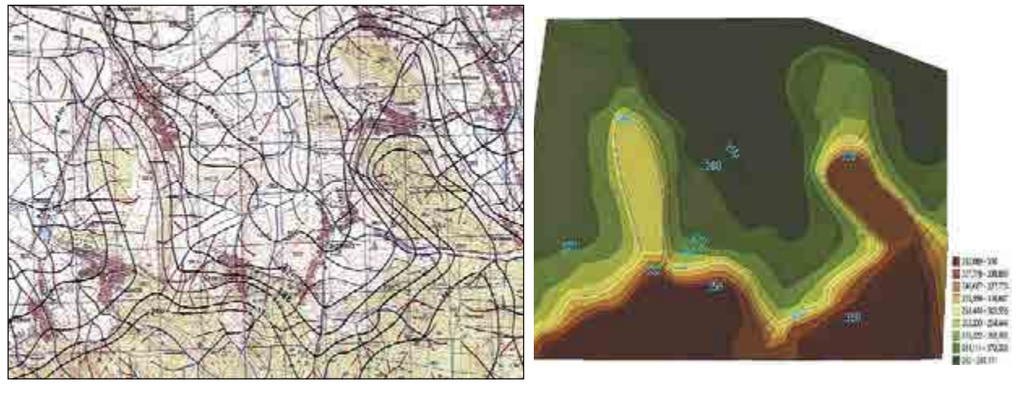
Неотектонічні рухи відіграли винятково важливу роль у розвитку рельєфу всіх материків земної кулі, але найбільш виразно вони зафіксовані в рельєфі "молодих" гір (Карпат, Кавказу, Паміру, Гімалаїв та ін.). Загалом, на території України в неоген-четвертинному періоді переважали висхідні рухи. Сумарні амплітуди піднять Карпат досягали (за даними І.Л. Соколовського і М.Г. Волкова, 1965) 2000 м, на рівнинній частині України – 200–300 м з максимальними підняттями (понад 400 м) у північній частині Подільської височини. Основними методами досліджень новітніх і неотектонічних рухів є геоморфологічні та палеотектонічні. Вони дають змогу ідентифікувати тектонічні рухи за вираженням їх у рельєфі або його літологічній основі.

Геоморфологічні методи

- ✓ *Аналіз зовнішніх обрисів рельєфу (морфографічні)*. Ці методи застосовують для областей, де швидкість вертикальних рухів у кілька разів перевищує швидкість денудації, зокрема, для територій внутріконтинентального, епіплатформенного орогенезу. В таких областях безпосередньо у рельєфі проявляються склепінчасті, склепінчасто-глибові підняття та впадини, що їх розділяють [4]. Виконують аналіз рельєфу в плані й у вертикальному перерізі за геолого-геоморфологічними профілями. На профілях для відображення рельєфу

вертикальний масштаб беруть удвічі більшим, ніж горизонтальний, а для показу структур масштаб дорівнює масштабу карти [27]. Це дає змогу бачити співвідношення зовнішньої та внутрішньої будови, вивчати характер неотектонічних деформацій, по-різному виражених у рельєфі. У плані (на космознімках, середньо- і дрібномасштабних топокартах) видно закономірно впорядковані вершини та долини, різкі уступи на схилах, заломлення долинних форм, які ідентифікують контури структур. Орографічно добре виражені також окремі тектонічні складки та їхні елементи. Складають структурно-геоморфологічні карти, на яких відзначають межі структур і каркас рельєфу, що їх ідентифікує. Для виявлення підводних піднять і прогинів застосовують батиметричні методи, зокрема, космічну радарну та лазерну альтиметрію. Вимірявши відстані від орбіти супутника до поверхні океану, будують карти її рельєфу.

- ✓ *Морфометричні методи*. Аналізують топографічні карти, різномасштабні космознімки та аерофотознімки, щоб виявити аномалії у рельєфі, глибини врізу річкових долин, крутості схилів, ступеня розчленування рельєфу, які засвідчують характер тектонічних рухів. Для виявлення областей неотектонічної активності складають:
  - карти вертикального та горизонтального розчленування. Глибоке 80–150 м/км^2 вертикальне та густе 1,1–4 км/км^2 розчленування поверхні стійких порід виявляє ділянки з активнішими підняттями порівняно з прилеглими областями. Для кількісної оцінки диференційованості неотектонічних рухів складають карти градієнта регіонального нахилу (горизонтальний градієнт амплітуд) і загальної розчленованості (сума довжин горизонталей) [42];
  - карти базисних поверхонь. Базисна поверхня (за В. Філософовим, 1975) – це поверхня, яка проходить через тальвеги долин, які є її каркасом (ребрами). Для побудови карт на топооснову наносять тальвеги всіх долин і з'єднують плавними ізолініями ("ізобазитами") точки перетину тальвегів з однойменними горизонталями рельєфу (рис. 2.2.8). Аналіз базисних поверхонь найчастіше застосовують для платформних слабогорбистих територій, де щільний рисунок ізобазит у вигляді напівеліпса виявляє локальне тектонічне підняття. Якщо вісь цієї фігури збігається з вододілом, то рельєф буде прямим, якщо ж з долиною – оберненим або інверсійним. Локальні підняття добре відображаються базисною поверхнею, побудованою на підставі виділення тальвегів долин другого порядку. Більші структури (вали) відображаються базисною поверхнею, побудованою на основі долин третього порядку, антеклізи і синеклізи – п'ятого–шостого порядків [44];
  - карти морфоізогіпс. За методикою Л.Б. Арістархової, плавними лініями з'єднуються позитивні однойменні виступи хребтів, ребер (ігноруючи тальвеги). Їх будують для відновлення тектонічного рельєфу, для визначення кореляційної залежності між відмітками рельєфу і підошвою рельєфотвірних порід.



а *б*

Рис. 2.2.8. Карти базисних поверхонь:
а) ізобазити 2-го порядку на карті 1:50 000; *б)* ПС-модель базисної поверхні 2-го порядку

✓ *Методи аналізу річкових долин і річкової мережі*. Річкові долини чутливо реагують на тектонічну активність території. Використовують такі методи для виявлення неотектонічних рухів:

– аналіз поздовжніх профілів рік. Ділянки ріки з більшими відносними підняттями ідентифікує різкіший ухил русла на поздовжньому профілі, а на ділянках відносних опускань ухил ріки зменшується. Також на складених у великому масштабі поздовжніх профілях виявляють ділянки аномального падіння рік. Дають пояснення таким ділянкам, враховуючи роль літології порід, екзогенних процесів чи тектонічного чинника. Антиклінальні підняття, які продовжують рости, зумовлюють відхилення течій рік і зумовлюють вигини річкового русла. Під час досліджень знаходять так звані висячі долини – ділянки долин, які покинуло русло. Ріка проклала нову долину в обхід зростаючого підняття. Якщо жива сила води здатна перебороти піднімання території, то ріка поглиблює своє русло, глибина її врізу поступово зростає. Утворюються *антецедентні долини* – прориви ріки через молодші антиклінальні височини. Вони виникають у разі підняття ділянки земної поверхні, на якій вже була закладена річкова мережа, де швидкість ерозії ріки перевищує швидкість підняття місцевості. Антецедентна долина перетинає зростаюче підняття рельєфу і за геологічним віком є старшою за нього. Доказом такого походження долини слугує дугоподібний вигин річкових терас, який досягає максимального значення в осьовій частині височини, що піднімається;
– дослідження поперечних профілів річкових долин. У місцях тектонічних піднять для рік характерні вузькі заплави і тераси та в цілому незначна ширина долин. Алювій представлений грубоуламковим матеріалом, належить до перестилаючого типу, його потужність мала або його взагалі немає. Якщо підняття інтенсивні, то долина звужується до ширини заплави, тераси зникають, різко збільшується ерозійний врiз, ріка набуває V-подібного чи каньйоноподібного профілю. Ділянки тектонічних опускань ідентифікують широкі долини рік із меандрами, широкими терасами та слабким ухилом. Алювій на ділянках опускань вистилаючого типу, складений тонким матеріалом, представлений заплавними і старичними фаціями, його потужність значна;
– аналіз асиметрії річкових долин. Явище, коли один берег високий і крутий, а інший низький і пологий, часто пов'язують з нерівномірним підняттям берегів. Якщо ріка тече паралельно до зростаючого підняття, то підмиває берег, який має більші абсолютні відмітки висот і гравітаційні максимуми. Проте буває, що ріка поступово зсувається з антиклінального підняття і підмиває протилежний берег. Тому для детальнішої ідентифікації характеру тектонічних рухів використовують геофізичні методи, але наявність асиметрій схилів певної експозиції, які повторюються, є первинним їхнім індикатором;
– вивчення річкових терас. Наявність надзаплавних терас свідчить про те, що ріка протікала колись на вищих рівнях, які були прорізані внаслідок періодичного посилення глибинної ерозії. Це посилення, крім кліматичного чинника, здебільшого зумовлене активізацією тектонічних піднять. На ділянках піднять тераси цокольного чи ерозійного типу досягають значної висоти над руслом, кількість їх незначна. В місцях опускань терас акумулятивного типу мало, оскільки відбувається частковий їхній вихід під рівень русла, починаючи з молодших і нижчих; висота терас і різниці їхніх висот знижуються. При багаторазових підняттях суші на схилах долин утворюється система надзаплавних терас. За їхніми абсолютними висотами можна визначити амплітуду, а за відносними – швидкість тектонічних рухів. У разі підняття верхів'їв басейну відносна висота терас поступово зменшується до низів'їв, у разі опускання базису ерозії, навпаки, відносна висота знижується до верхів'їв;
– аналіз планової побудови річкової мережі. В зонах піднять велика ріка починає їх огинати. Її міграція буде в напрямі від підняття з формуванням крутого схилу (рис. 2.2.9). Малі ріки стають відцентрового типу. Меандроване русло змінюється спрямленим і врізаним або характерні звужені малого радіусу меандри. В місцях опускань рисунок малих водотоків доцентрового типу, в центрі впадини може виникнути заболочуваність. Для великої ріки у місці опущеного блоку характерні вільні меандри з великими звивинами;
– виявлення річкових перехоплень. Розширення басейну та перехоплення течій сусідніх рік може свідчити про тектонічні опускання. Їх зазнає басейн, в який вливаються нові відрізки рік;

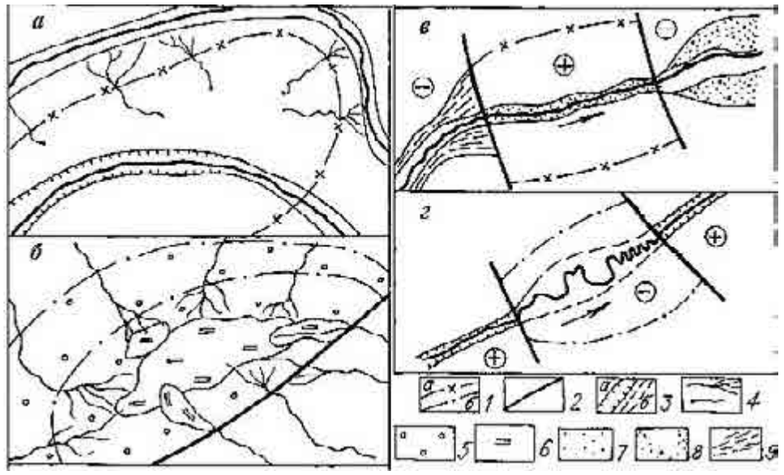


Рис. 2.2.9. Виявлення тектонічних рухів за плановою побудовою річкової мережі [27]:
а – огинання піднять великою рікою; *б* – розвиток доцентрових приток у місцях опускань;
в – спрямлення та врізання русла в районі локальних піднять; *г* – збільшення меандрованості на ділянках опускань. Умовні позначення: *1* – обриси орографічних форм (*а* – додатніх, *б* – від'ємних); *2* – розриви; *3* – локальні врізи рік різної інтенсивності; *4* – струмковий стік на схилах, де зароджуються структури; *5* – заболоченість; *6* – заозереність; *7-9* – алювіальні відклади на різних ділянках річкової долини (*7* – на підняттi, *8* – після підняття, *9* – перед локальним підняттям)

– аналіз ерозійних врізів. У зонах молодих піднять відбувається активна глибинна ерозія тимчасових і постійних водотоків. Вона виражається у значній глибині малих долинних форм, їхній вузькій і прямолінійній формі, активізації донних врізів у днищах долин і балок. Їхній азимут простягання чітко узгоджується з напрямом тектонічної тріщинуватості рельєфу. Зростають ерозійні врізи також у підводних долинах на шельфах морів та океанів.

✓ *Методи аналізу морських узбереж:*

– аналіз типів берегів. У місцях, де відбуваються опускання берега та підняття морського дна, спостерігають явища наступу моря на сушу. Тут є затоплені чи напівзатоплені форми рельєфу, які утворилися в континентальних умовах. Поширені шхерні, фьордові, лиманні, ріасові, аральського типу береги. Вони абразійного типу, значно порізані мисами, затоками, півостровами. На ділянках тектонічних піднять суші й опускання морського дна відмічають: вирівняні, низинного характеру та акумулятивного типу береги; гирла рік у формі дельт, що розростаються; серії берегових валів, з більшими відмітками висот у бік суші; підняті коралові рифи та ін.;
– обстеження морських терас. На ділянках, де берег піднімається, простежується від двох і більше рівнів терас значної протяжності. Якщо піднімається морське дно, а берег опускається, то тераси будуть затоплені;

✓ *методи аналізу поверхонь вирівнювання в гірських країнах*. Поверхні вирівнювання (або пенеплени) – слабко хвилясті майже горизонтальні рівнини, які зрізують складчасту структуру гірських споруд. Формуються внаслідок активних ерозійних, денудаційних, абразійних чи абразійно-акумулятивних процесів. В центральній частині гірської країни розташовані найдавніші та найвищі, а на периферії – молоді і низькі поверхні вирівнювання. Чим інтенсивніше піднімається територія, тим активніше відбуваються зовнішні, екзогенні процеси, які руйнують і вирівнюють її поверхню. Кілька рівнів пенепленів свідчить про переривчастість піднять – вони то затухають, то знову посилюються. Абсолютні відмітки поверхонь вирівнювання свідчать про загальну амплітуду і швидкість підняття гірської країни. Різниця висот між суміжними поверхнями дає змогу визначити амплітуду та швидкість рухів за час між виникненням попередньої і наступної поверхонь вирівнювання.

- Загалом *геоморфологічні ознаки тектонічних піднять* такі:
  - наявність ерозійних і цокольних терас у річковій долині;
  - поширення локальних терас;
  - різке звуження долин;
  - аномальні (підвищені) ухили поздовжнього профілю долин;
  - наявність врізаних меандр;
  - ерозійні останці в межах акумулятивних терас;
  - підвищена розчленованість рельєфу;
  - аномальне підвищення поверхні терас та інших геоморфологічних рівнів;
  - розвиток куестового рельєфу;
  - наявність висячих долин;
  - переважання в рельєфі випуклих схилів;
  - радіальний рисунок річкової мережі в плані;
  - перевага денудаційного рельєфу (у випадку великих регіональних піднять);
  - домінування пасмово-горбистого рельєфу;
  - активізація карстових зон;
  - локальне зменшення потужностей неоген-четвертинних відкладів чи їхня відсутність на даній ділянці.
- *Геоморфологічні ознаки тектонічних опускань:*
  - наявність акумулятивних терас;
  - різке розширення річкових долин;
  - гідрографічні вузли;
  - заболочені поверхні терас і вододілів;
  - аномальні зниження поверхні терас та інших геоморфологічних рівнів;
  - наявність похованих терас;
  - локальне збільшення кількості стариць;
  - розвиток блукаючих меандр;
  - переважання ввігнутих схилів;
  - поширення плоских вододільних поверхонь;
  - переважання акумулятивного рельєфу (у випадку великих регіональних опускань);
  - локальне збільшення потужності неоген-четвертинних відкладів.

Палеотектонічні методи

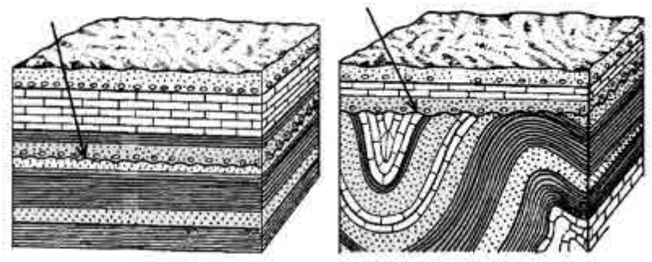
✓ *Метод аналізу потужностей відкладів.* Якщо відбувається опускання морського басейну, то в ньому накопичуються відклади, які зносяться з прилеглої суші. Потужність цих відкладів відповідає розміру опускання дна басейну. Це пояснюють діяльністю хвиль, які перешкоджають накопиченню матеріалу вище певного рівня – профілю рівноваги. Після досягнення профілю рівноваги дальше накопичення осадів неможливе без опускання дна морського басейну. Максимум накопичених відкладів у мілководних морях має бути в центрі впадини. В глибоководних морях осадонагромадження зростає до периферії, оскільки швидкість прогинання дна більша, ніж заповнення його уламковим матеріалом. Якщо відбувається активне підняття суші, то навколо периферії підняття також накопичується потужна товща відкладів. Вона утворюється внаслідок інтенсивної денудації та розмиву поверхні. Під час досліджень розрізів порівнюють реальну потужність у них осадів з ідеальною потужністю і розмірковують про характер і величину тектонічних рухів [39].

✓ *Об'ємний метод.* Є різновидом попереднього, який полягає у кількісному визначенні розміру вертикальних рухів. Цей метод передбачає: 1) підрахунок сумарних потужностей відкладів (за картами потужностей); 2) вимірювання відносних об'ємів різних типів відкладів (за картами фацій/літофацій/і потужностей); 3) визначення середнього розміру опускання та середньої потужності відкладів; 4) визначення середньої швидкості опускання (частка від ділення середнього розміру опускання на абсолютну тривалість відповідного інтервалу часу); 5) визначення середньої інтенсивності вулканізму (частка від ділення об'єму вулканогенних порід на добуток площі і часу їхнього накопичення); 6) визначення розміру та середньої швидкості підняття за величиною знесеного з нього уламкового матеріалу внаслідок денудаційних процесів, перевідкладеного в прилеглих прогинах; 7) визначення так званого коефіцієнта підняття: відношення загального об'єму уламкових порід до загального обсягу всіх відкладів (за О.Б. Роновим).

✓ *Фаціальний аналіз.* Досліджують склад і величину уламків порід, які свідчать про інтенсивність тектонічних піднять. Чим більші за розмірами уламки, тим більша інтенсивність висхідних рухів прилеглої суші. Якщо немає уламків, то це свідчить про первинний їхній розмив в області підняття або вторинний розмив після завершення піднять. У морських басейнах на зростання низхідних рухів впливає зміна мілководних фацій відкладів (наприклад, вапняків) на глибоководні (наприклад, глини). Що глибоководніші фації, то інтенсивнішими були опускання. Існує ідеальна схема складу відкладів від берега до дна басейну: морський галечник – гравій – пісок – алеврит – глина – мергель – вапняки – кременисті породи. Під час досліджень аналізують розподіл фацій по літералі та по вертикалі. Зміна складу відкладів у розрізі знизу вверх від континентальних до мілководних і глибоководних свідчить про наростання опускань, і навпаки – від глибоководних до континентальних – про зростання піднять протягом певного відрізку часу.

✓ *Метод перерв і неузгоджень відкладів.* Перерви у накопиченні відкладів свідчать про панування континентального режиму осадонагромадження і брак чинників формування осадів або їхній розмив після утворення. Неузгодження відкладів впливають на зміну тектонічного режиму в регіоні. Виділяють кілька видів таких неузгоджень: стратиграфічне (паралельне), крайове, кутове та ін. [4]. Для стратиграфічного неузгодження характерно те, що шари, які залягають вище поверхні перерви, залишаються паралельними верствам, які залягають нижче цієї поверхні, що свідчить про загальне підняття місцевості або евстатичне пониження рівня моря (океану) (рис. 2.2.10, *а*). В тектонічному плані це неузгодження відображає результат коливальних вертикальних рухів.

Крайове неузгодження спостерігають вздовж периферії басейнів осадонагромадження, тобто областей тектонічного опускання, яке проявляється в потоншенні та виклинюванні шарів до краю басейнів. Відображає зони регіональних піднять і опускань. Кутове неузгодження виражається в різниці в нахилі шарів нижче і вище поверхні переривання (рис. 2.2.10, *б*), яке виникає внаслідок прояву складчастих деформацій до і протягом перерви в накопиченні осадів. Фіксує складчасті рухи і рифтотворення. Існують ще два види неузгоджень – географічне й азимутальне, які відображають в плані зміну розташування, відповідно, регіональних структур і складок.



а *б*

Рис. 2.2.10. Види неузгоджень (за Мильничук, Арабаджі, 1989):
а – стратиграфічне; *б* – кутове. Стрілкою показано поверхню неузгодження

На підставі структурно-геоморфологічних досліджень складають морфотектонічні (неотектонічні або карти новітньої тектоніки) і морфоструктурні карти. *На морфотектонічних картах* відображають рельєф і тектонічні рухи, які спричинили його формування. Наприклад, у легенді такої карти зазначають: склепінчасті гори, складчасті гори, горстові підняття, грабенові западини, синклінальні западини, мульдові западини, скидові уступи тощо. *На неотектонічних чи картах новітньої тектоніки* зображають: амплітуди чи градієнти вертикальних рухів земної поверхні на неотектонічному етапі розвитку або протягом четвертинного періоду; лінеаменти (або розломи), активні на неотектонічному чи новітньому етапі розвитку; кільцеві структури та їхній генезис. *На морфоструктурних картах* виділяють морфоструктури різних порядків і зазначають форми й елементи рельєфу структурного походження. У легенді карти зазначають: височини на антеклізах чи синеклізах, пагорби на куполах чи мульдах, пасма на валах чи прогинах, гірські масиви на мегаантикліноріях, низовини на мегасинкліноріях, хребти на антиклінальних чи синклінальних складках тощо [39].

Запитання для самоперевірки знань

1. Які Ви знаєте види площинних структур?
2. Назвати послідовність вивчення площинних структур.
3. Назвати види й аспекти вивчення лінійних структур?
4. Що таке лінеаменти, їхні види та методи вивчення?
5. Назвати методи вивчення сучасних горизонтальних і вертикальних рухів?
6. Які геоморфологічні методи вивчення тектонічних рухів?
7. Які палеотектонічні методи вивчення тектонічних рухів?

Бібліографія

Основна

1. *Гнатюк Р.М.* Навчальна програма, тестові питання та методичні вказівки з курсу "Структурна геоморфологія". – Львів: ЛНУ ім. І. Франка, 2013. – 57 с.
2. *Михайлов В.А.* Основи геотектоніки : навч. посібник / В.А. Михайлов. – Київ: Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", 2002. – 168 с.
3. *Смішко Р.М.* Структурна геологія та геологічне картування: навч. посібник для студ. вищ. навч. закл. / Р.М. Смішко, В.Г. Пащенко. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2010. – 254 с.
4. *Хаин В.Е.* Геотектоника с основами геодинамики. Учебник. Для студентов геологических специальностей вузов / В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе. – Москва: Изд-во МГУ, 1995. – 480 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://avspir.narod.ru/geo/khain1995/index.htm

Допоміжна

5. *Байрак Г.Р.* Виділення та аналіз оролінеаментів височини Опілля на основі 3d-моделі рельєфу / Г.Р. Байрак // Геодинаміка. Вип.2 (17). – 2014. – С. 86–97.
6. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники / В.В. Белоусов – Москва: Недра, 1989. – 382 с.
7. *Бень Я.* Структурна геологія поверхні Мохо західного регіону України / Я. Бень, О. Олещук, Є. Корнієнко // Геодинаміка. – 2006. – № 1(5). – С. 34–38.
8. *Верховцев В.Г.* Активні на новітньому етапі розвитку лінійні геоструктури Українського щита та його схилів / В.Г. Верховцев, Ю.В. Юськів, В.Г. Швайко // Науковий збірник "Техногенно-екологічна безпека та цивільний захист". – 2012. – Вип. 5. – С. 49–59.
9. *Волков Н.Г.* Морфоструктурный анализ нефтегазоносных областей Украины / Н.Г. Волков, В.П. Палиенко, И.Л. Соколовский. – Киев: Наук. думка, 1981. – 216 с.
10. *Герасимов И.П.* Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. – Москва.: Изд-во АН СССР, 1959. – 100 с.
11. *Геренчук К.И.* Тектоничиские закономерности в орографии и речной сети Русской равнины / К.И. Геренчук – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1960. – 242 с.
12. *Гинтов О.Б.* Разломно-блоковая тектоника Волыно-Подолии. Кинематический анализ // Геофизика – 2004. – № 1. – С. 56–71.
13. *Гойжевський О.О.* Про вік і межі Українського щита та його схилів // Доповіді АН УССР, Серія Б. – 1977. – № 7. – С. 582–585.
14. *Горелов С.К.* Геотектоника: Учебник для вузов / С.К. Горелов, В.П. Гаврилов – Москва: ФГУП Изд-во "Нефть и газ" РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2005. – 368 с.
15. *Гофштейн И.Д.* Линеаменты западной части Украины / И.Д Гофштейн, А.П. Медведев // Геология и геохимия горючих ископаемых. – 1989. – № 72. – С. 16–24.
16. *Гофштейн И.Д.* Неотектоника западной Волыно-Подолии / И.Д. Гофштейн. – Киев: Наук. думка, 1979. – 156 с.
17. *Дедков А.П.* Общая геоморфология. Ч. 2. Эндогенные процессы и рельеф / А.П. Дедков. – Казань: УНИПРЕСС, 2003. – 116 с.
18. *Звонкова Т.В.* Прикладная геоморфология / Т.В. Звонкова. – Москва: Высш. школа, 1970. – 272 с.
19. *Знаменская Т.А.* Блоковая тектоника Волыно-Подолии / Т.А. Знаменская, И.И. Чебаненко. – Киев: Наук. думка, 1985. – 155 с.
20. *Караваев В.Я.* Широтная зональность тектоники Львовско-Волынского бассейна // Докл. АН УССР. – Серия Б. – Геол., хим. и биол. науки. – 1987. – № 2. – С. 10–12.

21. Карта неотектоники юго-запада СССР. (М-б 1: 1 000 000) / Под ред. А.М.Маринича. – Київ, 1987.
22. Карта неотектоніки України (інтерактивна). Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://geomap.land.kiev.ua/neotectonic.html
23. Карта разрывных нарушений и основных зон линеаментов юго-запада СССР (с использованием материалов космической съемки) (М-б 1:1 000 000) / Под ред. Н.А. Крылова. Киев: Мин. геол. УССР, 1988.
24. Карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (М-б 1: 2 500 000) / Под ред. Ю.А. Мещерякова. – Москва: ГУГК, 1973.
25. *Кац Я.Г.* Основы линеаментной тектоники / Я.Г. Кац, А.И. Полетаев, Э.Ф. Румянцева. – Москва: Недра, 1986. – 144 с.
26. *Кац Я.Г.* Кольцевые структуры // Космическая геология / Я.Г. Кац, А.Г. Рябухин – Москва: Просвещение, 1984. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://12apr.su/books/item/f00/s00/z0000044/st015.shtml
27. *Корчуганова Н.И.* Неотектонические методы поисков полезных ископаемых / Н.И. Корчуганова, Н.П. Костенко, И.Н. Межеловский. – Москва, 2001. – 212 с.
28. *Костенко Н.П.* Геоморфология / Н.П. Костенко. – Москва: МГУ, 1999 – 379 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.twirpx.com/file/1625853
29. *Криволуцкий А.Е.* Жизнь земной поверхности. Проблемы геоморфологии / А.Е. Криволуцкий. – Москва, 1971.
30. *Круглов С.С.* Карта разломной тектоники запада Украинской ССР. Масштаб 1:1 000 000. Приложение к монографии "Геодинамика Карпат" / С.С. Круглов, А.В. Хижняков. – Киев: Наук. думка, 1985.
31. *Лукієнко О.І.* Структурна геологія з основами структурно-парагенетичного аналізу: підручник / О.І. Лукієнко. – Київ: ВПЦ Київ. ун-т, 2002. – 366 с.
32. *Мещеряков Ю.А.* Структурная геоморфология равнинных стран / Ю.А. Мещеряков – Москва: Наука, 1965. – 390 с.
33. *Николаев И.* Неотектоника и её выражение в структуре и рельефе территории СССР / И. Николаев. – Москва, 1962.
34. *Палиенко В.П.* Новейшая геодинамика и ее отражение в рельефе Украины / В.П. Палиенко. – Киев: Наук. думка, 1992. – 116 с.
35. *Палієнко В.П.* Морфоструктурно-неотектонічний аналіз території України / В.П. Палієнко, А.В. Матошко, М.Є. Барщевський, Р.О. Спиця, С.В. Жилкін, Г.В. Кучма, Г.В. Романенко, Л.Ю. Чеботарьова та ін. – Київ: Наук. думка, 2013. – 267 с.
36. *Полівцев А.В.* Карта вертикальних голоценових рухів Волино-Поділля та Передкарпаття // Геодинаміка / А.В. Полівцев. – 2011. – № 1(10) – С. 58–70.
37. Рельеф Земли. Морфоструктура и морфоскульптура. – Москва, 1967.
38. *Свинко Й.* Неотектоніка і рельєф Західно-Подільського горбогір'я / Й. Свинко, П. Дем'янчук // Наук. записки Тернопільського нац. пед. ун-ту ім. В. Гнатюка. – Серія: географія. – № 1(7) – Тернопіль, 2001. – С. 17–25.
39. *Спиридонов А.И.* Структурно-геоморфологический анализ // Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования / А.И. Спиридонов. – Москва: Высш. школа, 1970. – С. 96–138.
40. Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000 000 / За ред. Д.С. Гурського. – Київ, 2007.
41. Тектонічні процеси. Порушене і непорушене залягання гірських порід. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://geografica.net.ua/publ/galuzi_geografiji/geologija/tektonichni_procesi_porushene_ta_neporushene_zaljagannja_girskikh_porid/67-1-0-1039
42. *Тимурзиев А.И.* Неотектонические условия размещения и методы прогнозирования нефтегазоносности (на примере Южного Мангышлака): автореф. дисс. на соискание науч. степени канд. геол.-мин. наук / А.И. Тимурзиев. – Ленинград, 1986.
43. *Уфимцев Г.Ф.* Терминология структурной геоморфологии и неотектоники / Г.Ф. Уфимцев, Ф.С. Онухов, Д.А. Тимофеев – Москва: Наука, 1979. – 256 с.
44. *Философов В.П.* Основы морфометрического метода поисков тектонических структур / Под ред. проф. А.В. Вострякова. – Саратов: Изд-во Саратов, ун-та, 1975. – 229 с.
45. *Флоренсов Н.А.* Понятие морфоструктура и ее эволюция // Геоморфология. – №4. – 2006. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://geomorphology.igras.ru
46. *Флоренсов Н.А.* Рельеф и неотектоника: Избранные труды / Н.А. Флоренсов – Москва: Наука, 1989. – С. 151–159.
47. *Чебаненко І.І.* Розломна тектоніка України / І.І. Чебаненко – Київ: Наук. думка, 1966. – 180 с. Джерело: http://collectedpapers.com.ua/type/geology/page/3

48. *Bloom, Arthur.* 1998, Geomorphology, A systematic analysis of Late Cenozoic landforms, (3rd edition): Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J., 482 p.
49. *Burbank D.W. and Anderson R.S.* Tectonic geomorphology (2nd ed.). – Chiches-ter: Wiley-Blackwell, 2011. – 454 p.
50. *Chorley, R.J., Schumm, S.A., Sugden, D.E.*, 1984, Geomorphology: Methuen and Co. Ltd., London, 605 p.
51. http://dic.academic.ru/dic.nsf/bse/90365/Инверсия
52. *Huggett R.J.* Fundamentals of Geomorphology (2nd ed.). – New York: Routled-ge, 2007. – 466 p. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.cec.uchile.cl/~fegallar/Fundamentals_of_Geomorphology.pdf
53. *Summerfield, M.A.,* 1991, Global Geomorphology. John Wiley and Sons, NewYork, NY, 536 p.
54. www.lineament.ru/index.htm

2.3. Вивчення сучасної динаміки рельєфу

Динаміка рельєфу – це зміна геоморфологічних ландшафтів під впливом рельєфотвірних процесів впродовж геохронологічної історії розвитку. *Сучасна динаміка рельєфу* – це процеси та зміни у морфології рельєфу під час новітнього етапу рельєфотворення. Сучасні зміни рельєфу під впливом ендо- і екзогенних процесів вивчає морфодинаміка. Давня динаміка рельєфу є об'єктом палеогеоморфології.

Під терміном *"морфодинаміка рельєфу"* розуміють видозміни морфології форм та елементів рельєфу під впливом сучасних геоморфологічних процесів. Відповідно, процеси отримали назву *"морфодинамічні"*, зрідка *"геоморфодинамічні"*. Вживають також термін *"екзодинамічні процеси"* – сучасні рельєфотвірні процеси, зумовлені екзогенними чинниками рельєфотворення. *Геодинамічні процеси* – це процеси, які пов'язані з глибинною динамікою земної кори і верхньої мантії; здебільшого використовують у геологічній науці, коли розглядають тектонічні рухи четвертинного періоду.

У сучасний період суттєвих змін морфогенетичних типів рельєфу не відбувається, проте в межах кожного його типу діє спектр морфодинамічних процесів, а в межах кожної форми – хоча б один з процесів, які призводять до поступових змін. Зміна форми рельєфу неможлива сама по собі, лише під дією певного рельєфотвірного процесу. Тому терміни "динаміка рельєфу" і "динаміка сучасних геоморфологічних процесів" стали рівнозначними.

Щодо терміна "сучасна" динаміка. В геології під сучасними процесами розуміють голоценові, не давніші 10 000 років. У морфодинаміці сучасними вважають ті рельєфотвірні процеси, які можна достовірно науково спостерігати [26]. Цей час становить 100–200 років, хоча за історичними хроніками про деякі процеси чи форми рельєфу відомо 1000–2000 років.

Сучасні рельєфотвірні процеси – це процеси зародження, формування та перетворення рельєфу, які можна спостерігати і вимірювати за допомогою прямих топографічних, фотограмметричних, фізичних, хімічних та інших методів [28].

Сучасну динаміку рельєфу розглядає наука *динамічна геоморфологія* [4, 8, 13, 25]. Це фундаментальна наука, мета якої полягає у вивченні комплексу процесів, що створюють, змінюють і перетворюють рельєф, який ми спостерігаємо [28]. Предметом дослідження динамічної геоморфології є: а) динаміка рельєфу; б) рельєфотвірні процеси, які визначають цю динаміку; в) чинники, які зумовлюють динаміку рельєфу [2].

Однією з проблем, яку вирішує динамічна геоморфологія, є проблема класифікації рельєфотвірних процесів і типізації геоморфологічних режимів. Під геоморфологічним режимом розуміють сукупність (парагенез) процесів рельєфотворення та форм земної поверхні, що визначає тип стану (в тім числі морфологію та морфологічну структуру), тренд розвитку геоморфологічних систем за певний відрізок часу [24]. Для території України, з огляду на спрямованість і режим сучасних ендогенних процесів, співвідношення деструктивних і конструктивних екзогенних процесів, виділено три головні природні режими сучасного геоморфогенезу:

1) переважання деструктивних екзогенних процесів в умовах успадкованих тектонічних піднять, диференційованих у просторі за інтенсивністю. Цей режим спостерігають в гірському поясі України, у межах Донецької та південної частини Подільської височин, де інструментально зафіксовано сучасну тектонічну активність, прояви деструктивних процесів ерозійного, гравітаційного та карстового походження;

2) переважання конструктивних екзогенних процесів в умовах успадкованих тектонічних опускань різної інтенсивності. Режим виражений у південній і східній частинах Причорноморської низовини, північно-західній та центральній частинах Поліської низовини;

3) складне поєднання в просторі сучасних деструктивних і конструктивних процесів в умовах прояву знакозмінних сучасних тектонічних рухів земної кори. Режим третього типу проявляється на значній частині рівнинно-платформенної частини України, де виділяють райони з геоморфологічними ознаками відносних піднять (Подільська височина, центральна частина Придніпровської височини, південно-західні відроги Середньоросійської височини) та відносних опускань [24].

За походженням сучасні морфодинамічні процеси поділяють на: 1) ендогенні: вулканізм, землетруси; 2) екзогенні: постійного та тимчасового водного стоку, карст, гравітаційні, абразійні, еолові, кріогенні, нівальні; 3) антропогенні або антропогенно-зумовлені – природні процеси, пов'язані з людською діяльністю.

Найважливіші чинники, які визначають розвиток процесів, – це рельєф, клімат, геологічна будова, інтенсивність сучасних тектонічних рухів, сейсмічна активність регіону. У межах конкретних територій, які відрізняються переліченими чинниками, розвивається характерний комплекс цих процесів.

За головним чинником розвитку сучасні морфодинамічні процеси поділяють на природні, природно-антропогенні й антропогенні (техногенні) [11]. *Природні процеси* – ті, які відбуваються під дією екзогенних та ендогенних сил Землі; *природно-антропогенні* – це природні процеси, головним чинником виникнення яких стала людська активність; *антропогенні процеси* – відбуваються у середовищі діяльності людини (у кар'єрах, на стінках відвалів, меліоративних каналів, дорожніх насипах і виїмках тощо). Чітких критеріїв поділу на природні та природно-антропогенні процеси не визначено. Карст у зоні дії великого кар'єру можна означувати як природний процес (на ділянці наявні розчинні породи) і як природно-антропогенний, зумовлений впливом великої антропогенної виїмки. Тому під час досліджень важливо зазначити ступінь впливу антропогенного чинника на активізацію чи затухання природного процесу.

За тривалістю дії сучасні рельєфотвірні процеси поділяють на дві групи:

– умовно неперервні (вивітрювання, денудація, осипання, ерозія, акумуляція, абразія, карст). Результатом є відступання, зниження, розмивання, підвищення поверхонь рельєфу;
– перервні (зсуви, селі, обвали, землетруси, вулканізм, еолові та кріогенні процеси).

Способи дослідження сучасних рельєфотвірних процесів ґрунтуються на вимірюванні кількісних параметрів і наданні якісних характеристик зон (областей) прояву денудаційних, транзитних та акумулятивних процесів. Параметрами процесів є активність (швидкість) їхнього проходження, зрідка частота (кількість проявів). Параметри сучасних рельєфотвірних процесів вимірюють у таких одиницях:

– метрах (або мм) – одиницях довжини;
– кг – одиницях маси або об'єму – літрах або дм³ (м³);
– роках (t), іноді сезонах;
– м² – одиницях площі;
– швидкості $V=X/t$;
– прискорення $a=X/t^2$, де X – будь-яка міра масоперенесення внаслідок проходження сучасних рельєфотвірних процесів [30].

Для вимірювання неперервних процесів використовують одиниці швидкості (м/рік, мм/сезон, дм³/рік тощо). Швидкість росту ярів у довжину визначають у м/рік; швидкість відступання схилів під впливом осипання – мм/весняно-літній сезон; швидкість денудації – мм/рік.

Для вимірювання перервних процесів застосовують одиниці частоти – кількість разів на 1–3, 10–15, 50 чи 100 років. Наприклад, визначено, що часті селі в середньому відбуваються один раз на три–п'ять років. Використовують також показники інтенсивності процесів. Наприклад, площа накопичення еолових відкладів – м² за бурю, об'єм зсувних відкладів – м³ за зсув.

Об'єктом вимірювання параметрів сучасних рельєфотвірних процесів є прояви процесів, які однорідні за однією чи кількома ознаками.

Розрізняють види вимірювань: разові та режимні (періодичні). Разові часто виконують для перервних процесів, тоді як режимні – для неперервних, оскільки діапазони проявів процесів непостійні в часі.

Для досягнення достовірності та документальності результатів під час спостережень велике значення мають:

– кількість окремих вимірювань (вимірювання окремим методом);
– частота вимірювання, яка залежить від мети. Якщо метою є чинники рельєфотворення, то виконують разові визначення; якщо мета – розвиток процесів, то застосовують періодичні спостереження: раз у місяць, сезон, а для багаторічних – раз в рік;
– тривалість визначень, яка залежить від завдань дослідження. Якщо завданнями є виявлення чинників рельєфотворення, то тривалість обмежена, а для характеристики багаторічних проявів – необмежена.

Зазвичай під час вимірювання проявів сучасних рельєфотвірних процесів дотримуються принципів:

– рівноцінності вимірювань (в одних одиницях, один вид визначень для порівнюваності результатів);
– дублювання (застосовують один основний метод і два дублюючих);
– паспортизації (фіксації просторового положення, геоморфологічної та геологічної прив'язки, запису результатів вимірів у таблицях).

Методи визначення направленості й інтенсивності сучасних морфодинамічних процесів поділяють на два види: польові та камеральні.

2.3.1. Польові методи вимірювань параметрів сучасних рельєфотвірних процесів

До польових методів вимірювань сучасних процесів рельєфотворення зачисляють *стаціонарні, експедиційні та польові експериментальні*.

2.3.1.1. Стаціонарні методи

Передбачають вивчення сучасної динаміки рельєфу на стаціонарних (постійних) ділянках. *Стаціонари* – це будь-яка територія з найбільш характерним розвитком сучасних рельєфотвірних процесів, на якій тривалий час періодично проводять вимірювання їхніх параметрів. Стаціонарні методи найбільш результативні для вивчення сучасної динаміки рельєфу.

Головні завдання стаціонарних досліджень сучасних екзогенних процесів: 1) отримання даних про інтенсивність їхнього розвитку (разові, середні, екстремальні), багаторічної динаміки (ритмічності, направленості, пульсації, активізації, затухання); 2) виявлення механізмів розвитку конкретних видів процесів та їхніх спектрів у геоморфологічних системах різних рангів, у різних морфокліматичних і морфоструктурних умовах чи на формах рельєфу різного генезису та морфології; 3) створення інформаційної основи для моделювання та прогнозування розвитку цих процесів на земній поверхні; 4) розв'язання прикладних (інженерних, пошукових, екологічних, дидактичних тощо) задач геоморфології [19].

Всю сукупність вимірювань на стаціонарах можна поділити на три групи методів.

I. Методи фіксації переміщення окремих уламкових частинок

1.1. Метод фотоплощин: виконують фотографування ділянки поверхні, складеної уламковим матеріалом. Для полегшення визначення розмірів на фрагмент ділянки ставлять масштабну сітку з розмірами отворів в середньому від 1×1 м до 0,25×0,25 м. Це так звані фотомайданчики (рис. 2.3.1). Масштабну сітку можна закріпити так, щоб виконувати фотографування щомісячно, щосезонно чи щорічно.

1.2. Метод стереофотоплощин або стереофотографічного наземного знімання: фотографують ділянку з деякого базису – правіше і лівіше від об'єкта. Отримують ліве і праве фото цієї ділянки. За суміщення отримують ефект здвоєного зображення зміщених частинок на стереомоделі. Тобто, уламки на фото стають об'ємними й їх ліпше розпізнають у повторному вивченні. Завдання полягає в тому, щоб визначити кількість зміщених уламків у разі швидкого знесення або довжину шляху – у разі повільного переміщення. Деякі частинки в зонах денудації й акумуляції перед

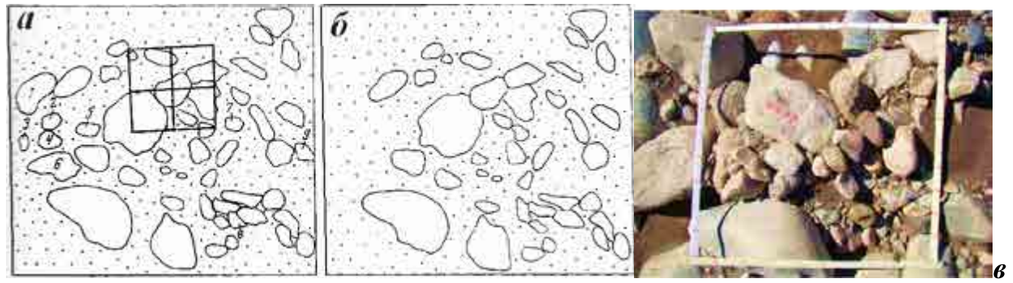


Рис. 2.3.1. Фотоплощина:
а) з масштабною накидною рамкою; *б*) ділянка через деякий час. Цифрами позначені уламки, яких вже немає на правому знімку [30]; *в*) приклад масштабної рамки

тим, як фотографувати, можна промаркувати, тоді їх легше впізнати за повторного стереофотографування.

1.3. Метод фототеодолітних площин або теодолітного знімання. Фіксацію уламків виконують електронними теодолітами, а зображення ділянки у 3d висвітлюється на моніторі комп'ютера. Цей метод дає змогу фіксувати зміни руху уламків у мм, наприклад, за повільного зміщення матеріалу – курумах, кріпі [30].

1.4. Метод маркування схилових ліній. Замальовують уламки вздовж суцільної лінії простягання впоперек днища у створах (гирлах) ярково-балкових форм (рис. 2.3.2). Початок і кінець ліній фіксують біля незмінних реперів (кілки, дерева, коріння). Вимірюють кількість зміщених уламків стосовно незміщених у створі. Визначають середнє зміщення уламків за певний час.

1.5. Метод наземного лазерного сканування. Використовують сучасні сканери системи TrimbleGX. Вони дають змогу кількісно оцінити сумарний ефект від проходження на схилах комплексу екзогенних процесів. Найчастіше застосовують для вивчення лінійної та площинної ерозії. Сканують досліджувану ділянку до і після проходження зливових дощів чи сніготанення, а також через деякий період часу. На зображеннях за допомогою програмного забезпечення виділяють і обчислюють площі еродованих, акумульованих і незмінених мікроповерхонь за інтенсивністю фототону (рис. 2.3.3)

II. Методи вловлювання уламкового матеріалу

2.1. Метод площин-пасток. В основі відслонення створюють бетонні, дерев'яні гладкі майданчики для збору матеріалу. На зовнішньому краї вловлювача закріплюють сітку чи стінку, висотою до 0,5 м, бо уламки можуть відскакувати. Відводять воду. Вловлювальні майданчики формують на урвистих схилах, де відбуваються обвали, селі, акумуляція річкового чи балкового алювію тощо (рис. 2.3.4).

Рис. 2.3.2. Маркування схилових ліній:
а) до зміщення матеріалу (додатково відзначено крапом промарковані уламки);
б) після переміщення

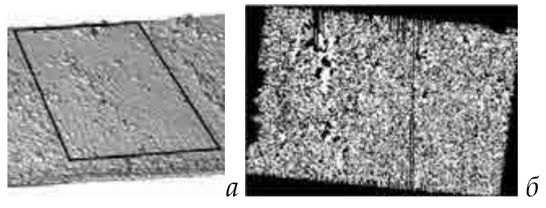


Рис. 2.3.3. Вивчення площинного змиву методом лазерного наземного знімання: *а* – фрагмент досліджуваної ділянки площею 0,07 га; *б* – скановане її зображення, де білим фототоном виділились місця акумуляції, чорним – ерозії, сірим – незмінені в межах точності сканера (2,5 мм) [9]

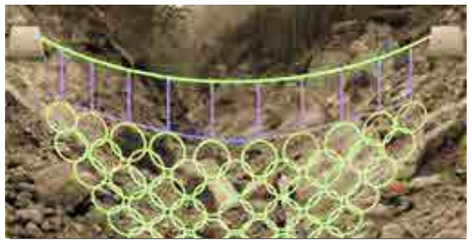


Рис. 2.3.4. Вловлювальна сітка у селетвірному лотку

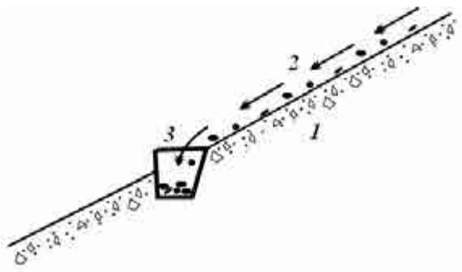


Рис. 2.3.5. Збір схилового матеріалу: *1*) пухкі відклади; *2*) напрям знесення уламків; *3*) траншея

а б

Рис. 2.3.6. Стокові майданчики: *а*) на покатому схилі під багаторічними травами на Розточчі (світлина Л. Косик); *б*) на дослідних ділянках Агроекологічної експериментальної станції Китайської академії наук (світлина Ю. Кравченка)

Для визначення інтенсивності еолових процесів застосовують *пиловловлювачі* – звичайні мішки, сачки, які закріплюють у приземному шарі та у повітрі. Під час пилових бур їх заповнює матеріал, який переносить вітер. Після сезону буревіїв визначають об'єм переміщуваного матеріалу, який виявляє інтенсивність еолових процесів.

2.2. *Метод траншей-пасток*. Впоперек схилу закладають траншеї – продовгуваті до 2–5 м ями глибиною 0,5–1,0 м (рис. 2.3.5). Дно роблять гладким, а стінки укріплюють. Через верхній отвір надходить матеріал зі схилу внаслідок проходження схилових процесів. Об'єм матеріалу, зібраний за деякий час, зважують і визначають темп проходження процесів [31]. Застосовують для визначення параметрів площинних змивів, курумів, кріпу, осипів, соліфлюкції.

2.3. Метод стокових майданчиків. У кінці схилу закладають конструкцію з трьох ємностей для збору пухкого матеріалу і води, які будуть зноситися зі схилу. В першій ємності накопичуватимуться грубіші за складом уламки, дрібнозем виноситиметься в другу ємність, а в третій збиратиметься деяка кількість поверхневих опадів (рис. 2.3.6). Стокові майданчики облаштовують на різних елементах рельєфу на ділянках з різним природокористуванням. Знаючи площу басейну зносу, визначають об'єм знесеного матеріалу за певний проміжок часу або за один зливовий дощ. Визначають інтенсивність площинних змивів для схилів різної крутості і під різними сільськогосподарськими культурами [7, 20, 22].

III. Методи фіксації переміщення суцільного схилового матеріалу

3.1. Метод мікронівелювання. Суть полягає у повторних вимірюваннях мікрорельєфу поверхні схилів у закріплених місцях спеціальною мірною лінійкою. Встановлюють репери на бетонній основі на відстані 1,2 м. Між ними – лінійка Полякова. Формують майданчик на схилі з приблизно 6 реперів (3 пари). На лінійці, перпендикулярно до неї, рухається мірний штир (рис. 2.3.7). Просувають

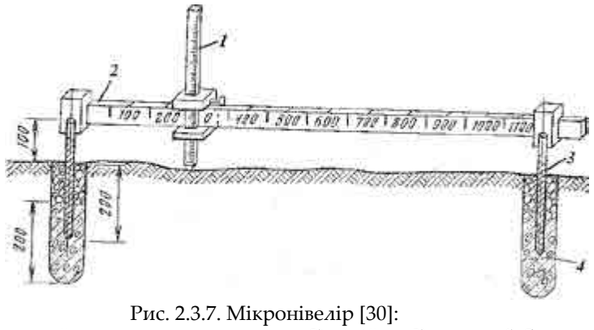


Рис. 2.3.7. Мікронівелір [30]: *1*) мірний штир, який посувається вверх-вниз; *2*) лінійка; *3*) репер; *4*) бетонна основа

штир зліва направо через 50 мм. На ньому карбують відмітку "0". Знак "+" фіксує мікропониження і означає змив, знак "–" відображає горбок та акумуляцію. Виконують вимірювання на розташованих вниз вздовж схилу трьох парах реперів. Через деякий час вимірювання повторюють. Зміни у мікроформах засвідчують як відбуваються процеси, а їхня величина – на інтенсивність руху [30]. Так вимірюють активність кріпу, соліфлюкції, площинних змивів.

3.2. Метод точкових реперів. У ґрунт забивають металічні стержні (кілки, шпильки)у верхній, середній і нижній частині яру, біля його брівки та у днищі (рис. 2.3.8). Стержні мають бути стійкими, тому їхня довжина має становити не менше 0,5 м. Для багаторічних спостережень використовують палі, рейки зі стальної арматури, оскільки дерев'яні зігнивають. Ними пронизують пухкі відклади яру до корінних порід. Зазначають рівень поверхні схилових відкладів (накладають шайбу, обмотують тонким дротом стержень на рівні ґрунту). Через деякий час, від одного року і більше, спостерігають зміни. Збільшена потужність дрібнозему у днищі означає, що відбувається акумуляція матеріалу, зменшена на схилах – ерозія. Цим методом з'ясовують інтенсивність делювіального змиву на схилах, розвиток ярів у ширину і довжину, напрям та швидкість зсувних зрушень. Для спостережень за зсувами, зокрема у ґрунт забивають бурові штанги, довжиною 2–2,5 м.

а б

Рис. 2.3.8. Стальний стержень на схилі балкової форми (*а*) і дерев'яні кілки в днищі ерозійної форми на науковій дослідній ділянці у Китаї (*б*) (світлина Ю. Кравченка)

3.3. Метод пластових реперів. На поверхні розкидають металічні опилки, вапно, зафарбований пісок. Якщо відбуваються схилові процеси, то ці репери будуть поховані у нижніх частинах схилу. Якщо віднайти марковані елементи, то потужність шару, який лежить вище, свідчить про темп проходження процесів [3].

2.3.1.2. Експедиційні методи

Дослідження виконують за допомогою разових чи повторних походів на ділянки розвитку сучасних морфодинамічних процесів, під час яких вивчають сліди проявів процесів і чинники їхнього розвитку.

1. Детальне візуальне обстеження проявів процесів охоплює:

- визначення стану процесу (активний, тимчасово стабілізований, повністю стабілізований, давній);
- визначення загалом параметрів процесу (малий, середній, великий, гігантський);
- вплив процесу на інженерні, господарські чи житлові територіальні структури. Заходи з попередження негативного його впливу;
- вплив людської діяльності на активізацію процесу й обмежувальні заходи щодо такої діяльності;
- попередні рекомендації зі стабілізації процесу [21].

Зараз набувають популярності обстеження екзодинамічних процесів з використанням *безпілотних літальних апаратів*. Вони значно економічно ефективніші, ніж аеро- чи космознімання, мобільні, оперативні (весь цикл від виїзду до отримання результатів займає кілька годин), мають змогу детально знімати невеликі об'єкти і малі ділянки там, де це цілком нерентабельно або технічно неможливо зробити іншими способами, наприклад, на урвистих схилах чи в умовах забудови. Виконують знімання на висотах 10–200 м для отримання надвисокого розрізнення (одиниці й десяті сантиметра) на місцевості [10]. Використовують для дослідження підтоплених паводковими водами територій, важкодоступних зсуво-, сельонебезпечних ділянок, процесів у великих кар'єрно-відвальних комплексах тощо.

2. Опитувальний метод. Час та інтенсивність проявів деяких морфодинамічних процесів (землетруси, повені, карстові провали, зміни русел, селі) можна визначити за допомогою *опитування очевидців*. Воно передбачає отримання відомостей від місцевого населення про спостережува-

ні явища. Важливо здобути інформацію від кількох джерел, щоб вона не була суперечливою. Зазначають, хто, які саме відомості надав. Інформацію про давніші процеси отримують від старожилів досліджуваної місцевості.

3. Морфологічний метод. Виконують точні вимірювання параметрів проявів процесів, виражених у нано-, мікро- і мезоформах рельєфу. Визначають лінійні розміри ерозійних, карстових, еолових та інших форм; об'єми сельових, зсувних, обвальних, алювіальних накопичень. Виконують поперечне (рис. 2.3.9) та поздовжнє профілювання. Для більшої достовірності результатів проводять теодолітне знімання всього контуру форми. Застосовують також нівелірне знімання, наприклад, тальвегу ерозійної форми, яке дає змогу відзначити місця врізів чи акумуляції у днищі. Повторне знімання після кожного значного гідрологічного епізоду покаже направленість розвитку форми.

Після з'ясування показників проявів процесів визначають морфометричні особливості рельєфу, на якому вони розвиваються: абсолютні та відносні висоти, крутість, експозиції схилів. Виявляють мікрорельєф поверхні.

Різкі обриси форм, їхні незадерновані ділянки засвідчують свіжість проходження процесу (цього сезону), тоді як згладжені обриси, зарослі трав'яною чи чагарниковою рослинністю поверхні, означають порівняну давність (1–3 роки тому) активізації процесу.

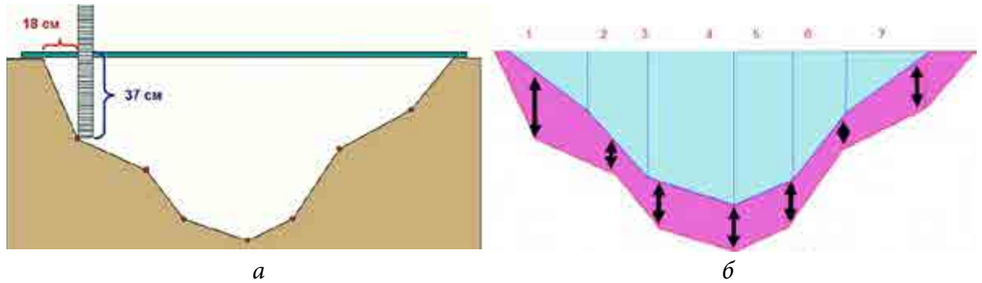


Рис. 2.3.9. Поперечний профіль балкової форми: *а*) методика виконання замірів; *б*) зміни профілю заданої балки за 3 роки (цифрами позначено ключові мікроділянки)

Якщо з'ясувати час, коли утворились нові нано-, мікро- чи мезоформи рельєфу, визначити їхні лінійні розміри й об'єм, то можна обчислити швидкість розвитку форм: швидкість росту ярів, вимивин, прируслових валів, вулканів [3].

4. Геологічний метод – це вивчення корінних і пухких відкладів, у яких розвинені сучасні рельєфотвірні процеси. У певних типах відкладів із характерною морфологією рельєфу (рівнинний, полого- чи крутосхиловий) поширений певний спектр екзогенних процесів. Наприклад, на лесових рівнинах розповсюджені суфозійно-просадкові явища, на лесових височинах – глибокі ярково-балкові форми. На рівнинах, складених з поверхні вапняками, гіпсами чи мергелями розвинені карстові западини, лійки, сліпі долини. Що більша потужність відкладів, то глибші форми. На крутих схилах, якщо на поверхню виходять міцні породи (вапняки, пісковики, граніти), то поширені обвали, аргілітово-алевритові породи – осипища, глинисті товщі – зсуви. Там, де поширені піски, розвиваються процеси розвіювання. Потужність порід дає підстави для передбачення масштабів розвитку цих процесів.

Крім того, багато морфодинамічних процесів відбуваються з утворенням відкладів. Річкова акумуляція спричиняє утворення алювіальних, схилові процеси – колювіальних, делювіальних і зсувних, ерозія тимчасових потоків – пролювіальних відкладів. Інтенсивна морська абразія та наступ моря на сушу зумовлює її руйнування, формування великоуламкового матеріалу, тоді як відступ моря зумовлює утворення дрібноуламкового аж до глинистого матеріалу морських фацій. Детальний аналіз літологічних відмін, структури та текстури порід дає змогу з'ясувати характер і темп морфодинамічних процесів, направленість їхнього розвитку [1].

За місцями виходів на поверхню корінних порід чи четвертинних відкладів визначають місця активізації сучасних рельєфотвірних процесів.

За віком органічних залишків, знайдених у відкладах, з'ясовують час початку акумуляції.

5. Ґрунтовий метод забезпечує визначення інтенсивності денудації шляхом зіставлення нормально розвинених і змитих ґрунтів того самого типу, які сформувалися у схожих умовах.

Нерівномірність сучасної денудації зумовлює те, що на тому самому схилі поряд із зденудованими ґрунтами трапляються неушкоджені, які можуть бути еталоном для виявлення інтенсивності розвитку процесів [3].

На рівнинах чи пологосхилових височинах частим елементом мікрорельєфу є лощинна (мікроулоговинна) мережа. Лощини як від'ємні лінійні форми рельєфу зосереджують стік з прилеглих поверхонь водозбору, а також є ділянками акумуляції матеріалу, змитого з прилеглих схилів внаслідок делювіального процесу (на розораних і не зайнятих рослинністю ділянках). Відповідно у днищах лощин формуються більш зволожені та гумусовані, а на випуклих перегинах мікропідвищень між ними – змиті ґрунти. Визначають площі змитих ґрунтів, а за їхньою потужністю у днищах – інтенсивність делювіальних змивів.

5. Геоботанічний метод полягає у з'ясуванні інтенсивності денудації за характером рослинного покриву, його видовим складом, густотою, ознаками механічного впливу денудаційних агентів на стебла та корені рослин.

Розрізняють такі різновиди цього методу:

- за розрідженою, нерівномірною кроною дерев на великомасштабних космознімках виявляють зсувні, делювіальні процеси на схилах;
- за оголеним корінням вивчають темп ерозії і делювіальних змивів;
- за деформованими коренями визначають інтенсивність кріпу, соліфлюкції;
- за похованими стовбурами дерев визначають величину акумуляції під час проходження осипних, селевих, еолових, вулканічних, пролювіальних процесів;
- метод дендроекранів: за чагарниковою рослинністю, яка сформувалась вище або нижче прояву процесу, на схилі визначають час активізації процесу;
- нахилені дерева ("п'яний ліс") (рис. 2.3.10) є індикатором зсувів, сходу лавин, селів, кріпу, соліфлюкції, а також трансгресій моря. В нахиленому дереві формуються асиметричні річні кільця: максимальними будуть ті за діаметром, які орієнтовані в сторону нахилу;

Рис. 2.3.10. Рослинність як індикатор проходження сучасних рельєфотвірних процесів: *а*) делювіальних змивів; *б*) лавин

- дендрологічний метод – аналіз річних кілець дерев на відхилення від нормальної структури чи деформації. Уламки порід від сельових потоків, лавин, камнепадів, обвалів, льодовиків впливають на дерева, залишаючи викривлення у річних кільцях (рис. 2.3.11). Детально обстежують зрізи на збитості деревини й інші механічні пошкодження. Метод допомагає

Рис. 2.3.11. Пошкодження у річних кільцях дерева: *а*) збитості деревини; *б*) тріщини та нерівномірності приросту кілець; *в*) розріз кілець і наявні тріщини під мікроскопом

Рис. 2.3.12. Відбір проб деревини: *а*) загальний вигляд бура;
б) положення біля стовбура дерева; *в*) розташування керна в розрізі

з'ясувати час, коли відбулося пошкодження і вік процесу. Для визначення характеру річних кілець дерева й аномалій у річному прирості кілець використовують спеціальні невеликі бури, якими проникають у стовбур дерева і витягують керн (стовпчик) з деревиною. Далі його аналізують під мікроскопом (рис. 2.3.12)

2.3.1.3. Методи натурних (польових) експериментів

Експеримент – це активний метод вивчення процесів та явищ, коли їх відтворюють в умовах, якими управляють і контролюють. Експеримент дає змогу ізолювати явище, яке вивчають, від впливу інших явищ, побічних чинників і вводити нові. Він допомагає змінювати, модифікувати, комбінувати різні умови й елементи, багатократно відтворювати хід процесу і його різні комбінації, аж до неіснуючих у природі, у строго фіксованих умовах, які можна контролювати [17].

За допомогою експерименту виконують дослідну перевірку гіпотез і теорій, а також формують нові наукові концепції. Результати експерименту є фундаментом для побудови та розвитку теорії, а експериментальні факти стають критеріями істинності теорії [33].

Залежно від мети розрізняють експерименти: контрольні (перевіряльні), дослідницькі (пошукові), відтворювальні, ізолювальні, якісні або кількісні, фізичні, соціальні та ін. У дослідницьких наукових експериментах виділяють три різновиди: уявний, обчислювальний і матеріальний (фізико-технічний). *Уявний експеримент* дослідник виконує в своїй уяві, оперуючи ідеальними образами й об'єктами (наприклад, ідеальна рідина) [17]. *Обчислювальний експеримент* виконують з математичною моделлю досліджуваного об'єкта, задаючи алгебричні і диференціальні рівняння, розв'язком яких є кількісне значення певної величини (функції) [5]. Обчислювальні експерименти зручно виконувати за допомогою комп'ютерних середовищ. Уявні й обчислювальні експерименти реалізують у лабораторних умовах.

Матеріальний або натурний експеримент – це штучні впливи на природні (натурні) об'єкти з відтворенням характеру проходження в їхніх межах певних процесів та явищ. Вивчають кінематику процесів, характеристики умов і чинників, які на них впливають, та зміни процесів зі зміною умов і чинників впливу. Матеріальні експерименти виконують у польових і лабораторних умовах.

Натурні експерименти проводять: 1) на штучно створених відкритих експериментальних майданчиках, які відтворюють зменшену у масштабі реальну земну поверхню (рис. 2.3.13, *а*); 2) на ділянках місцевості, які піддають штучним механічним впливам, після чого виконують детальні вимірювання змін, що відбулися. Ці ділянки ще називають малими польовими майданчиками.

З середини минулого століття набули поширення польові (натурні) експерименти з *вивчення розвитку руслових процесів*, які виконували на обладнаних ділянках рік (рис. 2.3.13, *б*). На певних відстанях на річці ставили поперечники, вздовж яких виконували промірювання русла у поздовжньому та поперечному профілі, вимірювали швидкості і напрями течій у декількох точках по вертикалі чи проводили нівелювання водної поверхні вздовж поперечного перерізу й урізу води біля берегів, відбирали й аналізували донні відклади, фіксували вторинні течії, зони відриву потоку від берегів, вторинних валів і вихрових зон.

Рис. 2.3.13. Натурні експерименти: *а*) на відкритому майданчику експериментального комплексу Руслової лабораторії Санкт-Петербурзького Державного гідрологічного інституту (модель р. Лаби, притоки р. Кубані); *б*) на р. Полометі на Валдайській русловій станції цієї лабораторії [17]

Досліджували також послідовні стадії затоплення заплави під час повеней, виявляли характер виходу води на заплаву, виникнення та подальшу трансформацію течій під час проходження повені.

Натурні експерименти дали змогу отримати дані про характер і особливості формування річкових наносів. Наприклад, з'ясували, що протягом 30-річного періоду русло малої річки спочатку звільнялося від заповнених у ньому наносів, пропускна здатність його в зв'язку з цим збільшувалася з 19 м^3/с до 35 м^3/с, а потім русло знову стало заноситися наносами і його пропускна здатність зменшилася у тому ж рівні з 35 м^3/с до 21 м^3/с [17].

На підставі польових експериментів руслових процесів отримали детальні, оригінальні польові матеріали й наукові висновки з меандрування, механізму затоплення і спорожнення заплави під час вільного меандрування, структури руслового потоку і його макротурбулентності, транспорту донних наносів, геометричних і динамічних характеристик руслових мікроформ-пасм. Ці дані використовували в інженерній практиці для проектування мостових переходів, робіт зі спрямлення русел та укріплення берегів.

Спеціальні експерименти зі зміцнення берегів водойм поширені в Японії. Зокрема, на о. Хоккайдо для вивчення міцності дамб після переповнення водойм внаслідок проливних дощів чи тайфунів створили канал 1300 м довжини і 30 м ширини (рис. 2.3.14). На ньому випробовували потенціал міцності дамби після подачі води різної інтенсивності. З'ясували, за яких умов відбувається відрив окремих бетонних блоків і як треба укріплювати дамби від розмиву.

Натурні дослідження у північній Європі спрямовані на вивчення впливу змін клімату на прісноводні екосистеми у руслах рік. Дослідження в цій залузі особливо важливі, враховуючи, що передбачені зміни структури опадів і потепління клімату зумовлюють триваліші періоди межені в річках. У цих експериментах дослідники прагнуть зрозуміти, як ці стресові чинники впливають на невеличкий струмок та екосистему в ньому, звертаючи особливу увагу на те, як стрес-фактори можуть взаємодіяти [36].

Серед натурних експериментів поширені *штучні дощування* схилових поверхонь для вивчення площинних змивів. Штучне дощування в польових умовах допомагає відтворювати дощі заданої інтенсивності (від 0,1 до 1 мм/хв) у будь-яких поєднаннях і послідовностях вздовж схилів, які відрізняються крутістю, довжиною, ступенем змитості ґрунту, його гранулометричним складом, рослинністю й агротехнікою.

Використовували дощувальні установки з крапельним і струменевим способом поливу (рис. 2.3.15). Крапельні установки забезпечували рівномірний, але однорідний дощ із великими краплями. У струменевих насадках потрібний спектральний

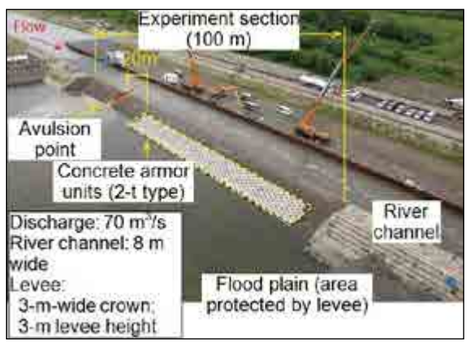


Рис. 2.3.14. Повномасштабний експериментальний канал на р. Токачі, о. Хокайдо, Японія [35]

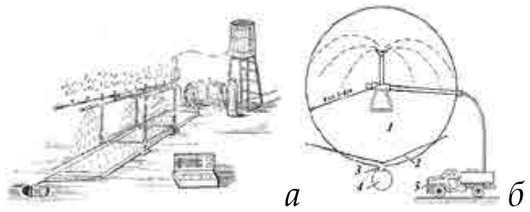


Рис. 2.3.15. Апарати штучного дощування для експериментів з вивчення протиерозійної стійкості ґрунтів [14]: *а*) дощувальна установка УСДУ-67; *б*) дощувальна машина (*1* – дослідна стокова площина до 100 м² із переносною установкою дефлекторного типу; *2* – огорожа з металічних рамок; *3* – направляючий канал; *4* – мірна ємність; 5 – автомашина, яка качає воду)

склад крапель, висока рівномірність забезпечувалася чергуванням груп насадок різного діаметра і типу, а також їхньою гідропульсацією або вібрацією в одній або двох площинах. Найбільше поширення мали струменеві дефлекторні насадки з конусним розпилювачем. Струмінь води, виходячи під напором з отворів насадки, потрапляв на дефлектор і, розбиваючись об нього, перетворювався на дрібні краплі, які рівномірно розбризкувалися в радіальних напрямах.

Методами штучного дощування вивчали вплив на утворення площинної ерозії спектра дощових крапель, інтенсивності дощів, довжини схилів, фізичних властивостей ґрунтів, а також особливості формування струменевих течій і розмивів, об'єми змитих ґрунтів, протиерозійні стійкості ґрунтів тощо. Наприклад, за допомогою дощувальних установок вивчено механізм зародження процесу ерозії. З'ясовано, що значний вплив на розвиток ерозії мають дощові краплі. Вони зумовлюють відрив частинок ґрунту, які збільшують транспортувальну здатність потоку і збуджують додаткову турбулентність. Ударні "хвилі" від крапель дощу збільшують також здатність потоків транспортувати частинки волочінням їх вздовж дна. Захист поверхні від ударів крапель іноді в 10–20 разів знижує мутність потоку.

Для визначення інтенсивності ерозії застосовують метод безпосереднього заміру об'єму струменевих розмивів. Для цього впоперек падіння схилу натягують мірну стрічку і вздовж неї міряють ширину та глибину всіх утворених вимивин. Обчислення їхнього сумарного перерізу дає об'єм змитого ґрунту з досліджуваної ділянки. Інтенсивність ерозії визначають також вимірюванням рівня земної поверхні до і після ерозії. Використовують методи стержнів, мікронівелювання, фотопрофілювання (за фотографіями визначають площі поперечного перерізу ділянок схилу), стереофотограмметричного знімання [14].

2.3.2. Камеральні методи досліджень сучасної динаміки рельєфу

Суть методів полягає у вивченні динаміки рельєфу, на підставі існуючих картографічних, літературних матеріалів, даних дистанційного зондування Землі та лабораторних експериментів.

2.3.2.1. Аналіз літературних і фондових джерел

Літературні та фондові джерела слугують носіями інформації про сучасну динаміку рельєфу досліджуваного регіону. Серед *літературних джерел* використовують публікації з загальної географії, геодинаміки, педології, гідрології тощо, які часто містять цінний матеріал про явища природи чи чинники розвитку процесів. Використовують видання, які стосуються окремого району досліджень, та регіону в цілому. Цікавлять також статті та замітки з загальних та окремих аспектів розвитку морфодинамічних процесів, які можуть дати поштовх до пояснення певних явищ або чинників.

Фондові джерела – спеціалізовані звіти геологічних експедицій чи партій, які зберігають у їхніх фондах. У звітах висвітлюють результати геологічних досліджень, аналізують стан і розвиток небезпечних морфодинамічних процесів у зв'язку з інженерним проектуванням території, пошуками корисних копалин, господарським будівництвом тощо. З них отримують інформацію про процеси в досліджуваних геолого-геоморфологічних умовах. Послуговуються також спеціальними звітами про стан і розвиток сучасних екзогенних процесів в регіоні [15].

2.3.2.2. Картографічні методи

Охоплюють такі складові частини досліджень: аналіз тематичних і різночасових карт, вимірювання проявів процесів у рельєфі (картометричні методи), картографування поширення морфодинамічних процесів.

Аналіз картографічного матеріалу дає просторове уявлення про поширення проявів морфодинамічних процесів, визначення їхньої приуроченості до форм чи елементів рельєфу й об'єктів природокористування. Метод передбачає ознайомлення з топографічними, геоморфологічними, геологічними та картами четвертинних відкладів на цю територію. Деяку інформацію дають також ґрунтові, тектонічні, гідрогеологічні та інші види спеціальних карт. На підставі аналізу різних тематичних карт визначають фактори активізації процесів, головні чинники і наслідки їхнього поширення, можливості подальшого розвитку. Наприклад, аналізують карти сейсмічних зон, неотектонічних рухів і визначають чи можуть вони бути чинником розвитку зсувів, ерозії, лавин та інших процесів у регіоні.

Порівняння *різночасових топографічних (іноді тематичних) карт* чи планів місцевості дає змогу отримати наочне уявлення про динаміку рельєфу в період фіксації її на картах. Кількісні показники динаміки рельєфу виявляються у змінах конфігурації об'єктів, їхньої довжини, площі, об'єму, які просторово відображені і їх можна обчислити. Наприклад, порівняння ґрунтових і ґрунтово-ерозійних карт початку 1950 років з картами кінця 1980 років допомагає оцінити еродованість ґрунтового покриву, співвідношення площ, зайнятих ґрунтами різного ступеня змитості, а також виявити тенденції зміни цих показників під впливом діяльності людини та розвитку ерозійно-акумулятивних процесів [20]. За різночасовими картами визначають деякі антропогенні чинники розвитку морфодинамічних процесів: зростання селитебних і промислових територій, зменшення лісів, зростання меліорованості земель, поява нових інженерних об'єктів. Карти давніх періодів отримують у секторах картографічних видань наукових бібліотек, фондах ґрунтових і геологічних експедицій, зі спеціальних картографічних сайтів, зокрема, www.vlasenko.net та ін.

Картометричні методи – це отримання морфометричних показників рельєфотвірних процесів за допомогою топографічних карт. Використовують сучасні карти для визначення величини проявів процесів на певній території у теперішній час, і різночасові – для обчислення показників розвитку процесів.

Під час вимірювання параметрів проявів процесів на різночасових картах для зменшення похибок в обчисленнях дотримуються таких принципів: 1) масштаб карт має бути одного рівня генералізації; 2) точки початку та закінчення вимірів мають бути точно визначені. Для цього їх беруть на перетині прямих, зокрема, двох колісних доріг, колісної та залізничної магістралей, дороги і річки тощо; 3) вимірювання на різних картах треба проводити єдиним інструментом. Всі карти варто прив'язати в ГІС і користуватись інструментом "Measure", або інструментами інтернет-переглядачів, або всі карти перевести в паперовий варіант і вимірювати традиційним способом за допомогою циркуля-вимірника, курвіметра, планіметра чи палетки. За різночасовими картами визначають горизонтальні деформації русел річок (рис. 2.3.16), динаміку меандр, бокового розмиву річок, а також зміни ярів, перезволожених ділянок, площ поширення карстових та антропогенних форм рельєфу.

Картометричні методи широко використовують для оцінки енергетичного потенціалу рельєфу в цілому, басейнових систем, оцінки змін річкових систем, з'ясування параметрів і динаміки карстових, еолових, гравітаційних процесів, а також процесів техногенезу.

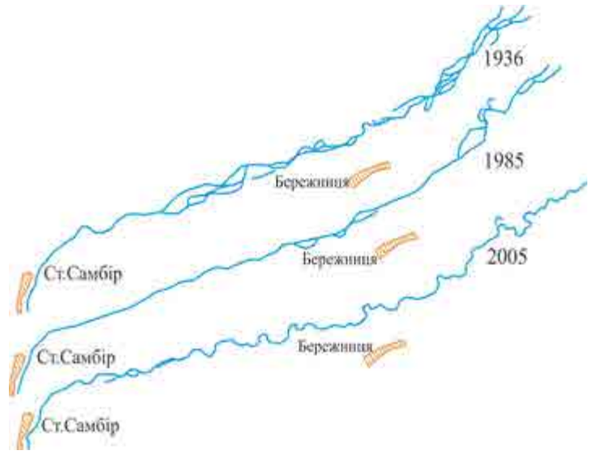


Рис. 2.3.16. Динаміка русла Дністра за різночасовими матеріалами

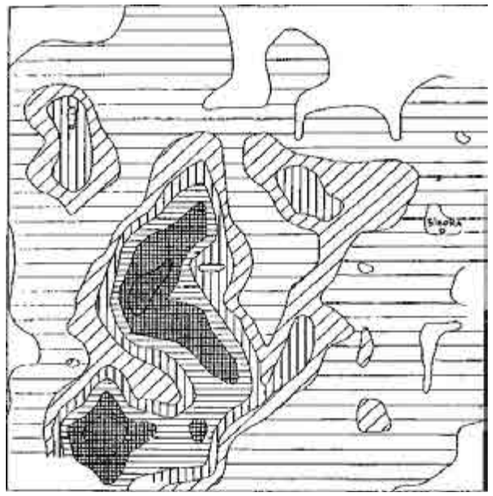


Рис. 2.3.17. Щільність вершин ярів Бібрсько-Миколаївського Опілля (в од/км^2 за рік) [20]. Густіше штрихування свідчить про більшу щільність

Картографування морфодинамічних процесів – нанесення на карту проявів процесів. Прояви процесів позначають на картах способом позамасштабних умовних знаків і способом якісного фону. Позамасштабними точковими та лінійними знаками картують окремі прояви процесів на цій місцевості, а кольором в цьому випадку відображають генетичні типи рельєфу. Так відзначають яркові врізи, зсувні тіла, карстові лійки, солончакові блюдця, річкові підмиви, конуси виносу селевих і тимчасових потоків, лотки сходу лавин, вогнища землетрусів тощо. В іншому випадку, якісним фоном зображають щільність форм морфодинамічних процесів (низька, середня, висока) (рис. 2.3.17) або інтенсивність їхнього розвитку (активні, стабілізовані). Зображають також площі поширення тих чи інших процесів, наприклад, делювіальних змивів, процесів опустелювання, розвіювання ґрунтів, сельотвірних басейнів тощо.

2.3.2.3. Аналіз матеріалів дистанційного зондування Землі

Застосовують для виявлення місцерозташування різних генетичних типів процесів, їхніх форм прояву, площ охоплення, впливу на територію та господарські споруди. Чітко дешифрують стан процесів – активний чи пасивний.

Дрібномасштабні космознімки (роздільної здатності 1 км/пкс) дають уявлення про поширення головних типів екзогенних процесів на значних площах. На знімках дрібних масштабів добре видно морфоструктури та їхні елементи, простежується зв'язок між ними і генетичними типами процесів. Це дає змогу виявити регіональні закономірності процесів та найбезпечніші площі з погляду дії несприятливих процесів [18]. Головні ознаки інтерпретації рельєфотвірних процесів на дрібномасштабних знімках – малюнок і фототон зображення. Результати дешифрування застосовують під час типізації процесів і складання оглядових карт їхнього поширення.

На середньомасштабних космознімках (роздільної здатності 30–40 м/пкс) вивчають геолого-літологічні, геоморфологічні та гідрогеологічні чинники рельєфотвірних процесів. На цих знімках виявляють особливості поширення генетичних типів процесів, їхнє морфологічне вираження, всі головні типи морфоскульптури та її елементи, експозиції схилів, густоту й глибину ерозійного розчленування території та їхні зв'язки з загальними геоморфологічними умовами; якщо можливо визначають вікові генерації різних форм і літологічний склад відкладів. Основні дешифрувальні ознаки – конфігурація форм прояву процесів, фототон і структура зображення (рис. 2.3.18). За результатами дешифрування укладають спеціалізовані карти сучасного стану й умов розвитку екзогенних процесів, виконують районування території за інтенсивністю прояву процесів на підставі кількісних показників.

Космознімки великої роздільної здатності (5–10 м/пкс) та аерофотознімки використовують для отримання інформації про інтенсивність розвитку сучасних екзогенних процесів на конкретних ділянках. На цих знімках добре видно окремі прояви процесів, зокрема, ділянки площинної ерозії, розвіювання пісків, перезволоження, відкритого карсту, яроутворення та ін. Фіксують також реальні зв'язки між проявами екзогенних процесів та умовами їхнього розвитку. Це дає змогу виявити стадії розвитку екзогенних процесів, побудувати еволюційні ряди їхнього розвитку, кількісно оцінити ступінь їхньої активності. Головні ознаки дешифрування – фототон і структура зображення. Зокрема, поява світлого фотона на фоні темного свідчить про наявність делювіальних змивів на полях, активізацію лінійної ерозії, початок еолового розвіювання та інші типи процесів. Поява темного фототона на фоні світлішого пов'язана з посиленням процесів заболочування та

а

б

Рис. 2.3.18. Зміни рельєфу в районі Яворівського сірчаного кар'єрно-відвального комплексу, зафіксовані на космознімках: *а*) 2003 р.; *б*) 2014 р.

перезволожування земель. Поява штрихових чи валикових структур на фоні більш однорідних означає сходження зсувів, обвалів, опливин [6].

За різночасовими аерофото- та космознімками, знятими у різні роки чи десятки років, виявляють зміни у стані процесів – активізацію, повільний розвиток чи стабілізацію процесів. Одні типи процесів проходять поступово, зміни наростають повільно, інші процеси відбуваються стрибкоподібно, з раптовими новоутвореннями. Застосовуючи різночасові знімки, виявляють характер змін, що відбулися. Позитивним у цьому випадку є те, що виявлені зміни прив'язані не до точок і створів, як у разі наземних стаціонарних досліджень, а до всієї площі загалом, що дає статистичний матеріал, значно поліпшує надійність усіх висновків і узагальнень [5].

Вивчаючи динаміку рельєфотвірних процесів, використовують знімки, які отримали в різні моменти часу. Розрізняють одномоментні та багаточасові знімки. Сукупність одночасового знімка та динамічного ряду знімків, які зіставляють із зафіксованими об'єктами, називають багаточасовим знімком. Одномоментні знімки, які входять до складу багаточасового, – це статичні зрізи динамічного процесу, які зображають його динамічний стан на певному етапі розвитку. Як засіб пізнання динаміки це не проста сума знімків, його складові взаємодоповнюють один одного. Часова закономірність змін явищ і процесів, перебіг їхнього розвитку фіксуються різночасовими знімками, які дають змогу оцінити темп динаміки. Сукупна обробка одиночних і багаточасових знімків, є основним методичним прийомом географічного вивчення динаміки за знімками [26]. Поки що часовий обсяг досліджуваних явищ за дистанційними матеріалами не є значним: він обмежений десятиліттями.

За допомогою різночасових аерофотознімків і космознімків складають карти динаміки сучасних геоморфологічних процесів, які використовують в інженерних та природоохоронних цілях. Визначені за знімками показники динаміки фіксують на картах різного часового проміжку.

Сучасне програмне забезпечення допомагає виконати анімацію змін, які відбулися на території. Така візуалізація дає змогу наочно побачити, наприклад, трасу, по якій проходитиме сель чи лавина; площу, яку охопить процес (наприклад, підтоплення); споруди, які опиняться в зоні впливу процесу тощо.

2.3.2.4. Методи лабораторних експериментів

Лабораторний експеримент – методична стратегія, спрямована на моделювання діяльності сучасних екзогенних процесів у спеціальних умовах. Він заснований на створенні штучних ситуацій, які дають підстави змінювати контрольовані змінні та стежити за супутніми змінами залежних змінних. Провідною ознакою лабораторного експерименту є забезпечення відтворюваності досліджуваних характеристик процесів та умов їхнього прояву.

Лабораторний експеримент з вивчення сучасних екзогенних процесів передбачає їхнє відтворення з використанням технічного оснащення, відповідного комп'ютерного чи відеозапису для фіксації ходу і результатів досліджень. Створюють зменшені моделі об'єктів місцевості, зокрема, певні форми рельєфу, які піддають дії певних чинників задля вивчення розвитку в їхніх межах рельєфотвірних процесів.

Найпоширеніші експериментальні дослідження у лабораторних умовах – *дослідження руслових процесів* (рис. 2.3.19). В основі більшості лабораторних експериментів є закономірні зміни русла з однорукавного стрічково-пасмового русла до боковикового, далі меандруючого, і далі руслової та заплавної багаторукавності. Дослідники змінювали витрати води і кількість наносів.

✓ Досліджували: чинники й умови закономірних змін русла, вплив природних та антропогенних чинників на ці зміни. Вивчали турбулентність потоку, стік наносів, гідравлічні характеристики потоку, кінематичні структури течій, вплив антропогенних споруд на русловий процес, розподіл забруднень у руслі. З'ясовували характер і розміри повеней, які здатні змінити поведінку річки.

Практика використання експериментальних установок і лотків для вивчення гідравлічних процесів у річкових руслах має давню історію. Перша гідравлічна модель такого типу – модель русла р. Гаронни була створена у Франції Л. Фарго 1875 р. у масштабі 1:100 для вивчення закономірностей деформацій русла цієї річки. Першу гідравлічну лабораторію для вивчення різних гідравлічних явищ заснував 1898 р. у Німеччині Г. Енгельс у Вищій технічній школі Дрездена. В кінці 1950 років у різних країнах світу було створено близько чотирьохсот гідравлічних лабораторій, з яких понад сотню були розташовані у США, близько двохсот у Радянському Союзі, близько вісімдесяти у Європі та десяток в Азії. Вони проводили лабораторні експерименти для спостереження за русловими процесами.

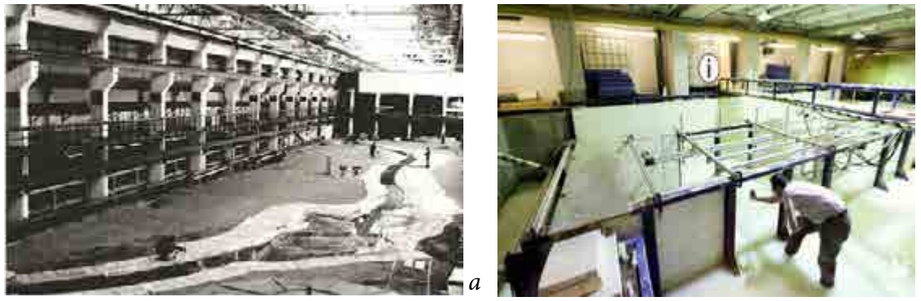


Рис. 2.3.19. Лабораторії для проведення експериментів з вивчення руслових процесів:
а) експериментальний зал Руслової лабораторії Санкт-Петербурзького Державного гідрологічного інституту [17]; *б*) Total Environment Simulator в університеті Халла (Великобританія) [38]

Найбільша експериментальна лабораторна установка – модель басейну р. Міссісіпі, створена в Експериментальній станції водних шляхів США в м. Джексоні. Вона займала площу 89 га і мала довжину 1371м. На ній були відтворені всі річки басейну – загальна довжина моделі 12,8 км (24 000 км в натурі). Сумарна витрата води на моделі становила 535 л/с. Моделлю керували автоматично. Відмітки водної поверхні фіксували одночасно в 1500 точках. На моделі вивчали режими рівнів і витрат води, а також рух хвиль паводків, що давало змогу виконувати прогнозування, раціональне проектування та експлуатацію протипаводкових споруд (дамб обвалування) і систем водосховищ (регулювання стоку). Величезні матеріальні та фінансові витрати, вкладені в будівництво й експлуатацію цієї найбільшої моделі в світі, були визнані виправданими, що забезпечило вирішення завдання створення єдиної, централізованої інформаційно-координуючої системи та механізму управління паводками, експлуатацією регуляційних споруд у басейні Міссісіпі [17].

В університетах США, Великобританії, Франції, Німеччини, Японії та Китаю існують експериментальні лабораторії з вивчення особливостей водних потоків. Наприклад, в університеті Халла (Великобританія) на березі моря споруджений великий акваріум Total Environment Simulator (TES) – світового класу експериментальна установка, призначена для моделювання динаміки рідини й опадів у широкому діапазоні параметрів й умов [38]. TES складається з великого водопропускного резервуара, в якому контролюють рух води в різних місцях осадження наносів, створюють хвилі, опади та швидкісні водні потоки. Лабораторія обладнана приладами високої чутливості для вимірювання процесів, їхніх темпів, а також форм руслового рельєфу, які розвиваються.

Під час проведення експериментів на моделях об'єктів дослідники мають враховувати такі чинники: наскільки реальна модель? що означають результати в реальному світі? як масштабувати модель? Найважливіший чинник – масштабування, адже потрібно розуміти, що деякі речі в природі не можуть бути зменшені – вплив гравітації або текучої води. Проте можна контролювати змінні, які використовували в експериментах, зокрема, розмір наносів, а також кількість і швидкість води, яка подається через річкову систему.

Враховуючи ці чинники, у лабораторії університету Берклі (Каліфорнія, США) успішно відтворили формування меандрів річки басейну Міссісіпі. Створили модель потоку з гравійним руслом у лотку із пологим ухилом 6,1×17 м. Матеріал для зміцнення берегів – паростки люцерни, а матеріал для подання невеликих осадів – 0,25–0,42-міліметрові легкі частинки пластику та пісок. У лотку вирізали 40 см широкий канал з одним вигином у верхній частині, ввімкнули воду, подали пластик і пісок, дали руслу перебудовуватися протягом 136 год (рис. 2.3.20). Це еквівалентно 5–7 рокам панування високої води в річковому потоці. Експеримент зафіксував як формуються і мігрують меандри річки вниз по течії, як впливає рослинність, зокрема люцерна, на уповільнення ерозії, які розміри піску потрібні для формування боковиків та островів. В цьому експерименті виявили, що для створення вигину висока швидкість потоку не має значення, важливішими є стійкі потоки-розливи під час повеней [34].

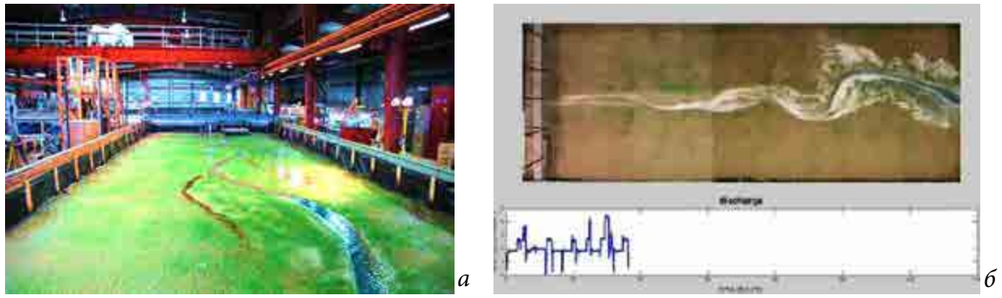


Рис. 2.3.20. Лабораторна модель русла в Берклі (США) [34]:
а) зал лабораторії; *б*) відеофіксація формування меандр

Лабораторні експерименти виконують, щоб *з'ясувати фільтраційні властивості ґрунтів*. Для вивчення особливостей фільтрації води в ґрунт використовують спеціальні циліндри. Розрізняють фільтрацію у зв'язані та незв'язані (зернисті) ґрунти. У циліндр закладають ґрунт і пропускають через нього воду під деяким тиском. На практиці фільтраційний прилад побудований на використанні двох циліндрів *А* і *Б*, з огляду на різницю рівнів води між ними створюється діючий напір *H* (рис. 2.3.21, *а*).

Під час експериментів вимірюють витрати води, яка профільтрувалась крізь ґрунт, час, за який вона пройшла, і величину гідравлічного градієнта. Градієнт *J* обчислюють за формулою $J = H/L$, де *H* – витрата води; *L* – величина зразка ґрунту (2.3.21, *б*). Знаючи переріз зразка ω, витрату *q* і градієнт *J*, знаходять швидкість *v* та коефіцієнт фільтрації $k_ф$ за формулами $v = q/\omega$ і $k_ф = v/J$ [23]. Отож, коефіцієнт фільтрації дорівнює швидкості фільтрації води через ґрунт у гідравлічному градієнті, який дорівнює одиниці.

Фільтрацію можна вивчати на поверхні ґрунту та на глибині підорного шару чи ілювіального горизонту.

Для різних типів ґрунтів визначили такі коефіцієнти фільтрації (в м/добу):

- гравій з піском: 150–75;
- пісок великозернистий гравелистий: 100–50;
- пісок великозернистий: 75–25;
- пісок середньозернистий: 25–10;
- пісок дрібний: 10–2;
- супісок: 0,7–0,2;
- суглинок: 0,4–0,005;
- глина: 0,005 і менше.

У лабораторних (і в натурних) умовах виконують *дощування* зразків ґрунту для вивчення площинних змивів. Використовують невеликі лотки (1–1,5 м) або майданчики (1 м^2), на яких укладають ґрунт

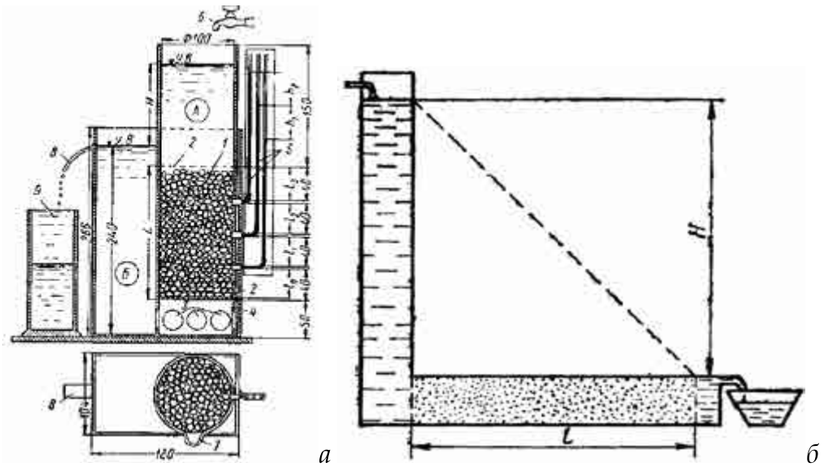


Рис. 2.3.21. Схеми приладів для визначення коефіцієнта фільтрації [23]:
а) для зернистих ґрунтів: *1*) досліджуваний ґрунт; *2*) сітки для утримання зразка (нижня) і захисту від розмиву (верхня); *3*) водовідвідні отвори в підставці; *4*) підставка; *5*) п'єзометричні трубки; *6*) кран подачі води; *7*) запасний водозлив; *8*) злив, який контролює рівень; *9*) мірний циліндр. *А* – скляний циліндр меншого діаметра; *Б* – більший циліндр; *Н* – діючий напір; *б*) для різного типу ґрунтів

висотою в 10–15 см, утрамбовують його до потрібної щільності. Поливають, після чого визначають вплив на прояв ерозії ступеня зволоженості, ущільненості й оструктуреності ґрунту, розмиваючі швидкості потоків. У лабораторних умовах вивчають також міцність структурних агрегатів, вплив хімічного складу, фізико-хімічних і фізичних властивостей ґрунтів на їхню протиерозійну стійкість.

В Україні лабораторні експериментальні дощувальні установки розробили в Одеському гідрометеорологічному інституті у 1950 роках, на яких проводив експерименти Г. І. Швебс. Ці експерименти допомогли йому запропонувати й удосконалити схему структури водно-ерозійного процесу, де він виділив два види водної ерозії: поверхнево-схилову й ярково-руслову. Ярково-руслова ерозія складається з яркової, яка поділяється на лінійний, ступінчастий і багатоступінчастий розмиви, і руслової (різновиди – заплавно-руслові та сельові процеси). Частиною поверхнево-схилової є ерозія розбризкування (крапельна), власне поверхнева та струменева [27, 32].

У лабораторних умовах широко застосовують експерименти з *вимірювання показників фізичних властивостей порід*: їхньої стійкості до механічних і хімічних впливів, міцності, щільності, вологості, пластичності, водонасиченості тощо, які впливають на розвиток та інтенсивність сучасних морфодинамічних процесів. Під час визначення цих властивостей використовують спеціальні прилади, які ґрунтуються на механічній дії на зразки порід, дії сили тяжіння чи речовини. Найменші зміни у породі фіксують сенсори і передають на екран монітора. Визначають числові значення властивостей порід, які надалі використовують в інженерних і господарських цілях.

Лабораторні експерименти виявляють кількісні параметри динаміки рельєфу, модифікації форм залежно від змін чинників, основні закономірності сучасних морфодинамічних процесів, шляхи їхньої еволюції. Експерименти допомагають практично вирішувати багато проблем, які пов'язані з передбаченням змін рельєфу, забезпеченням стійкого його існування.

Запитання для самоперевірки знань

1. Як поділяють сучасні екзогенні процеси?
2. Які процеси вивчають стаціонарними методами?
3. Назвати види досліджень експедиційними методами.

4. Які Ви знаєте камеральні методи вивчення сучасної динаміки рельєфу?
5. Що таке натурні експерименти? Що з їхньою допомогою вивчають?
6. Які процеси і як вивчають методами лабораторних експериментів?

Бібліографія

Основна

1. *Мізерський В.* Динамічна геологія (загальна геологія): навч. посібник / пер. з пол. Володимир Мізерський; пер. Роман Смішко. – 2-ге вид., випр. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2011. – 354 с. – ISBN 9789666139125
2. *Сіренко І.М.* Динамічна геоморфологія / І.М. Сіренко. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2003. – 224 с.
3. *Спиридонов А.И.* Изучение современной динамики рельефа // Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования / А.И. Спиридонов. – Москва: Высш. школа, 1970. – С. 205-216.

Допоміжна

4. *Ананьев Г. С.*Динамическая геоморфология. Формирование вершинных поверхностей / Г.С. Ананьев. – Москва, 1976.
5. *Байрак Г.* Інтерпретація морфодинамічних процесів / Г. Байрак, Б. Муха // Дистанційні дослідження Землі: навч. посібник – Львів: Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2010. – С. 504–508.
6. *Байрак Г.Р.* Динаміка процесів і природокористування рівнин заходу України (на підставі різночасової аерокосмоінформації) / Г.Р. Байрак // Аналіз рельєфу і природокористування рівнин заходу України за аерокосмічними даними: монографія. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2007. – С. 227–274.
7. *Болюх О.И.* Стационарное изучение плоскостного смыва в Предкарпатье / О.И. Болюх, А.П. Кинаш, М.Г. Кит, Я.С. Кравчук – Львов: Вища школа, 1976. – 114 с.
8. *Воскресенский С. С.* Динамическая геоморфология. Формирование склонов / С.С. Воскресенский. – Москва, 1971.
9. *Гафуров А.М.* Оценка интенсивности склоновой эрозии методом наземного лазерного сканирования // Аммосов – 2014: сборник материалов всероссийской научно-практической конференции. Електронний ресурс. Точка доступу: https://books.google.com.ua/books?id=84TVBQAAQBAJ&pg=PA1022&lpg#v=onepage&q&f=false
10. *Глотов В.* Аналіз можливостей застосування безпілотних літальних апаратів для аерознімальних процесів / В. Глотов, А. Гуніна // Фотограмметрія, геоінформаційні системи та картографія. Сучасні досягнення геодезичної науки та виробництва. Вип. II(28), 2014. – С. 65–70.
11. *Горшков С.П.* Экзодинамические процессы освоенных территорий / С.П. Горшков. – Москва: Недра, 1982. – 286 с.
12. *Грубрин Ю.Л.* Современные геоморфологические процессы на территории Среднего Приднепровья / Ю.Л. Грубрин, Э.Т. Палиенко. – Киев: Наук. думка, 1976. – 118 с.
13. Динамическая геоморфология / Под ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г. Симонова, А.И. Спиридонова. – Москва: Изд-во МГУ, 1992.
14. *Захаров Н.В.* Защита почв от эрозии: учебно-методический комплекс / Н.В. Захаров. – Ульяновск: ГСХА, 2009. – 235 с.
15. Звіт про інженерно-геологічне вивчення "Узагальнення матеріалів по вивченню ЕГП по території діяльності підприємства та інженерно-геологічне довивчення території Львівської і частково Закарпатської областей для геологічного забезпечення УІАСНС" Кн. 1. Номер державної реєстрації робіт з геологічного вивчення надр У-01-235/5 – Львів: ДП "Західукргеологія", 2006. – 327 с.
16. Карта распространения экзогенных геологических процессов территории Украины (М-б 1: 500 000) / Гл. ред. Н.М. Гавриленко. – Киев: ГГП Геопрогноз, 1995.
17. *Клавен А.Б.* Экспериментальные исследования и гидравлическое моделирование речных потоков и руслового процесса /А.Б. Клавен, З.Д. Копалиани. – Санкт-Петербург: Нестор-История, 2011. – 504 с.
18. *Книжников Ю.Ф.* Аэрокосмические исследования динамики географических явлений / Ю.Ф. Книжников, В.И. Кравцова. – Москва: Изд-во Москов. ун-та, 1991. – 205 с.
19. *Ковальчук И.П.* Стационарные исследования экзогенного рельефообразования в Украине // Рельеф и экзогенные процессы гор. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения д-ра геогр. наук, проф. Л.Н. Ивановского. – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011. – Т. 1. – С.113–116.

20. *Ковальчук І.П.* Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз. – Львів: Інститут українознавства, 1997. – 440 с.
21. *Ковальчук І.П.* Стаціонарні, напівстаціонарні та експериментальні дослідження ерозійних процесів. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1992. – 72 с.
22. *Косик Л.* Результати стаціонарних та напівстаціонарних досліджень сучасних екзогенних геоморфологічних процесів в Українському Розточчі / Л. Косик // Вісник Львів. ун-ту. Серія географічна. – 2007. – Вип. 34. – С. 135–141.
23. *Маслов Н.Н.* Основы механики грунтов и инженерной геологии / Н.Н. Маслов. – Москва: Высш. школа, 1968. – 622 с.
24. *Палієнко В.П.* Методи вивчення динаміки рельєфу / В.П. Палієнко, Р.О. Спиця // Морфоструктурно-неотектонічний аналіз території України. – Київ: Наук. думка, 2013. – С. 53–57.
25. *Панов Д.Г.* Динамическая геоморфология / Д.Г. Панов // Общая геоморфология. – Москва: Высш. школа, 1966. – 428 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.twirpx.com/file/1305237
26. *Садов А.В.* Изучение экзогенных процессов аэроландшафтным методом / А.В. Садов. – Москва: Недра, 1978. – 151 с.
27. *Світличний О.О.* Основи ерозієзнавства: підручник / О.О. Світличний, С.Г. Чорний. – Суми: Університетська книга, 2007. – 266 с.
28. *Симонов Ю.Г.* Методы изучения динамики рельефа / Ю.Г. Симонов // Геоморфология. Методология фундаментальных исследований. – Санкт-Петербург: Питер, 2005. – С. 223–283.
29. Сучасна динаміка рельєфу України / В.П. Палієнко, А.В. Матошко, М.Є. Барщевський, Р.О. Спиця, С.В. Жилкін, Г.В. Кучма, Г.В. Романенко, Л.Ю. Чеботарьова та ін. – Київ: Наук. думка, 2005. – 267 с.
30. *Толстых Е.А.* Методика измерения количественных параметров экзогенных геологических процессов / Е.А. Толстых. – Москва: Недра, 1984.
31. *Хомын Я. Б.* Стационарные исследования динамики денудационных процессов на юго-западных склонах Украинских Карпат: автореф. дис. на соискание ученой степени канд. геогр. наук / Я.Б. Хомын – Львов, 1992. – 24 с.
32. *Швебс Г.И.* Теоретические основы эрозиоведения / Г.И. Швебс. – Киев; Одесса: Вища шк., 1981. – 223 с.
33. Экспериментальная геоморфология. Вып. II / Под ред. проф. Н.И. Маккавеева – Москва: Изд-во МГУ, 1969. – 178 с.
34. Alfalfa sprouts hold the line on meandering streams. Електронний ресурс. Точка доступу: http://www.berkeley.edu/news/media/releases/2009/10/05_meanders.shtml
35. Avulsion Contro Experiment using a Full-scale Levee at the Chiyoda Experimental Channel on the Tokachi River. Електронний ресурс. Точка доступу: http://www.pwri.go.jp/eng/about/pr/webmag/wm034/seika.html
36. MARS Experiments: Low Flows in Nordic Rivers. Електронний ресурс. Точка доступу: https://freshwaterblog.net/2014/11/14/mars-experiments-low-flows-in-nordic-rivers/
37. *Selby MJ.* 1982. Hillslope Materials and Processes. Oxford University Press: Oxford; 264.
38. Total Environment Simulator at The Deep. Електронний ресурс. Точка доступу: http://www2.hull.ac.uk/science/geography/research/deep.aspx

2.4. Палеогеоморфологічний аналіз

Палеогеоморфологія – це наука, яка вивчає рельєф, утворений в минулі геологічні епохи Землі (від грец. *παλαιός* – давній).

За визначенням В. Галицького (1980), палеогеоморфологія – це окрема історико-природнича наука, яка вивчає давній рельєф Землі та закономірності його розвитку на підставі реконструкції за допомогою решток та індикаторів рельєфу, які збереглися в земній корі і на її поверхні [13].

За визначенням Ю. Сімонова (2005), палеогеоморфологія – це наука, яка займається відновленням історії розвитку рельєфу [26].

В палеогеоморфології прийнято розрізняти рельєф *похований*, *відкопаний*, *експонований*, *реліктовий* і *реконструйований*.

Похований – створений у більш ранні епохи існування суші, який був повністю перекритий або частково перекритий льодовиковими, вулканічними, моренними та іншими відкладами.

Відкопаний – який спочатку був похований, а потім відкритий завдяки денудації та видалення залягаючих зверху відкладів. Це трапляється у випадку, коли похований рельєф був складений

породами міцнішими, ніж ті, що його перекривають. Наприклад, давні поверхні вирівнювання, відкопані від морських відкладів і підняті на поверхню у Середній Азії, на Уралі, Кавказі, Тянь-Шані. Безпосереднє вивчення давніх відкопаних форм дає багато інформації про їхній генезис, вік, морфологічні риси й особливості розвитку.

За розумінням О. Спірідонова (1970), палеогеоморфологія вивчає похований і відкопаний рельєф, їхнє узгодження із сучасним рельєфом, а також з'ясовує вік рельєфу та історію його формування [2].

Похованому чи відкопаному рельєфу протиставляють видимий чи експонований рельєф. *Експонованим* у палеогеоморфології називають сучасний рельєф. Експонований рельєф складається з елементів досить різного віку, не тільки сучасного. Наприклад, долини Поділля, в яких схили утворюють силурійсько-девонські породи; Український щит, де в долинах відслонені архейсько-протерозойські породи тощо.

Ю. Сімонов виділяє рельєф: експонований або видимий (незалежно від віку) і знищений (незалежно від способу його знищення). Експонований рельєф поділяє на два підтипи: 1) рельєф, який не був знищений, а лише дещо перероблений, і вдається визначити його вік і походження; 2) відкопаний. Знищений рельєф може бути двох підтипів: а) знищений акумуляцією, або похований; б) знищений денудацією. Знищений акумуляцією рельєф охоплює такі класи: протоседиментаційний (зберігся таким, яким був до поховання), синседиментаційний (створений у процесі поховання) і епіседиментаційний (створений після поховання). Експонований рельєф поділяється на групи або класи відповідно до часу утворення та тривалості фаз зародження, становлення, рівноважного стану, фази деградації [26].

Реліктовий – це форми сучасної земної поверхні, які виникли в попередні геологічні періоди, у відмінних від теперішніх умовах. Реліктові форми можуть бути значно перетворені сучасними денудаційними процесами. Прикладом реліктових форм рельєфу слугують камові й озові пагорби на Прип'ятській низовині; еолові дюни, водно-льодовикові улоговини стоку на Малому Поліссі; грязеві вулкани на Керченському півострові. Аналоги реліктових форм трапляються і в похованому стані. Вивчення реліктів сприяє складанню характеристики одновікових з ними похованих форм і умов їхнього розвитку до поховання під товщею осадів.

Реконструйований – вже знищений до теперішнього часу або недоступний для вивчення. Під час реконструкції рельєфу, звичайно, визначається лише його середній вигляд, а для похованого рельєфу можливе вивчення його конкретних форм.

2.4.1. Вивчення особливостей палеорельєфу

Визнаним об'єктом досліджень у палеогеоморфології є похований рельєф. Досліджують такі його аспекти.

1. Походження і вік. Походження визначають за генетичними типами відкладів, які належать до палеорельєфу. Вік визначають за специфічною мікрофауною, знайденою у породах давнього рельєфу; за уламками порід, вік яких відомий – інтрузивних, ефузивних, метаморфічних порід, уламками корисних копалин; за абсолютним віком зерен уламкових порід [11].
2. Геологічну будову. З'ясовують стратиграфію відкладів, загальну історію палеогеоморфологічного розвитку, епохи накопичення та розмиву матеріалу. Власне нерівні контакти між породами різних стратиграфічних поверхонь свідчать про розмив матеріалу, іноді на його накопичення. Наприклад, коли режим акумуляції дуже нестійкий і супроводжується принесенням то грубоуламкового, то дрібноуламкового матеріалу.
3. Морфологічні особливості:

А) Додатні та від'ємні форми. Підвищені ділянки палеорельєфу можна визначити за наявними елювіальними відкладами, залишками кір вивітрювання. Залишки делювіальних відкладів свідчать про існування поблизу них досить розчленованих форм рельєфу і значних ухилів схилів у місці їхнього накопичення. Пониження давнього рельєфу засвідчують озерні та річкові відклади.

Б) Висоти палеорельєфу. На палеогеографічних картах частіше можна відобразити не абсолютну висоту місцевості, а ступінь її розчленованості або відносні висоти. Про відносну висоту палеорельєфу свідчать градієнти зміни величини, обкатаності уламкового матеріалу, особливості

їхнього складу. Значну розчленованість давнього рельєфу визначає грубозернистість відкладів, а тонкозернистість – на вирівняність. Про приблизну висоту давнього рельєфу можна говорити, вимірявши можливі ухили та довжини палеорік. Ухили сучасних рівнинних рік 0,4–4 м/км, а гірських – 1–10 м/км. Помноживши довжину ріки (в км) на передбачуваний ухил, можна приблизно оцінити висоти палеомісцевості [15].

Висотні співвідношення можна визначити іншим методом. В його основі є положення про те, що берегові лінії давніх морів займали горизонтальне положення і, відповідно, утворювали форми рельєфу на одних гіпсометричних рівнях. Усі відхилення від горизонтального положення в сучасному заляганні свідчать про дію на них процесів зовнішнього морфогенезу, головно тектонічних рухів. Величина відхилення дає сумарну амплітуду тектонічних рухів. Прийнявши сучасну берегову лінію за реперну, за отриманими даними можна розрахувати первинні співвідношення великих форм давнього рельєфу, одновікових берегових ліній. Враховуючи поетапний денудаційний зріз і акумуляцію на цих масивах, можна визначити висотні відмітки територій в окремі геологічні етапи [1].

В) Вираженість палеорельєфу. Визначають за потужністю перекриваючих порід, які виклинюються. Якщо з виходами давніх порід, які належать до палеорельєфу, послідовно по стратиграфічних контактах дотикаються різновікові молодші відклади, то фіксується проекція лінії перетину сучасної поверхні розмиву з поверхнею давнього рельєфу. Враховують характер залягання порід, які перекривають давні товщі і приблизну потужність шарів, які виклинюються. За ними можна судити про ступінь вираженості палеорельєфу. Важливим аспектом є конфігурація контакту давніх порід з молодими.

Г) Положення схилів давнього рельєфу. З'ясовують, вивчивши орієнтування косої шаруватості прошарків, сплющених гальок та інших площинних і лінійних елементів, які є в перекриваючих відкладах, а також за зміною потужності цих відкладів [11].

4. Характер і ступінь перетворення раніше існуючого видимого рельєфу під час і після його поховання. Для цього вивчають породи, які безпосередньо перекривають комплекс відкладів похованого рельєфу. Якщо вищележачі породи морського походження, то ймовірність збереження раніше сформованого континентального рельєфу дуже мала (буде значно змінений). Проте трапляються різні випадки.

– Якщо море повільно наступає на сушу, на якій розташована розчленована височина, то воно активно її руйнує. Якщо наступ відбувається швидко й особливо на низовинну сушу, то великих руйнувань не буде, море просто заповнить існуючий рельєф, відкладе матеріал, а через мільйонів років ми можемо бачити найдрібніші форми похованого низовинного рельєфу. У першому випадку спостерігаємо у розрізі значні накопичення валунів і великої гальки, у другому – поширений дрібноуламковий і малопотужний шар відкладів [10].

– Рельєф може бути похований під континентальними відкладами різного генезису (річкового, льодовикового, еолового, схилового). У цьому випадку зберігаються раніше існуючі форми, особливо під час еолової чи схилової денудації. Рельєф може також бути похований внаслідок активної вулканічної діяльності. В таких місцях треба враховувати значні деформації рельєфу внаслідок тектонічних рухів. Проте значні деталі в історії рельєфу можуть бути збережені. Ступінь деформації похованого рельєфу буде тим більшим, чим більша мобільність території і чим давніший рельєф. Найзначніші деформації – у рухомих поясах Землі.

5. Вплив на формування існуючого видимого рельєфу. Виявляють співвідношення між видимими формами та різними віковими ярусами похованого рельєфу. Виділяють такі типи видимого рельєфу за його співвідношення з похованими:

А) прямий або *успадкований* рельєф – повторює додатний і від'ємний рельєф похованого. Існують різновиди: суміщений і зміщений рельєф;

Б) непрямий (інверсійний) або *перебудований* рельєф: видимі додатні форми рельєфу відповідають від'ємним похованим, і навпаки [2].

Регіонально розрізняють: а) повністю успадкований чи повністю перебудований рельєф; б) частково успадкований чи частково перебудований рельєф. Зазначаючи, форми якого порядку успадковані: макроуспадковані (макроперебудовані), мезоперебудовані (мезоуспадковані).

6. Характер та інтенсивність давніх морфодинамічних процесів, які відбувалися на палеогеоморфологічних етапах розвитку рельєфу. Прояви давніх процесів виявлено у потужних схилових відкладах, похованих конусах виносу річок, давні кори вивітрювання, фації каламутних потоків

серед мілководно-морських відкладів, псевдоморфози у лесових товщах (палеокріогенні процеси), глибини врізу рік тощо.

Для вивчення похованого рельєфу використовують відслонення, на яких простежують контакти між породами і їхнє співвідношення з експонованим рельєфом. Результати достовірніші, якщо відслонення відкривають породи на значну глибину і на тривалому проміжку (наприклад, вздовж долини річки). У відслоненнях можливе візуальне вивчення палеоформ, найповніша кількісна та якісна їхня характеристика. Якщо форми рельєфу невеликі (яри, балки, карстові та суфозійні лійки тощо) за морфологією можна визначити їхній генезис. Найдетальнішу інформацію отримують у тих випадках, коли площина відслонення перетинає форми упоперек, що дає змогу побачити їх у поперечному розрізі. Прикладом похованих форм, які добре видно на стінках відслонень, можуть бути карстові лійки. Можна визначити їхню глибину, ширину, морфологію [1].

Якщо відслонень немає, то виконують буріння свердловин або геофізичну розвідку. В розрізі свердловини вибирають який-небудь чітко одновіковий горизонт, від якого по нормалі від поверхні напластування перекриваючої товщі вимірюють його потужність до поверхні похованого рельєфу. Так визначають нерівності – давні додатні чи від'ємні форми. Геофізичні методи дають хороші результати, якщо породи, які формують похований рельєф, мають чіткіші фізичні характеристики порівняно з перекриваючими породами.

Похований рельєф можна подати у вигляді ізогіпс. Для цього попередньо будують карту зміни потужностей між поверхнею рельєфу і певним синхронним маркувальним горизонтом. Ця карта є дзеркальним відображенням нерівностей похованого рельєфу.

Загалом палеогеоморфологічні дослідження мають важливе значення для пошуків вугілля, нафти, бокситів, для гідрогеологічних досліджень (пастки підземних вод) і гідроенергетичного будівництва (виявлення похованих долин).

2.4.2. Реконструкції давнього рельєфу

Значну увагу в палеогеоморфологічних дослідженнях приділяють *реконструкціям палеорельєфу*. Виконують такі дослідження:

- змін рельєфу протягом геологічних епох;
- місцеположення давніх областей зносу й осадонагромадження;
- палеодолин рік;
- давніх озерних і болотних котловин;
- центрів зледенінь і напрямів поширення льодовиків;
- рельєфу дна та глибини морських басейнів минулого;
- положення давньої берегової лінії;
- центрів давніх вулканічних вивержень та ін.

Для визначення характеру палеорельєфу важливо вирахувати *направленість тектонічних рухів геологічного минулого.* Тектонічні рухи минулого визначають шляхом аналізу потужностей, перерв, неузгоджень і циклічності осадових товщ. Потужність відкладів в епіконтинентальних морях і великих континентальних басейнах осадонагромадження зазвичай відповідає амплітудам тектонічного опускання (компенсаційне осадонагромадження). Перерви в осадонагромадженні свідчать про різку зміну спрямованості тектонічних рухів з низхідних на висхідних. Для оцінки їхньої тривалості визначають вік підстилаючих і перекриваючих утворень.

Важливі ознаки тектонічних рухів – неузгодження. Крайові неузгодження формуються з динаміки берегової лінії, що видно з опускання чи підняття території, зміни положення берегової зони. Про трансгресію моря (а отже, опускання прилеглої суші або підняття морського басейну) свідчать молоді утворення, які перекривають давніші. Коли регресія (відбуваються підняття суші або опускання морського дна), то молодші шари мовби вкладені в давніші і відділяються від них абразійним уступом. Кутові неузгодження, які виражаються в зміні кута падіння шарів нижче і вище за час перерв, утворюються до і протягом перерв в осадонагромадженні. З тектонічними рухами високих порядків і періодичними змінами клімату пов'язані тонка шаруватість і дрібна циклічність осадових товщ, а більша циклічність – зі змінами співвідношень піднять та опускань.

Зміни рельєфу протягом геологічних епох. Визначають за геолого-геоморфологічним профілем, прокладеним через досліджувану область. Характер давнього рельєфу видно з покрівлі порід пев-

ного геологічного періоду. Горбоподібне залягання порід, з крутими западинами чи виступами, свідчить про розчленований давній рельєф, а пластоподібне горизонтальне залягання – на його рівнинність. Хвилястий палеорельєф має незначні контрасти "западин" і "піднять" покрівлі порід.

Зміну рельєфу визначають також за літологічним складом порід. Існування морських басейнів пов'язані з відповідними осадами – вапняками, глинами, морськими пісками. Якщо відбувається підняття і суша змінює море, то формуються континентальні відклади, наприклад, кора вивітрювання. Якщо підняття продовжується, то у сусідні басейни седиментації надходять маси кремнезему та заліза. Формуються скупчення бокситів, фосфоритів, розсипні родовища, вогнетривкі глини, кварцові піски [19]. Подальший темп піднять зумовлює зростання абсолютних середніх значень рельєфу та його розчленованості, а також посилений темп денудації. У сусідніх басейнах накопичуються карбонатні осади. Після припинення піднять діють тільки ерозійно-денудаційні процеси і розпочинається неперервно-перервний процес вирівнювання гірської країни. Свідченням активної дії денудації є останці (релікти). За інтенсивних екзогенних процесів часто формуються поверхні вирівнювання.

Якщо реконструюють давній рельєф за його останцями, то важливе значення має визначення його віку і стадії денудації, на якій відбулося його поховання (чи збереження). Під час палеореконструкцій у місцях поширення поверхонь вирівнювання пам'ятають, що вони зрізають давніші від часу їхнього формування відклади, і покриті молодшими від них породами.

Місцеположення давніх областей зносу та осадонагромадження. Процес осадонагромадження відбувається в морських басейнах або найбільш знижених ділянках суші – в озерних, болотних улоговинах, річкових долинах, міжгірських і передгірських западинах, акумулятивних низовинах. У морських басейнах і на суші осадонагромадження пов'язане з діяльністю води, що бере участь у руйнуванні гірських порід, транспортуванні й акумуляції продуктів руйнування. Осадонагромадження може відбуватися у вигляді уламків гірських порід, внаслідок механічного перенесення у воді та повітрі; хемогенним випаданням в осад з водних розчинів; органогенним, завдяки залишкам організмів і продуктів їхньої життєдіяльності.

Ознакою осадонагромадження на суші є те, що в пониженнях палеорельєфу завжди наявні більш давні горизонти відкладів, які його перекривають і яких немає на додатних формах палеорельєфу. Чим гіпсометрично вище був розташований елемент давнього рельєфу, тим молодшими відкладами він перекритий.

Області зносу – це тривало існуюча зона розмиву, яка постачає уламковий матеріал в область осадонагромадження. Області зносу – це зазвичай ділянки земної кори, яким властиве стійке підняття протягом десятків, іноді сотень мільйонів років (наприклад, Український щит). У палеогеографії поняття "суша" і "область зносу" часто є синонімами (за винятком підводних областей зносу).

Про наявність, форму, розміри та фізико-географічні умови давніх областей зносу свідчать континентальні відклади: кори вивітрювання, викопні ґрунти, пролювій, делювій, алювій, моренні й озерні відклади. Також важливе значення для визначення місцезнаходження давніх областей зносу має характер змін осадових товщ поблизу передбачуваного їхнього місця знаходження.

Реконструкції палеодолин рік. Можливі за наявності в розрізі лінзовидних утворень гравійно-галечникового чи піщаного матеріалу. Якщо їх немає, то давні русла вивчають за кернами, які дають змогу відновити лише їхні фрагменти. Визначають напрям течії рік, максимальну ширину та вік долин.

Ознаки палеорусел такі: 1) наявність серед морських, озерних або наземних відкладів руслових і дельтових утворень або конусів виносу. Ознаки дельт – чітка шаруватість, яка не порушується діяльністю донних організмів і великий вміст уламків дерев, які виносяться річковими потоками; 2) звивисті контури в плані та коритоподібні в профілі; 3) виразне опріснення у зміні залишків фауни або геохімічні показники; 4) зміни за площею петрографічного складу грубоуламкових відкладів або мінерального складу піщаних зерен [25].

Поховані русла також виявляють за допомогою аерофотознімків і великомасштабних космознімків. Вони можуть поєднувати фрагменти тилових швів річкових терас, ланцюжки видовжених боліт, зникаючі потоки [1].

Давні озерні котловини виявляють за специфічними тонкозернистими відкладами з переважанням мергелистих глин, які мають правильну тонку горизонтальну шаруватість [27]. Ця шаруватість є наслідком сезонності в утворенні відкладів: протягом року надходить різний за

механічним складом матеріал і його інтенсивність надходження різна. Багато озерних осадів характеризуються великою домішкою органічної речовини – сапропелю, наявністю значної кількості прісноводих молюсків і залишків рослинності. Характерна невелика потужність озерних відкладів – десятки метрів. Розрізняють відклади прісноводних і солоних озер. Глибоководні озерні відклади представлені бітумінозними сланцями, чорними вапняковими та доломітизованими глинистими сланцями і піщано-глинистими вапняками. Прибережні відклади складаються з зелених і червоноколірних алевритових глин, глинистих алевролітів і пісковиків, водоростевих надбудов. У розрізах озерні котловини можна виявляти за лінзовидним характером залягання товщі відкладів. Озерний вапняк Петерсон у США пізньоюрського-ранньокрейдового часу залягає лінзою потужністю до 70 м на площі 20 000 км^2 [31].

Давні болота реконструюють за їхнім низинним місцеположенням у рельєфі, а також переважанням глинистого матеріалу у відкладах, великою кількістю залишків рослин, особливо їхніх кореневих систем, наявністю пластів вугілля і горизонтальною шаруватістю.

Важливе значення для палеогеоморфології і четвертинної геології має *відтворення давніх зледенінь* і напрямів руху льодовика. Ознакою зледеніння на цій території є поширення морен, яким властиво: 1) погане сортування відкладів: разом перебувають глинистий, алевритово-піщаний і грубоуламковий матеріал; 2) наявність у відкладах праскоподібних і подряпаних валунів; 3) близьке до паралельного розташування продовгуватих валунів стосовно один одного; 4) віддаленість виходів корінних порід, якими складені валуни; 5) незрілий мінералогічний і хімічний склад (зберігаються нестійкі до вивітрювання мінерали – польові шпати, слюди, гідрослюди; 6) слабка обкатаність і великі граничні розміри уламків; 7) брак або специфічний характер шаруватості відкладів, 8) стратиграфічна стійкість відкладів. У зонах розвитку льодовиків поширені також озерно-льодовикові (лімнологічні) відклади, для яких характерна шаруватість льодовикових та озерних горизонтів – "стрічкові глини".

Давні зледеніння пов'язані з троговими долинами, а також згладженими виступами корінних порід – "баранячими лобами", "кучерявими" скелями. У потужних розрізах лесів спостерігають геокріологічні текстури – специфічні натічні форми у вигляді клинів, які утворилися внаслідок ковзання відталого піщано-глинистого матеріалу вздовж мерзлої поверхні. Матеріал клинів несортований і не шаруватий. Їх ще називають соліфлюкційними текстурами (рис. 2.4.1).

Напрям руху льодовика визначають за такими ознаками: 1) однаково зорієнтованими борознами, подряпинами на поверхні льодовикового ложа; 2) впорядкування довгої осі валунів в одному напрямі – в напрямі руху льодовика; 3) впорядкування в одному напрямі друмлінів та озів; 4) у "баранячих лобів" згладжений схил розташований з боку руху льодовика; 5) у розкиданих по площі валунів визначається бісектриса кута між сторонами конуса, який вони умовно утворюють [15].

У прильодовиковій зоні визначають поширення камів, кінцевоморенних пагорбів, реконструюють площі поширення зандрових рівнин. Зандри утворені плоскими та великими конусами виносу, які біля краю льодовика складені валунно-гравійно-галечниковим матеріалом, а на відстані від краю – товщами пісків з лінзами гравію та галечнику. На значних відстанях від краю льодовика (100 км і більше) зандрові рівнини складені однорідним погано відсортованим піщаним матеріалом з грубою косою шаруватістю руслового типу. Зандрові флювіогляціальні піски широко розповсюджені на півдні Українського Полісся.

Реконструкція рельєфу дна та глибини морських басейнів. Головний метод реконструкції нахилу дна – визначення первинного залягання підошви шару, що перекриває дно. Для визначення рельєфу дна дуже показовими є рифові комплекси. Похоронені

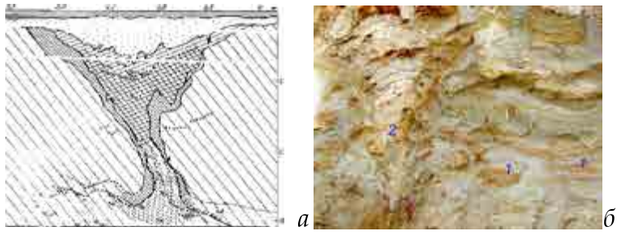


Рис. 2.4.1. Клиновидні структури, які ідентифікують давні соліфлюкційні процеси: *а*) за В.В. Бердніковим, 1976 [7]; *б*) соліфлюкційна текстура в товщі верхньоплейстоценових лесів (кар'єр с.Бояничі Сокальського р-ну Львівської обл.). Цифрами позначено соліфлюкційні зрушення порід

рифові будівлі можуть досягати у висоту від 700–800 до 1500 м над дном моря [10]. Для них характерна послідовна заміна від суші вглиб басейну лагунних відкладів саме рифовими, потім рифовим шлейфом і глибоководними утвореннями. Схили пасм і пагорбів нерідко асиметричні, крутішими є схили, обернені в бік відкритого моря. У плані пасма часто звивисті, їхні вершини сплющені, іноді мають сідловину, відбиваючи місце розташування внутрішньої лагуни. Прикладом давнього рифового утворення є Товтрове пасмо на Подільській височині, утворене в морях неогенового періоду.

Що пологіший і рівнинніший був рельєф дна, то одноманітніші осади, які відкладалися у водоймі, і навпаки, чим розчленованіший був рельєф дна, тим різкіше мінялися за площею їхній склад, потужності та гранулометричні особливості. Від'ємні нерівності дна заповнюються найінтенсивніше, часто містять грубоуламковий матеріал абразійного походження, тому добре зберігаються, навіть за можливого наступного розмиву.

Глибину морів можна визначити за літологічним складом відкладів: вапняки, крейда та кремнієві породи, які утворюються з органічних решток, формуються у морях, глибиною 50–200 м; глинисті породи, рідше алевроліти і пісковики – до 500–700 м; глинисті, кремнієві, вапнякові мули – до 3000 м; червоні глини і кремнієвий мул, збагачення осадів сульфідами, іноді виливи базальтових лав – на глибинах понад 3000 м.

Положення давньої берегової лінії ідентифікують викопні органічні залишки прісноводного та морського характеру, які між собою не змішуються. Берегова лінія є також зоною поділу відкладів областей зносу і областей осадонагромадження. Берегова зона пов'язана з давніми береговими формами рельєфу – ніші, кліфи, піщані підводні вали (бари).

Про прибережне положення суші свідчать кори вивітрювання, а також поверхневі текстури у вигляді слідів крапель дощу, відбитків слідів тварин, тріщин усихання тощо. Умови мілководдя підтверджують оолітові вапняки, черепашники з уламків черепашок, релікти нір морських раків, поверхневі текстури брижів, механічна сортованість черепашок молюсків, розміщення видовжених органічних залишків паралельно один до одного і відповідно до берегу (рис. 2.4.2) [11].

Рис. 2.4.2. Вздовжберегове орієнтування черепашок тентакулітів, белемнітів [15]

Давні вулканічні виверження. Важливо визначити умови вивержень – у наземних чи підводних умовах. Ознакою підводних умов є специфічна морська фауна у складі ефузивно-осадових порід.

З'совують положення центрів вивержень. З наближенням до них збільшується потужність ефузивних утворень, зростає частка пірокластичного матеріалу та розміри уламків. З віддаленням від місць вивержень поліпшується сортованість пірокластичного матеріалу [11].

Давні вулканічні кратери виявляють також за кільцеподібною формою або її фрагментами на космічних та аерофотознімках. Таку форму творять дугоподібні гребені хребтів, відцентровий або доцентровий малюнок ерозійно-балкових форм, кільцеві вигини рік. У межах Вулканічного хребта Українських Карпат, утвореного неогеновим вулканізмом, за кільцевою формою вершин виділяються г. Маковиця, Бужора, Тупий та ін.

За результатами досліджень будують карти з широкою загальною реконструкцією геоморфологічної обстановки на певний етап розвитку земної поверхні [2]. Наприклад, карта реконструкції континентів та океанів у ранньому докембрії (А. Городницький, 1978) [1]. Створюють також карти окремих типів рельєфу, наприклад, дольодовикової поверхні в областях зледенінь, або певних морфометричних чи генетичних характеристик палеорельєфу.

2.4.3. Вивчення історії розвитку рельєфу

На підставі палеогеоморфологічних реконструкцій відтворюють історію рельєфу. *Історія розвитку рельєфу* – це послідовність геолого-геоморфологічних подій та обстановок, які змінювали одна одну від найдавніших часів до сучасного періоду. Це історія розвитку областей зносу

й осадонагромадження (акумуляції), утворення та руйнування гір, наступання і відступання льодовиків, формування річкових долин, морських трансгресій і регресій, вулканічних явищ тощо. Рельєф неодноразово змінювався протягом геологічних епох і сучасний його вигляд є наслідком тривалого історичного розвитку.

Відтворення історії розвитку рельєфу – важливе завдання в оцінці території з погляду перспективи на наявність корисних копалин і для прогнозування його подальшого розвитку. Характеристикою історії формування рельєфу закінчують будь-яке регіональне геоморфологічне чи геологічне дослідження [5].

Історія розвитку рельєфу зафіксована у гірських породах: в умовах їхнього накопичення, перевідкладання, розмиву, перервах цих процесів. Інформацію про ці умови дають геологічні розрізи. Важливі характеристики порід, які використовують для відтворення історії розвитку рельєфу, такі: *умови залягання, поширення і потужність відкладів різного походження і віку, їхній літологічний, фаціальний та гранулометричний склад, текстура, характер підошви чи покрівлі кожного шару, виклинювання порід, органічні включення.*

Розпочинають аналіз історії формування рельєфу з визначення віку та генезису найдавніших порід у розрізі. Послідовна зміна геологічних верств знизу вверх у розрізі засвідчує зміну геоморфологічних обстановок від минулих до сучасних епох.

✓ *Умови залягання порід*. Розрізняють непорушене та порушене залягання. Непорушене (первинне) залягання здебільшого горизонтальне. Його мають осадові відклади, утворені в морських умовах осадонагромадження, і більшість метаморфічних порід. Магматичні виливні породи утворюють покриви, потоки, куполи, а глибинні магматичні – батоліти, штоки, дайки. Порушене залягання створюють тектонічні процеси, зсувні, обвальні явища тощо. Найпоширеніша форма порушеного залягання – складчастість: породи отримують моноклінальний нахил з різними кутами залягання. На них накладаються розривні порушення, які зумовлюють зміщення первинно залягаючих шарів порід.

Умови залягання порід під час вивчення історії розвитку рельєфу пов'язані з умовами формування рельєфу – у морських басейнах чи під час насувів і складкоутворення. Вони свідчать також про характер тектонічних рухів. Коли переважають опускання, панують морські умови або низинні рівнини, а під час піднять розвивається суша з рівнинами, височинами, горами залежно від величин градієнтів тектонічних рухів.

Розглядають узгодженість чи неузгодженість стратиграфічного залягання порід. Узгоджене залягання пов'язане з послідовною зміною умов формування рельєфу, а неузгоджене – з різкою зміною в умовах, наприклад, з морських на континентальні. Водночас може відбутися перерва в накопиченні відкладів, зокрема, розмивання та денудація відкладеного раніше матеріалу, що виявляється у нерівній покрівлі морських порід. Ознакою існування суші є також континентальні відклади – льодовикові, водно-льодовикові, алювіальні, делювіальні, еолово-делювіальні, озерні та ін. Ці відклади часто наявні лише у верхніх шарах земної кори, що відклались в останній континентальний етап геологічної історії – четвертинний, оскільки у попередні континентальні періоди вони були розмиті під час наступних морських трансгресій.

✓ *Поширення відкладів*. Суцільне поширення, витриманість на великих площах шарів порід свідчить про панування морських умов. Локальне поширення мають відклади, які накопичувалися тільки в цьому районі (колектори вуглеводнів), мало транспортувалися або не переміщувалися взагалі (колювіальні, зсувні відклади тощо) або відбулася інтрузія магматичних порід. Все це дає підстави для визначення впливу ендо- чи екзогенних чинників під час певних умов формування рельєфу.

✓ *Потужність відкладів*. Мала потужність пухких відкладів (або їхня відсутність) пов'язана з тектонічними підняттями. Що інтенсивніші ці рухи, то активніше відбуваються процеси ерозії, денудації та транспортування матеріалу. Екзогенні процеси розчленовують і знижують ділянки піднять із гірським рельєфом, проте відкладів накопичується мало через посилене їхнє винесення. Відкладаються ті осади, яких не встигли транспортувати екзогенні сили.

В областях опускань активні процеси відкладання (акумуляції) матеріалу, який заповнює зниження рельєфу. Процеси акумуляції розвиваються тим інтенсивніше, чим більша швидкість тектонічних опускань. Зонам тектонічних опускань властиві мінімальні абсолютні та відносні висоти рельєфу, велика потужність відкладів.

✓ *Літологічний і фаціальний склад.* Літологічний склад відкладів свідчить про конкретні умови формування рельєфу. Генезис порід пов'язаний з генетичним типом рельєфу, який панував під

час утворення порід. За способом утворення всі осадові породи поділяють на п'ять генетичних типів: теригенні, пірокластичні, залишкові, органогенні, хемогенні [17].

Теригенні, або уламкові чи кластичні, осадові породи (глини, алеврити, піски, гравій тощо) утворюються внаслідок механічного осадження в басейні седиментації з областей знесення. В місцях, де формувалися глини, панував глибоководний морський басейн, або, за континентальних умов, були поширені прісні та солоні озера, широкі заплави рік зі старицями. Піски дають змогу твердити, що існували узбережжя та мілководдя, в континентальних умовах – були поширені еолові, алювіальні чи зандрові рівнини.

Пірокластичні породи формуються внаслідок вулканічних вивержень, тому їхнє поширення пов'язане з активністю вулканів.

Залишкові породи залишаються на місці утворення, нагромаджуються внаслідок сукупної дії механічного руйнування і хімічних перетворень материнських порід (кори вивітрювання – латерити та боксити). Про тривале панування рельєфу свідчать суші, тропічні й екваторіальні кліматичні умови. З'ясовано, що у геологічній історії Землі існували тривалі континентальні умови та формувалися такі потужні кори вивітрювання: докембрійська, верхньопалеозойська, тріас-юрська, крейдо-палеогенова, пліоцен-четвертинна [19]. Кори вивітрювання ідентифікують вирівняний тип рельєфу – пенеплен.

Органогенні породи складені органічною речовиною, утвореною в процесі чи внаслідок життєдіяльності тварин і рослин – органогенні вапняки, вугілля, рифи. Ті, які складені кальцитом ($CaCO_3$) і доломітом ($CaMgCO_3$), мають назву *карбонатні* породи. Зазвичай під час їхнього утворення морське дно було неглибоким, а клімат тропічним. Прісноводні карбонати (мергелі) свідчать про існування на суші великих площ озер. Травертини (вапнисті туфи) біля джерел підтверджують достатнє зволоження території і наповнення підземних водоносних горизонтів.

Хемогенні породи утворені внаслідок хімічного осадження з водних розчинів. Для їхнього формування потрібен басейн зі специфічною геоморфологією дна, зокрема, відгороджений порогом, підводним виступом, який перешкоджає прямому сполученню з відкритим морем. У таких басейнах надлишкове випаровування призводить до збільшення концентрації солей у морській воді. Тому панують посушливі кліматичні умови. Розсоли опускаються на дно (їхня густина вища), де починають кристалізуватися мінерали. Якщо солоність збільшується з часом, то формується така послідовність порід: вапняк → доломіт → ангідрит →галіт → калійні солі. Отже, на суші існували соляні лагуни, болота, солончаки або реліктові моря. Прикладом соляних лагун є затока Кара-Богаз-Гол (Каспійське море), озеро Біг-Біттер (біля Суецького каналу) [17].

Фаціальний склад підтверджує панування прибережно-мілководних, мілководних, глибоководних морських або континентальних умов. Континентальні умови пов'язані з річковими, озерними, болотними, пролювіальними, прибережними рівнинами, льодовиковими, водно-льодовиковими, делювіальними, колювіальними, еоловими, наземними вулканічними фаціями (рис. 2.4.3).

Теригенно-мінералогічний напрям, зокрема, відділення важких і легких фракцій порід – відповідно, темноколірних, рудних формацій від кварцу, польових шпатів тощо, допомагає виявити області зносу, шляхи перенесення й акумуляції уламкових осадів певного складу і походження. Областями зносу часто є гірський чи височинний, областями акумуляції – низовинний рельєф суші або морське дно. Шляхами перенесення стають річкові долини. Речовинний склад порід і мінералів дає змогу досить точно визначити розташування та границі теригенних провінцій живлення.

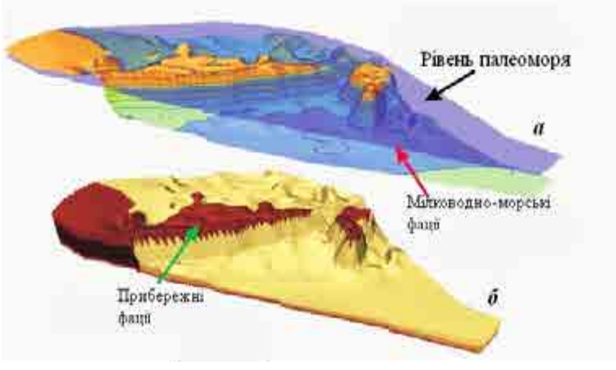


Рис. 2.4.3. Реконструкція давнього морського басейну: *а*) гіпотетична морська поверхня; *б*) сучасна 3d-модель рельєфу

✓ *Гранулометричний склад* – ознака динамічних умов формування рельєфу. Розмір уламка, його форма пов'язані з фізико-механічними і хімічними властивостями вихідних

порід і тими умовами та процесами, за допомогою яких відбувалося відділення. Утворення уламків пов'язане з активністю процесів вивітрювання та географічними особливостями "джерел живлення".

Наявність у розрізі обкатаного уламкового матеріалу свідчить про руслову течію або морське хвилювання, гострокутного – про абразію чи обвали. Крупнозернисті осади серед глибоководних алевритів і мулів засвідчують сильні підводні течії. Потужні грубозернисті товщі річкової гальки і піски, пов'язані з відкладами конусів виносу у передгір'ях, засвідчують близькість гірської країни [1].

У розвитку уламків простежується тенденція до подрібнення. Що більший уламок (великі валуни та брили), що дрібніший (дрібнозернисті піски, глини), то він гірше подрібнюється. Найшвидше руйнуються (за інших рівних умов) уламки величиною у середній щебінь. Процеси руйнування швидше відбуваються в холодних і досить вологих умовах.

Форма уламків дає інформацію про їхнє походження та еволюцію. Найчастіше трапляються уламки, співвідношення осей яких становить $a : b : c = 1{,}0 : 0{,}7 : 0{,}5$. Відхилення від цієї форми свідчать про зміни умов утворення уламків, які пов'язані з ендогенними чи екзогенними чинниками.

Обкатаність й округлення уламків залежать від типу їхнього переміщення: волочінням по дну, перекочуванням через вісь *a* чи *c*. Види переміщення впливають на особливості руху середовища, в якому переміщується уламок, міняючи форму. Це дає підставу говорити про те, що відбувається з рельєфом на транзитних шляхах. З транзиту розпочинається і закінчується розмив. Якщо закінчується розмив, то виникають умови рівноваги або розпочинається акумуляція [26].

Шорохуватість та нерівності на поверхні уламка свідчать про фізичну та хімічну агресивність середовища переміщення.

✓ *Текстури* порід – коса шаруватість, знаки брижів, прибою тощо відображають динаміку давніх водойм, зокрема, течії, морське хвилювання. Сліди ссавців чи земноводних – це континентальні умови, а волочіння, повзання водних організмів – морські чи річкові.

Тонка чи груба шаруватість відкладів – це періодична зміна умов або зміна головного чинника накопичення. Наприклад, шаруватість флішових відкладів від пісковику до аргіліту й алевроліту пов'язана з різним складом осаду мулистих потоків, який приносили у морське мілководдя прилеглі ріки. Відповідно або змінювалися області зносу або десь відбувався інтенсивніший, а десь слабший розмив. Шаруватість також виникає внаслідок нерівномірного переміщення потоком осадового матеріалу або впливом сезонних кліматичних умов постачання уламків.

Чіткість вираження шаруватості є показником спокійного середовища накопичення відкладів. Навіть незначні придонні течії зумовлюють знищення шаруватості. Що тонші прошарки, то повільніша швидкість накопичення осаду, частіша зміна чинників формування шаруватості.

✓ *Характер підошви чи покрівлі кожного шару.* Морфологія покрівлі порід – це характер морфології давнього рельєфу: вирівняний, пологохвилястий, хвилястий, горбистий, сильно чи слабко розчленований. Нерівності поверхні виявляють тенденції розвитку рельєфу – вирівнювання чи розчленування протягом етапу [4].

Нерівності покрівлі горизонтальних шарів морських умов осадонагромадження найчастіше пов'язані з розмиванням, яке відбулося після відкладання порід. Іноді можуть траплятися ієрогліфи – вигнуті валики та борозни на поверхні, що належать відмерлим організмам, або утворилися внаслідок вивітрювання чи вимивання частинок породи. Нерівності підошви звичайно зумовлені особливостями того рельєфу, який існував у континентальний період, що передував трансгресії.

✓ *Виклинювання порід.* Пов'язане зі зникненням пласта. Причинами можуть бути різка зміна умов, наприклад, початок інтенсивних піднять і горотворення, або активна денудація. Активна денудація впливає на характер геоморфологічних процесів. Виклинювання пов'язане з фаціальним заміщенням, а також природними границями седиментаційних басейнів – береговими лініями морів, озер, межами акумулятивних рівнин. За способом виклинювання – поступовим чи різким, судять про темп тектонічних рухів і повільну чи швидку зміну областей осадонагромадження.

✓ *Органічні включення.* Скам'янілі рештки рослин і тварин у дочетвертинних товщах дають змогу досить точно їх датувати. Рештки, які належать до четвертинного періоду, поділяють на ті, що утворилися в холодну льодовикову епоху і в теплі міжльодовикові часи – це алювіальні, озерні, болотні види органіки. Відповідно, знайдені спори, пилок, насіння, плоди, відбитки рослин свідчать про суходіл, а кремнієві панцирі діатомових водоростей, черепашки молюсків – про наявність прісних або солоних водойм. Наявність дрібних рачків – остракод, – свідчить про субаквальні обстановки: поширення лиманів, озер, шельфу моря або прирічкові умови – заплави, стариці. Знахідки форамініфер засвідчують тільки морські умови.

Наявні у відкладах водорості є індикатором мілководдя, натомість біолюмінісцентні види риб, рештки, яких, скажімо, знайдено в міоценових відкладах Передкавказзя – це індикатор глибоководного басейну [1, 16].

Крім описаних геологічних, для відтворення історії розвитку рельєфу використовують *геоморфологічні методи*. До них належать: морфологічного аналізу палеорельєфу, базисних поверхонь, геоморфологічних рівнів, поперечного профілювання долин, висотного положення давніх берегових ліній тощо.

✓ *Метод морфологічного аналізу палеорельєфу*. Форми палеорельєфу можна бачити на стінках природних або штучних відслонень, відтворювати на підставі геолого-геоморфологічних профілів. Порівняння морфологічних характеристик палео- та сучасного рельєфу розкриває деякі аспекти у формуванні рельєфу минулих епох. Вивчення морфометричних показників похованих долин, які здебільшого більші, ніж сучасні, дало змогу зробити висновок про більшу водність потоків у минулому та інтенсивність руслових процесів. Вивчення давніх, відкопаних денудацією, пенепленів виявило тенденцію до вирівнювання на певному етапі геоморфогенезу, а його площі поширення – про масштабність і тривалість процесу.

Морфометричні параметри невеликих форм можна визначати безпосередньо у похованому їхньому стані у розрізах. Це справджується для похованих ярів, балок, карстових, суфозійних форм. Найдетальнішу інформацію отримують у тих випадках, коли площина відслонення перетинає форми упоперек, що дає змогу побачити їх у поперечному розрізі. Ми можемо бачити їхню глибину, ширину, морфологію [1]. Параметри форм свідчать про інтенсивність екзогенних процесів минулого.

✓ *Метод базисних поверхонь*. Базисні поверхні першого та другого порядків відображають сучасний етап розвитку рельєфу, а третього, четвертого, п'ятого, N-го порядків – більш давніх етапів (рис. 2.4.4). Вони впливають на особливості планової побудови вихідного рельєфу, загальний гіпсометричний фон території після відступу останнього льодовика, початку діяльності ерозійних і руслових процесів. На підставі карт базисних поверхонь можна детально проаналізувати морфологічні обриси рельєфу на різних етапах його формування. Простежують як геоморфологічні процеси зумовлюють загострення вершин, виположення схилів, пониження загальних відміток висот.

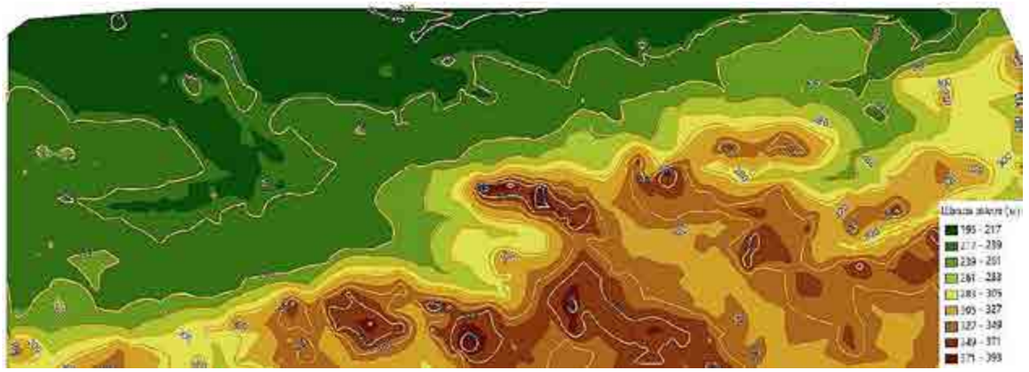


Рис. 2.4.4. Карта базисних поверхонь четвертого порядку Гологоро-Кременецького пасма, виконана в ArcGIS [6]

✓ *Метод денудаційних рівнів*. У межах підвищених розчленованих височин внаслідок тривалої дії денудаційних (схилових) і ерозійних процесів утворюються різновисотні яруси рельєфу. Найвищі яруси сформовані найдавніше. За морфологією та площами поширення ярусів можна судити про тривалість та інтенсивність перетворення екзогенними процесами експонованого рельєфу. Відмітки висот верхніх ярусів впливають на інтенсивність та градієнти неотектонічних рухів. Прикладом ярусного рельєфу є рельєф Розточчя [14], а також Опілля.

✓ *Метод поперечного профілювання долин*. Цікавий аналіз корінного ложа річкової долини, яке підстеляє алювіальні відклади і є похованою поверхнею. Морфологія корінного ложа містить інформацію про циклічний розвиток території. Наявність на профілі різких перепадів, глибоких

каньйонів – це неодноразові врізання русел річок, які можуть бути наслідком пониження базису ерозії або наслідком тектонічного підняття території на різних вікових рубежах. Вирівняна поверхня ложа є свідченням поступового тривалого розвитку річкової долини в умовах тектонічної стабілізації [1].

На поперечних профілях великих долин виявляють стадії формування терас – ерозійна, ерозійно-акумулятивна, акумулятивна, що свідчать про відповідні фази в утворенні долинного рельєфу. Глибина врізу долини, кількість терас свідчать про темп і направленість тектонічних рухів.

✓ *Метод висотного положення давніх берегових ліній*. В основу методу покладено положення про те, що берегові лінії давніх морів займали горизонтальне положення і, відповідно, утворювали форми рельєфу на одних гіпсометричних рівнях. Усі відхилення від горизонтального положення в сучасному заляганні – свідчення дії на них процесів зовнішнього морфогенезу, головно тектонічних рухів. Скажімо, берегова лінія бучацького моря, яке затоплювало Донецько-Дніпровську западину в межах Українського кристалічного щита, розташована на різних ділянках на висотах від +140 м до 10 м щодо рівня сучасного моря. Величина відхилення дає нам сумарну амплітуду тектонічних рухів. За близького розташування берегових ліній декількох геологічних етапів сумарну амплітуду цих коливань можна розкласти на декілька етапів.

Якщо прийняти сучасну берегову лінію за реперну, то за отриманими даними можна розрахувати первинні співвідношення великих форм давнього рельєфу, одновікових берегових ліній. Враховуючи поетапний денудаційний зріз і акумуляцію на цих масивах, можна визначити висотні відмітки територій в окремі геологічні етапи [1].

Отже, історію розвитку рельєфу зафіксовану у будові геологічних товщ виявляють за морфологією сучасних і похованих форм рельєфу. Історію рельєфу розглядають як послідовну зміну геоморфологічних ландшафтів протягом геологічної історії Землі і які формуються внаслідок спільної дії ендогенних та екзогенних чинників.

2.4.4. Визначення віку рельєфу

Вік рельєфу – це час утворення рельєфу, тобто час вступу земної поверхні на шлях континентального розвитку (виходу з-під рівня моря) для рівнин чи час останніх інтенсивних тектонічних рухів – для гір (які створили первинний рельєф) [2]. Варто розрізняти вік форм рельєфу і вік його елементів. Наприклад, гірський хребет утворився в неогеновий час, а його вершина (поверхня денудації) – в мезозойський.

Вік рельєфу – тривалість його існування від моменту виникнення до моменту зникнення (у тім числі фази прогресивного та регресивного розвитку, перехід у реліктовий стан) [28].

Вік рельєфу може бути *абсолютним* або *відносним*. *Абсолютний* – вік утворення рельєфу в абсолютному численні часу (в млн, тис., сотнях років або одиницях геохронологічної шкали – ярус, відділ, період, ера).

Відносний вік – це час утворення одних форм чи елементів рельєфу стосовно інших. Він дає змогу визначити: 1) послідовність подій – які форми рельєфу старші, які молодші; 2) стадії розвитку окремих генетичних типів і форм рельєфу (морфологічний вік, або вік Девіса). Наприклад, вузька річкова долина, яка має невироблений поздовжній профіль і в якій переважає глибинна ерозія, перебуває в стадії юності. Подальший розвиток долини призводить до її поглиблення і розширення, формування виробленого поздовжнього профілю. Це стадія зрілості долини. На останній стадії (старості долини) річка має широку долину, спокійну течію і сильно звивисте русло.

Щоб визначити відносний вік рельєфу, треба з'ясувати геологічний вік порід. Геологічний час – різновид сонячного часу, в шкалі якого точка відліку його початку – це сучасність; від неї йде рахунок у минуле та майбутнє [22]. Це час, який пройшов від конкретної геологічної події і відповідає певному ярусу – світі, пачці, горизонту. Геологічний вік визначають літолого-стратиграфічними та палеонтологічними методами. Детально вивчають опорні розрізи, які багаті палеонтологічним матеріалом, який допомагає з'ясувати вік шарів порід.

Визначення відносного віку рельєфу передбачає застосування таких методів:

✓ *метод аналогій* [22]. Якщо певний рельєф має суцільне поширення на деякій території, то з визначенням віку одного елемента, можна визначити вік інших елементів і всього рельєфу в

цілому. Наприклад, річкові тераси переходять у морські на узбережжі і в зандрові рівнини на континенті. Ці парагенетично пов'язані типи рельєфу є ланками одного просторового морфогенетичного ряду. Знаючи вік однієї з цих ланок, можна з'ясувати вік іншої;

- ✓ *метод синхронних форм*. Простежують і визначають зв'язки досліджуваної форми з іншими синхронними формами, вік яких відомий. Цей метод дає змогу з'ясувати послідовність акумулятивного та виробленого рельєфу [22];
- ✓ *морфометричний метод*: зіставлення абсолютних, відносних висот та інших морфометричних показників. Форми й елементи рельєфу однієї висоти часто мають однаковий вік. Це правильне для річкових і морських терас, поверхонь вирівнювання. Варто враховувати характер та інтенсивність тектонічних рухів. Відносні висоти п'ятої тераси Дністра стосовно русла досягають 30–75 м південніше долини Свічі і 25–40 м – північніше [30]. Це пов'язують з різними градієнтами неотектонічних рухів на Прибескидському та Пригорганському Передкарпатті;
- ✓ *метод корелятних відкладів*. Вік денудаційного, структурно-денудаційного і тектонічно-обумовленого рельєфу визначають за корелятними відкладами (корелятні відклади – одновікові з утворенням рельєфу). Цей метод найбільше застосовують для гірських країн, у передгірських і міжгірських западинах яких накопичуються пухкі відклади, знесені з гір.

Наприклад, наприкінці крейдового періоду розпочалось формування гірської споруди і пов'язаного з нею передгірського прогину (рис. 2.4.5). Протягом палеогену породи, знесені з гір, нагромаджувалися у прогині, виповнюючи його. У неогені й четвертинному періоді горотвірні процеси продовжувались, зумовлюючи нагромадження молодших (неоген-четвертинних) відкладів, які перекривали давніші нашарування. З'ясування віку цих гір полягає у визначенні найдавніших і наймолодших відкладів у передгірському прогині. Це допомагає виявити час формування гірського рельєфу – початок і кінець горотворення. Якщо виділити найдавніші відклади прогину неможливо (вони можуть бути повсюди перекриті молодшими корелятними нагромадженнями і не виходити на земну поверхню), то визначають наймолодші осадового походження відклади у межах гір; вік наступного (молодшого) підрозділу геохронологічної шкали в такому випадку буде ймовірним початком горотворення. Завершальний етап формування гірського рельєфу відповідатиме наймолодшим відкладам передгірського прогину [4].

Вік денудаційної поверхні можна визначити за двома віковими межами – нижнім і верхнім (метод "вікових рубежів" К. Маркова, 1948): у серії відкладів, які зрізає денудаційна поверхня, визначають наймолодші горизонти, а в серії, яка перекриває цю поверхню – найдавніші. Денудаційний рельєф завжди молодший від тих порід, які він зрізає, але старший від відкладів, які на ньому залягають чи прислонені. Якщо породи дислоковані, то денудаційна поверхня молодша від геологічних структур. Можна визначити вік денудаційної поверхні за віком лише одного відомого рубежу [2]. Якщо відомий вік наймолодшого горизонту, що її зрізає, наприклад, міоценовий, то вік поверхні – доміоценовий, можливо, олігоценовий (нижній рубіж). Якщо відомий вік найдавнішого горизонту відкладів, що її перекриває, наприклад, четвертинний, то вік поверхні – дочетвертинний (верхній рубіж);

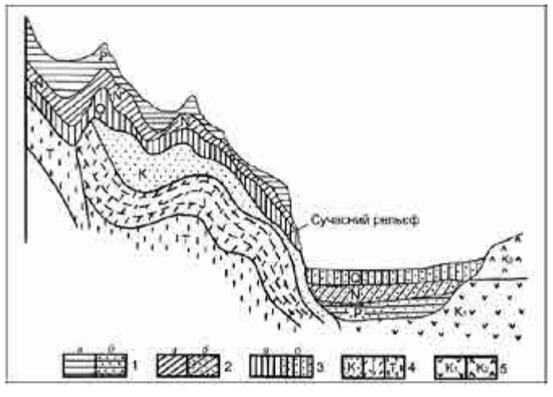


Рис. 2.4.5. Співвідношення корелятних відкладів і відповідного їм рельєфу [4]:
1 – відклади палеогену: *а* – зденудовані товщі; *б* – перевідкладені (корелятні) відклади; 2 – відклади неогену: *а* – зденудовані товщі; *б* – корелятні відклади; 3 – четвертинні відклади: *а* – зденудовані товщі; *б* – корелятні відклади; 4 – відклади складчастої основи гірської країни; 5 – відклади платформи

- ✓ *метод сингенетичних відкладів* [22]. Вік акумулятивного рельєфу відповідає віку рельєфотвірних осадів, які становлять цю поверхню чи форму. Для визначення віку елементів рельєфу з'ясовують вік найвищого з поверхні горизонту відкладів. Вік форми рельєфу відповідає віку всієї товщі відкладів, протягом якого відбувалось їхнє накопичення.

Вік денудаційного й акумулятивного рельєфу визначають також за корою вивітрювання. Ці типи рельєфу старші від пухких відкладів, що сформувались на породах, які їх становлять. У випадку денудаційних поверхонь вирівнювання, за послаблення денудації, якраз і можливе накопичення потужної кори вивітрювання, яка відповідно буде молодшою від поверхні, на якій формується. Застосовують для визначення віку поверхонь вирівнювання та акумулятивних рівнин.

- ✓ *метод вертикальних геоморфологічних рядів*. На певній території форми й елементи рельєфу різного генезису і віку послідовно змінюють одне одного у вертикальному напрямі. Вони утворюють закономірні поєднання – вертикальні геоморфологічні ряди. Кожний ряд має свій набір елементів і форм ряду, який характеризується певним віком, генезисом, морфографічними, морфометричними показниками, геологічною будовою корелятних відкладів. Всі ці ознаки визначені історією й умовами розвитку рельєфу, особливо режимом тектонічних рухів і змінами клімату.

Що однорідніші були ці умови, то однорідніші мають бути вертикальні геоморфологічні ряди в межах певної території. Тому за однорідністю вертикального геоморфологічного ряду можна судити про одновіковість відповідних комплексів рельєфу. Порівняльне вивчення вертикальних рядів виконують за геолого-геоморфологічними розрізами, суміщеними профілями морфологічних рівнів. Зіставлення розпочинають з опорних геоморфологічних рівнів чи ярусів. Чіткі ознаки мають деякі річкові тераси (наприклад, з характерними прошарками алювію певного речовинного складу чи органічними залишками). Опорними можуть бути морські тераси на узбережжях з певним комплексом морської фауни. В гірських районах опорними можуть бути поверхні вирівнювання з давньою корою вивітрювання чи пухкими відкладами, а також льодовикові форми чи тераси [2].

У геоморфологічних дослідженнях поширене вивчення відносного віку рельєфу конкретної місцевості. Враховують такі аспекти:

- полого нахилена денудаційна поверхня давніша від прилеглого крутого схилу. Проте може бути молодша, якщо складена відкладами схилових процесів;
- акумулятивна поверхня старша від ерозійних форм, які її розчленовують. Вона також старша від еолових форм, які на ній можуть бути розвинені;
- із двох різновисотних пологохвилястих денудаційних поверхонь, розділених уступом, нижня молодша верхньої. Виняток становить той випадок, коли діють тектонічні рухи і розбивають рівнину на різновисотні рівні. Також із двох різновисотних акумулятивних поверхонь, розділених денудаційним уступом, нижня молодша від верхньої. У системі річкових чи морських терас давніші ті, які розташовані гіпсометрично вище;
- із двох денудаційних форм (ерозійних, абразійних, екзараційних тощо), вкладених одна в одну, молодша та, яка вкладена. Наприклад, трогова долина, вкладена в річкову, молодша за неї. Або яр, який прорізав балку, молодший за неї. Це правило діє і для акумулятивних поверхонь;
- із двох комплексів рельєфу, перероблених ерозійно-денудаційними процесами, молодший той, який перероблений менше. Це твердження найчастіше використовують для визначення відносного віку льодовикового, морського, вулканічного рельєфу [2].

Методи визначення абсолютного віку порід:

1) радіовуглецевий; 2) калій-аргоновий; 3) стронцієвий; 4) уран-свинцевий; 5) термо- і 6) оптиколюмінесцентний; 7) фторовий; 8) споро-пилковий аналіз.

1. *Радіовуглецевий метод* – це датування органічних залишків шляхом вимірювання вмісту радіоактивного ізотопу 14С у гірських породах. Органічними залишками в породі можуть бути деревина, кісткова тканина, вугілля, які дають точне датування відкладів, абсолютний вік яких не перевищує 50–70 тис. років.

Суть методу ґрунтується на тому, що в атмосфері та живих організмах наявний вуглець. Це стабільні ізотопи 12С (98,8%) і 13С (1,1%), а також невелика частка радіоактивного 14С (10–10%). Період піврозпаду 14С = 5730 років. У живому організмі відбувається постійний вуглецевий обмін і співвідношення 14С/12С стабільне. Коли організм відмирає, вуглецевий обмін припиняється. Стабільні ізотопи зберігаються, а радіоактивний поступово розпадається і його вміст у залишках поступово зменшується. Знаючи вихідне співвідношення ізотопів, вимірюють їхнє теперішнє співвідношення спектрометричними або методами дозиметрії, знаходять час, який пройшов від загибелі чи відмирання організму. Для цього зважують частинку породи, тоді бомбардують елементарними частинками. Впродовж радіоактивного розпаду зважують знову. Знаючи швидкість

розпаду і вагу зразка в минулому, визначають час утворення [23]. Проілюструємо цей метод на прикладі свічки: знаючи швидкість її горіння, початкову та кінцеву довжину після деякого часу горіння, визначаємо час, протягом якого вона горіла.

Недоліком методу є те, що частинки органіки можуть бути винесені водою, а на їхнє місце принесені нові.

Приклад. Якщо ми знайшли викопний залишок і в ньому є тільки половина потрібної кількості 14С, то організм помер 5730 років тому. За два періоди піврозпаду залишиться лише ¼ вихідної кількості, якщо відношення 14С/12С становить ¼ від початкового співвідношення, то теоретично вік шматка органіки 11 460 років (5730×2).

2. *Калій-аргоновий метод*. Широко використовують для визначення віку порід, які містять калій (слюди, амфіболи, глауконітові мінерали). Радіоактивний калій розпадається, виділяючи газ аргон. Вік відповідних мінеральних утворень визначають за величиною співвідношення Ar/K. Що більше це співвідношення, то старший об'єкт [20]. Найчастіше використовують для датування вулканічних порід. Застосовують також для датування осадових порід за мінералом глауконітом, який формується у мілководно-морських умовах. Не рекомендують для визначення віку метаморфічних порід, оскільки аргон швидко випаровується за високих температур і тиску, та порід, які містять калієві польові шпати.

Сьогодні прогресивніший – *аргон-аргоновий метод*. У ньому вимірювання радіоактивного калію замінені на вимірювання часу піврозпаду радіоактивного ізотопу аргону, яким зразок опромінюють в ядерному реакторі. Цей метод точніший, оскільки можна виявити, який аргон і в якій кількості був у цій породі.

Застосовують для визначення віку у 100 тис. років і більше. Відомі визначення цим методом віку порід у 2 млд років у штаті Онтаріо (США). Цим методом також визначили вік гранітів Українського кристалічного щита в середньому 1,9 млд років (за О. Комлєвим) [18].

3. *Стронцієвий або рубідієво-стронцієвий метод*. Природна радіоактивність рубідію обумовлена ізотопом з масою 87, який, випускаючи частинку, переходить у стронцій-87. Це співвідношення дочірнього та материнського ізотопів використовують для визначення віку. Застосовують для датування мінералів, які містять рубідій: мусковіт, біотит, калієві польові шпати, лепідоліт. Метод поширений для визначення віку докембрійських порід, оскільки в них наявні мінерали з вмістом рубідію [24]. Розпад рубідію досить повільний, тому метод застосовують для датування порід у 5 млн років і більше.

4. *Уран-свинцевий метод*. Враховує співвідношення нерозщеплених атомів урану й утворених внаслідок радіоактивного розпаду атомів свинцю [20]. Уран входить до складу понад 200 мінералів, проте беруть мінерали, де вміст урану більший 1%: уранініт, циркон, монацит тощо, які наявні в магматичних породах. Період піврозпаду урану становить 4,51 млд років. Метод застосовують для порід, які утворені протягом всієї геологічної історії Землі, найчастіше – від 30 млн років і більше.

Загалом методи, які ґрунтуються на визначенні абсолютного віку з використанням радіоактивних елементів, називають *ізотопними або радіологічними*.

Недоліками радіологічних методів є те, що вони не дають змоги поділити породи на дрібні ярусні підрозділи (світи, відділи). Зумовлено це невисокою точністю методу, який допускає відхилення у визначенні абсолютного віку гірських порід у 3–5%. Якщо середня тривалість віку періодів становить близько 50 млн років, відділів – 10–20 млн років, то похибка методами ядерної геохронології для відділів досягає від 300 тис. до 1 млн років. Зрозуміло, що ярусні підрозділи за допомогою цих методів не можна достовірно визначити. Результати абсолютної геохронології можуть лише доповнити, але не замінити геологічні дані, які завжди мають бути провідними у визначенні віку гірських порід.

Ще один значний недолік радіологічної геохронології – значна невідповідність результатів визначення абсолютного віку порід у зв'язку з накладенням на породи та мінерали метаморфізму. Крім того, в багатьох гірських породах радіоактивних елементів взагалі немає, тому про можливість застосування ізотопних методів у них не може й бути мови.

5. *Термолюмінесцентний метод*. Ґрунтується на вимірюванні енергії, яка випромінилась внаслідок нагрівання зразка. Використано здатність глини, кальцитів, польових шпатів з часом накопичувати енергію іонізуючого випромінювання (Сонця), а потім під час нагрівання віддавати її у вигляді спалахів світла. Що старіший зразок, то більше спалахів. Їх вимірюють термолюмінесцентними дозиметрами. Вперше застосували у 1953 році, проте набув поширення з 1960 років.

Якщо зразок деякий час був дуже нагрітий чи підлягав сонячному опроміненню, то вся попередньо накопичена енергія стирається, а відлік часу беруть з цього опромінення.

Метод застосовують для датування порід, утворених від декількох сотень до одного млн років. Похибка становить 10% і менше. Визначають вік вапняків, вулканічних порід, лесів, пісків, алевритів.

Недоліки методу – у мінералів є електронні пастки, які дають неоднакове випромінювання для однакових зразків з одного місця походження. На точність визначення впливає також рівень радіації певної місцевості. Метод не дійсний для уламків, які перемістились з інших областей, де тривалість нагрівання більша або менша. З іншого боку, методом визначають не дату утворення, а дату постійного високого нагрівання, тривалого перебування зразка на Сонці [9].

6. *Оптико-люмінесцентний*. Вимірюють рівень випромінювальної здатності породи після різкого освітлення. Побудований на визначенні моменту, коли мінерал останній раз перебував на світлі. Якщо опромінити мінерал синім, зеленим чи інфрачервоним світлом, то він буде світитись. Має електронні пастки в кристалах. Коли був на світлі, там залишились іони. Якщо посвітити, то буде скидати накопичену енергію. Знаходять час, коли був у темноті. Що старший зразок, то більше видає світла. Мінерали, за якими визначають час, – це кварц або польовий шпат, які здатні накопичувати іонізуюче випромінювання від радіоактивних елементів, що були колись у породі. Метод вперше застосували 1984 р. у Канаді.

Використовують для з'ясування віку еолових (типу дюн), деяких делювіальних відкладів і лесів. Діапазон визначення віку – від кількох сотень до 100 000 років. Похибка вимірювань 5%.

7. *Фторовий*. Метод визначення віку за вмістом фтору у викопних кістках, які поховані в певній товщі порід. Застосовують для визначення віку до 1 млн років.

8. *Споро-пилковий аналіз*. Це дослідження спор рослин і пилку минулих геологічних епох. Детально вивчає наука палінологія. Пилкові зерна рослин чи спори мають тверду оболонку, яка не руйнується навіть у разі їхнього закам'яніння (фосилізації). Беруть проби осадових порід, торфу, сапропелю, вилучають з них захоронені пилок і спори, вивчають під мікроскопом. Визначають їхні види і таксономічну належність.

Метод започаткований у 1930 роках. За цей час були розроблені класифікації спор і пилку вимерлих рослин, розсіяних у давніх породах. Цей метод почали використовувати для досліджень всіх осадових порід, адже певні споро-пилкові комплекси характеризують відклади різного віку того чи іншого регіону. З'ясували також типи споро-пилкових спектрів – степовий, лісовий, тундровий, за якими можна визначати палеоклімати [20].

Вік сучасних відкладів можна визначити також методами: за швидкістю геолого-геоморфологічних процесів (водна ерозія чи акумуляція); за кількістю річних шарів у стрічкових відкладах водно-льодовикових озер; за археологічними залишками.

Отож, знаючи абсолютний вік порід, які не зазнавали перевідкладення, можна визначити час утворення рельєфу в геохронологічних датах.

Запитання для самоперевірки знань

1. Як Ви розумієте "похований, відкопаний, експонований, реліктовий і реконструйований рельєф"?
2. Скласти план вивчення палеорельєфу.
3. Які види реконструкцій палеорельєфу Ви знаєте?
4. Які методи вивчення історії розвитку рельєфу?
5. Які методи визначення відносного віку рельєфу?
6. Назвати методи вивчення абсолютного віку рельєфу.

Бібліографія

Основна

1. *Сіренко І.* Палеогеоморфологія: навч. посібник / І. Сіренко, М. Іваник. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2011. – 432 с.

2. *Спиридонов А.И.* Палеогеоморфологический анализ // Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования / А.И. Спиридонов. – Москва: Высш. школа, 1970. – С. 184–204.

Допоміжна

3. Атлас литолого-палеогеографических карт. Масштаб: 1:7500000 / Под ред. А.П. Виноградова. – Т. 1, 1966; т. 2, 1967; т. 3, 1968. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.geokniga.org/books/2886
4. *Байрак Г.* Визначення генезису і віку рельєфу / Г.Р. Байрак, Р.М. Гнатюк, П.М. Горішний, Я.Б. Хомин // Практикум з курсу "Геоморфологія": навч.-метод. посібник (видання друге виправлене і доповнене) – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2015. – С. 16–19.
5. *Байрак Г.* Відтворення історії розвитку рельєфу за геолого-геоморфологічним профілем / Г.Р. Байрак, Р.М. Гнатюк, П.М. Горішний, Я.Б. Хомин // Практикум з курсу "Геоморфологія": навч.-метод. посібник (видання друге виправлене і доповнене) – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2015. – С. 26–31.
6. *Байрак Г.Р.* Построение морфометрических карт средствами ГИС для изучения истории развития Гологоро-Кременецкой гряды / Г.Р. Байрак, Я.С. Кравчук // Геоморфологи: Современные методы и технологии цифрового моделирования рельефа в науках о Земле. – Вып. 6. – Москва: Медиа-ПРЕСС, 2016. – С. 40–44 + 4 іл.
7. *Бердников В. В.* Палеогенный микрорельеф центра Русской равнины / В.В. Бердников – Москва: Наука, 1976. – 126 с.
8. *Богуцкий А.Б.* Антропогеновые покровные отложения Волыно-Подолии / А.Б. Богуцкий // Антропогеновые отложения Украины. – Киев, 1986. – С. 121–132.
9. *Вагнер Г.А.* Научные методы датирования в геологии, археологии и истории / Г.А. Вагнер. – Москва: Техносфера, 2006. – 534 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.geokniga.org/books/4497
10. *Веклич М. Ф.* До методики вивчення давнього і похованого рельєфів / М.Ф. Веклич // Геоморфологічне картування Української РСР. – Київ: Наук. думка, 1966. – 119 с.
11. *Верзилин Н. Н.* Методы палеогеографических исследований / Н.Н. Верзилин. – Ленинград: Недра, 1979. – 247 с.
12. Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциональных областей. – Москва: Наука, 1981.
13. *Галицкий В. И.* Основы палеогеоморфологии / В. И. Галицкий. – Київ: Наук. думка, 1980. – 220 с.
14. *Гнатюк Р. М.* Нові погляди на геоморфологічну будову території природного заповідника "Розточчя" // Природа Розточчя: зб. наук.-техн. праць природного заповідника "Розточчя". – Івано-Франкове, 1999. – Вип. 1. – С. 40–46.
15. *Евсеева Н.С.* Методы палеогеографических исследований / Н.С. Евсеева, А.В. Шпанский. – Томск: ТГУ, 2011. – 253 с. www.twirpx.com/file/1115343
16. *Іваніна А.В.* Визначник решток палеоорганізмів: навч.-метод. посібник /А.В. Іваніна, Г.І. Гоцанюк, Я.М. Тузяк та ін. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2007. – 156 с.
17. *Іваніна А.В.* Седиментологія. Навч.-метод. посібник / А.В. Іваніна, І.В. Шайнога – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2010. – 144 с.
18. *Комлєв О.О.* Історико-динамічні басейнові геоморфосистеми геоморфологічних формацій Українського щита: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геогр. наук / О.О. Комлєв. – Київ: Інститут географії НАНУ, 2005. – 37 с.
19. Кора вивітрювання. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikwpedia.org/wiki
20. Методи абсолютної геохронології // Історична геологія (лекції). Інтернет-ресурс. Точка доступу: studentam.net.ua/content/view/3912/117
21. *Михайлова Н. А.* Методика составления крупномасштабных литолого-фациальных палеогеографических карт / Н. А. Михайлова. – Москва: Наука, 1973. – 54 с.
22. *Палієнко В.П.* Методи вивчення віку рельєфу та його еволюція / В.П. Палієнко, М.Є. Барщевський // Морфоструктурно-неотектонічний аналіз території України. – Київ: Наук. думка, 2013. – С. 47–53.
23. Радіовуглецевий метод. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikwpedia.org/wiki
24. Рубидий-стронциевый метод // Справочник химика. Інтернет-ресурс. Точка доступу: chem21.info/info/1352535
25. *Рухин Л. Б.* Основы общей палеогеографии / Л. Б. Рухин. – [2-е изд.]. – Ленинград: Гостоптехиздат, 1962. – 628 с.
26. *Симонов Ю.Г.* Методы изучения истории развития рельефа / Ю.Г. Симонов // Геоморфология. Методология фундаментальных исследований. – Санкт-Петербург: Питер, 2005. – С. 284–338.

27. Справочник по литологии. Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. – Москва: Недра, 1983. – 509 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.geokniga.org/.../geokniga-vassoevich-nb-i-dr-spravochnik-po-litologii. pdf
28. *Чемеков Ю. Ф.* Погребенный рельеф платформ и методы его изучения / Ю.Ф. Чемеков, В. И. Галицкий – Ленинград: Недра, 1974. – 207 с.
29. Ясаманов Н.А. Популярная палеогеография. – Москва: Недра, 1985. – 136 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://collectedpapers.com.ua/type/geology/page/3
30. *Яцишин А. М.* Геоморфологічна будова долини Дністра у межах Передкарпаття: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук / *А.М. Яцишин*. – Львів, 2001. – 18 с.
31. Scoteze C. Atlas of Earth History, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 52 pp. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.academia.edu/9730874/Atlas_of_Earth_History

2.5. Прикладні дослідження (методи екологічної геоморфології)

У системі геоморфологічних досліджень другої половини XX ст. сформувався окремий напрям – екологічна геоморфологія. Подамо кілька її визначень.

Екологічна геоморфологія – це напрям, який вивчає взаємозв'язки та результати взаємозв'язків геоморфологічних систем будь-якого рангу з системою екології людини [59].

Екологічна геоморфологія – науковий напрям про геоморфологічні умови (рельєф, рельєфотвірні процеси), які впливають на формування екосистеми людини, її розвиток і стійке існування [37].

Екологічна геоморфологія – новий напрям прикладної геоморфології, який вивчає рельєф, його походження, вік та еволюцію, процеси рельєфоутворення, їхню роль і функції в складній системі "природа – господарство – населення", аналізує його прямі й зворотні зв'язки зі всіма компонентами територіальних систем, щоб оптимізувати умови життєдіяльності людини [34, 51].

У нашому розумінні *екологічна геоморфологія* – це наука, яка вивчає умови рельєфу, сприятливі або несприятливі для життя і діяльності людини, та сучасні геоморфологічні процеси з погляду безпеки дії на суспільне середовище.

Предмет екологічної геоморфології – екологічні властивості геоморфосфери – тонкої оболонки на межі літосфери й атмосфери [1]. Предметом екологічної геоморфології вважають також взаємозв'язки між геоморфологічними, геологічними, ландшафтними та соціально-економічними системами, які функціонують на базі рельєфу і впливають на його стан, інтенсивність розвитку рельєфотвірних процесів. Ці відносини визначають потенціал деструктивної поведінки освоєних людиною геосистем, ризик виникнення природних і техногенних аварій і катастроф, ступінь напруги еколого-геоморфологічної ситуації.

Екологічна геоморфологія ґрунтується на теоретичних знаннях географії, геології та геоморфології про рельєф, використовує знання суміжних наук – екології, біології, естетики та ін. В системі геоморфологічних наук її зачисляють до прикладної геоморфології (рис. 2.5.1).

Виділяють дві складові екологічної геоморфології: загальна та прикладна. *Загальна екологічна геоморфологія* вивчає теоретико-методологічні, методичні аспекти взаємодії людини і суспільства з рельєфом і пов'язаними з ним компонентами географічної оболонки, морфодинамічними процесами. *Прикладна екологічна геоморфологія* досліджує передумови, особливості та наслідки взаємодії рельєфу, компонентів ландшафту та морфодинамічних процесів з об'єктами промислового, сільського, гірничого, транспортного, рекреаційного, селитебного і комунікаційного

Рис. 2.5.1. Місце екологічної геоморфології в системі геоморфологічних знань [34]

господарства. В цьому розумінні екологічна геоморфологія обґрунтовує підходи до оптимізації названих взаємодій та екологічної ситуації в системі "природа – суспільство".

Історія розвитку екологічної геоморфології розпочинається з тих часів, коли науковці звернули увагу і почали вивчати вплив людини на розвиток сучасних екзогенних процесів. Приклади досліджень впливу людини на рельєф можна знайти в працях С. Рудницького (1923, 1926), П. Тутковського (1927), О. Ферсмана (1934), М. Дмитрієва (1936). На початку XX ст. розвинулась наука антропогеографія, яка вивчала взаємовплив людини і природи, проте її визнали буржуазною в Радянському Союзі, тому дослідження на деякий час припинилося.

Дослідження впливу людської діяльності на рельєф продовжувалося наприкінці 40-х років XX ст. В.Г. Боднарчук (1949) виділив два аспекти такого впливу: безпосередній, який супроводжується згладжуванням і вирівнюванням нерівностей земної поверхні, та опосередкований, зумовлений прискоренням або уповільненням розвитку природних екзогенних процесів унаслідок людської діяльності. Результатом впливу є створення культурних геоморфологічних ландшафтів – сільськогосподарських, іригаційних, гірничопромислових, оборонних [9].

Поступово сформувалися напрями геоморфологічних досліджень, цілком присвячені впливу антропогенної діяльності на рельєф – спочатку інженерна геоморфологія, антропогенна геоморфологія, а згодом – екологічна геоморфологія.

Термін екологічна геоморфологія запропонував англійський геоморфолог Дональд Коатс на початку 70-х років XX ст. (Coates, 1990). У 70-х роках XX ст. цей науковий напрям розвивався головно в англійській школі геоморфології (Cooke, Doornkamp, 1974; Goudie, 1981).

З 90-х років еколого-геоморфологічні дослідження почали проводити в багатьох країнах. Активно в цій галузі працюють також українські геоморфологи. Зокрема, І.П. Ковальчук, В.В. Стецюк, О.М. Адаменко, Г.І. Рудько, І.Г. Черваньов, Ю.М. Швидкий [7].

Розвинулися такі головні напрями екологічної геоморфології:

– агроекогеоморфології (Швебс, 95; Яцухно, Кузьмін, 1995; Ковальчук, 1997) [30, 31];
– екологічного руслознавства (Чалов, 97) [60];
– екологічної морфолітодинаміки (Сімонов, 97) [51];
– еколого-геоморфологічного моніторингу (Адаменко, Рудько, 95) [4];
– інформаційного еколого-геоморфологічного аналізу (Оліферов, 93) [41];
– еколого-геоморфологічного техногенезу (Швидкий, 95) [61];
– екологічної геоморфології заповідних територій [21];
– урбоекогеоморфології (Ліхачова, 92) [36];
– естетичної екогеоморфології (Стецюк) [57].

Методологічною основою екологічної геоморфології є системний підхід, який розуміє взаємозв'язки та взаємозалежності між компонентами середовища і результатами діяльності людини. Екологічна геоморфологія використовує методи геоморфології й екології, має цілком самостійний предмет дослідження, тому її можна поставити в один ряд з іншими геоморфологічними напрямами (рис. 2.5.2).

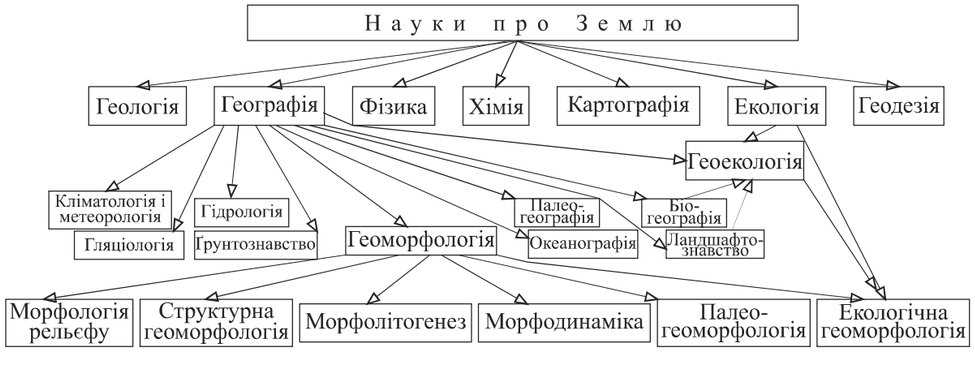


Рис. 2.5.2. Місце екологічної геоморфології у системі наук з погляду самостійності методів досліджень

Головні методи досліджень в екологічній геоморфології такі:

- діагностичні;
- моніторингу;
- експертизи;
- оціночні;
- розрахункові;
- моделювання;
- прогнозування;
- картографічні.

2.5.1. Діагностичні методи

Діагностика (від грец. *diagnostikós*) означає здатність розпізнавати що-небудь. По-іншому, визначення і вивчення ознак, які характеризують стан і розвиток об'єкта [22]. *Еколого-геоморфологічна діагностика* – це з'ясування стану та ступеня розвитку небезпечних екзогенних процесів, їхнього впливу на життя чи господарську діяльність людини. Мета діагностики полягає у виявленні об'єктивних даних про передумови та наслідки активізації морфодинамічних процесів, різноманітні порушення екологічного стану території. Завданням є аналіз та оцінка проблемних екологічних ситуацій, сценаріїв їхнього розвитку, визначення екологічних збитків довкіллю внаслідок змін у виробничій діяльності людини.

Серед діагностичних методів виділяють:

- ✓ аналіз чинників рельєфотворення;
- ✓ морфометричні методи;
- ✓ інтенсивності морфодинамічних процесів;
- ✓ балансовий;
- ✓ ідентифікації ступеня небезпеки і чинників ризику та ін.

Аналіз чинників рельєфотворення

Чинники рельєфотворення є важливим поштовхом до розвитку сучасних екзодинамічних процесів. Вони створюють ті передумови, які призводять до направленої дії процесів ерозії, акумуляції, зсувів, сельосходження, розвіювання, заболочування тощо. Вивчають диференціацію чинників у межах геоморфологічних чи адміністративних одиниць, їхню кореляцію з морфометричними показниками рельєфу та геологічним субстратом, успадкованість, взаємообумовленість.

Виділяють природні й антропогенні чинники рельєфотворення. До *природних* належать: корінні породи та четвертинні відклади, морфологія рельєфу, атмосферні опади, температури, радіаційний режим, вітер, покриття рослинністю. До *антропогенних* зачисляють: розорювання, промислове та житлове будівництво, видобуток корисних копалин, меліоративні роботи, лісокористування, рекреація, скидання відходів.

Кількісні показники впливу природних чинників отримують з даних експедиційних пошукувань інженерно-геологічних і геолого-розвідувальних організацій, стаціонарних спостережень постів Гідрометеорологічної служби України, досліджень проектних установ. Дані беруть за певний інтервал часу – добу, сезон, рік, десятиліття, з яких визначають середні та максимальні показники. Інформацію черпають також із фондових матеріалів, літературних, інтернет- і картографічних джерел. Ставлять також лабораторні чи польові експерименти.

Дані з впливу антропогенних чинників отримують за допомогою прямих польових спостережень, опитування й анкетування очевидців подій (наприклад, з приводу скидання відходів), аналізу різночасової дистанційної та картографічної інформації.

Безпосередньо досліджують стан довкілля, щоб визначити ступінь його зміни під дією антропогенних чинників. Зокрема, вимірюють температуру, прозорість, солоність і хімічний склад води; визначення фізичних, механічних, фізико-хімічних властивостей ґрунтів; вимірювання освітленості, радіаційного фону; виявлення хімічного і бактеріального забруднення середовища тощо.

Виконують класифікацію чинників, які впливають на проходження сучасних екзоморфодинамічних процесів:

– за періодичністю: періодичні (як часто проявляються) – неперіодичні: випадкові, закономірні;

– за масштабом прояву: глобальні, регіональні, місцеві (локальні), точкові;
– за умовами впливу: сприятливі, несприятливі, нейтральні;
– за ступенем впливу: летальні, екстремальні, лімітувальні, тривожні, мутагенні;
– за спектром впливу: вибіркові, загальної дії та ін. [29].

Результати досліджень чинників рельєфотворення подають у вигляді таблиць, графіків, діаграм, математичних розв'язків, картосхем.

Морфометричні методи

Спрямовані на вивчення геометричних обрисів і чисельних параметрів рельєфу з подальшою інтерпретацією. Головне завдання морфометричного аналізу – створення математичних моделей рельєфу, обґрунтування системно-структурного підходу до його вивчення, аргументація кінематики та виявлення властивостей, створення прогнозних моделей розвитку рельєфу та рельєфотвірних процесів тощо.

Морфометричний аналіз ґрунтується на низці взаємодоповнювальних принципів і підходів. Принцип геометризації рельєфу – на уявленні про рельєф як комплекс геометричних фігур: точок, ліній, поверхонь, які перебувають у певних співвідношеннях між собою, утворюють різні типи морфологічної структури. Кінематичний підхід передбачає вивчення рельєфу в процесі його розвитку. Суть континуумного підходу полягає в уявленні про рельєф як поле висот, що дає змогу отримати різні характеристики, які є похідними від висоти рельєфу. За допомогою рівнянь руху речовини різного складу і стану в гравітаційному полі Землі можна вивчати динаміку рельєфу, зіставляти експоновані і поховані поверхні, моделювати тощо. Графоаналітичний підхід, за В.П.Палієнко (2005) ґрунтується на графічному перетворенні рельєфу, відображеного на топографічних картах, з виділенням різно-порядкових похідних поверхонь і профілів і на проведенні з ними низки математичних операцій.

Для визначення морфометричних характеристик рельєфу, які є важливим чинником розвитку багатьох сучасних екзогенних процесів, будують його цифрові моделі у ГІС. На їхній підставі отримують дані середніх, максимальних і мінімальних абсолютних та відносних висот, горизонтального і вертикального розчленування, крутості й експозиції схилів.

Інтенсивність морфодинамічних процесів

Визначають закладанням різних стаціонарних майданчиків багаторічних спостережень за проходженням площинних змивів, лінійних розмивів, зсувів, кріпу, осипання, розвіювання.

Для вивчення еродованості ґрунтів застосовують також метод ґрунтово-ерозійного профілювання. За його допомогою фіксується потужність змитої частини ґрунтів порівняно з незмитими цілинними еталонами. Метод потребує ретельного відбору еталонів незмитого ґрунту в умовах (положення на схилі, крутість схилу, його експозиція тощо), що відповідають тим, в яких вивчають профіль змитих ґрунтів.

Інтенсивність карстових чи гравітаційних процесів визначають за складом і потужностями порід, в яких розвиваються ці процеси, їхніми фізичними та хімічними властивостями, структурою і текстурою.

Інтенсивність процесів денудації з'ясовують за співвідношенням загального об'єму зносу і тривалості денудації. Використовують формулу

$$J = W / T \cdot S,$$

де J – інтенсивність денудації, мм/рік; W – об'єм зденудованих відкладів; T – тривалість континентального (денудаційного) розвитку рельєфу, років; S – загальна площа території, яка піддається денудації, км^2 [31].

Визначають *ступінь ураження* території морфодинамічними процесами або створеними ними чинниками. Для цього використовують аерофото- чи космічні матеріали, карти. Під ураженістю території сучасними процесами розуміють співвідношення площ, зайнятих процесами до загальної площі досліджуваної території. Результат подають у відсотках. Найчастіше визначають показники еродованості ґрунтів (інтенсивності площинної ерозії), заяркованості, закарстованості, покритості зсувами, заболоченості.

Головні показники інтенсивності процесів.

- Для флювіальних процесів інтенсивність підмивання: слабка 1–2 м/рік, середня 2–5, сильна 5–10 і дуже сильна – понад 10 м/рік (за Я. Кравчуком, 2006);

за іншими даними: слабка глибинна річкова ерозія – менше 10 мм/рік, бокова – менше 45; активна глибинна 10–50, бокова – більше 45 мм/рік (за Ф. Геворкяном, Ж. Карапетяном, 1976);

класифікація аномальних значень річкового стоку: до позитивних екстремаліїв зачислені річні величини стоку наносів <3% забезпеченості, до великих аномалій – 3–6%, до малих – 6–15%; негативні екстремалії мають забезпеченість >97%, великі – 97–94%, малі – 94–85%. Значення стоку наносів із забезпеченістю від 15 до 85% розглядають як "нормальні" (за А. Дєдковим, В. Мозжеріним, 1996). Нагадаємо, що забезпеченість стоку – це кількість років у відсотках від розрахункового, протягом яких обсяг стоку ріки не нижче розрахункового. Забезпеченість за стоком 75% означає, що протягом 75 років зі 100 необхідний обсяг стоку буде забезпечений.

- Для ерозійних процесів: щорічний приріст вершин: малий – менше 1 м, середній 1–3, активний 5–10, катастрофічний – понад 10 м (за В. Любімовим, 1987);

  розчленованість схилів за середньою відстанню між двома ярами може бути: слабкою – понад 1000 м; середньою – 500–1000; сильною – 250–500; дуже сильною – менше 250 м (за М. Заславським, 1983);

  інтенсивність площинного змиву: не перевищує 0,2 мм/рік, або 2–3 т/га за рік – нормальна, яку не беруть до уваги,у разі втрати ґрунтів 3–6 т/га за рік ерозію зараховують до слабкої, 6–12 – до середньої, понад 12 т/га за рік – до сильної (за Г. Швебсом, 1974);

  за іншими даними: дуже низька 0,2–1,0 кг/м^2, низька 1–3, нижче середньої 3–6, середня 6–9, вище середньої 9–11, висока – більше 12 кг/м^2 (за Ю. Зіньком, 1978).
- Для карстових процесів: ступінь закарстованості: слабкий 4–5, середній 15–20, сильний 30–60 лійок на 1 км^2 (за О. Кучеруком, 1974);

  частота утворення карстових провалів (середньорічна кількість провалів на км^2 території (випадків/км^2 за рік): більше 1,0 – дуже інтенсивна; 0,1–1,0 – інтенсивна; 0,05–0,1 – середня; 0,01–0,05 – нижче середньої; до 0,01 – низька (за СП 11-105-97).
- Швидкість руху зсувів: надзвичайно швидка – 3 м/с; досить швидка – 0,3 м/хв; швидка – 1,5 м/добу; 1,5 м/місяць – помірна; 1,5 м/рік – повільна; 0,06 м/рік – дуже повільна (за Є. Ємельяновою, 1972).
- Активність розвитку селів: 1 раз на 3–5 років – високої, 1 раз 6–15 років – середньої, 1 раз в 15 років і рідше – низької активності (за С. Флейшманом, 1978).
- Частота сходу лавин: дуже активна – щороку, часта – 2–10 років, середня – 10–30–50 років, рідкісна – понад 50 років, до 200 років (за К. Акіф'євою, 1975).

Балансовий метод

Ґрунтується на визначенні кількості поступлення і виносу матеріалу в межах досліджуваної території (наприклад, у річковому басейні) за деякий період часу. Різницю між ними називають "балансом". В екологічній геоморфології найпоширеніші балансові дослідження на річкових водозборах та у руслах рік.

На водозборах визначають співвідношення змиву й акумуляції продуктів ерозії в межах різних морфологічних елементів басейну. Баланс наносів системи "схил – водозбір – русло" розраховують за формулою

$$A_р+A_з+W_{тр}+W_{рр}=E_с-A_с+E_я-A_я+E_д+E_у-A_у-A_{мс}+W_{мс}+E_р+W_о+W_{кр}-A_{кр}+W_{хім}-W_ф \pm Д,$$

де $A_р$ – акумуляція наносів у руслі; $A_з$ – акумуляція наносів на заплаві; $W_{тр}$ – об'єм твердих речовин, винесених русловим потоком за межі облікового створу; $W_{рр}$ – об'єм розчинених речовин, винесених русловим потоком за межі облікового створу; $E_с$ – схилова ерозія; $A_с$ – акумуляція продуктів ерозії на схилах; $E_я$ – яркова ерозія; $A_я$ – акумуляція продуктів яркової ерозії у днищах; $E_д$ – ерозія ґрунтових доріг; $E_у$ – ерозія улоговин; $A_у$ – акумуляція наносів у тальвегах улоговин; $A_{мс}$ – акумуляція наносів, принесених з міських і сільських територій; $W_{мс}$ – об'єм матеріалу, винесеного з міст і сіл; $E_р$ – руслова ерозія; $W_о$ – матеріал обвальних, зсувних, осипних схилових процесів; $W_{кр}$ – матеріал (мінеральна речовина), що надходить у русло внаслідок процесів кріпу; $A_{кр}$ – продукти кріпу, акумульовані у підніжжях схилів і на заплаві; $W_{хім}$ – об'єм розчинених речовин, який постачає в річку водозбір; $W_ф$ – об'єм розчинених речовин, які потрапили у ґрунт

завдяки інфільтрації частини стоку; *Д* – інші джерела надходження в русло або вилучення з нього мінеральної речовини [31].

У руслах рік відбуваються процеси ерозії, транспорту й акумуляції матеріалу. Баланс наносів у водному потоці, який має довжину ΔX і ширину W розраховують за формулою

$$\Delta T/\Delta X+\Delta V/\Delta X\cdot\Delta t = T_L W+EW-AW,$$

де $T=CQ$ – витрата наносів, м^3/с як добуток витрати води Q на загальну концентрацію C наносів всіх видів; X – поздовжня координата, м; V – об'єм зважених наносів, м^3; t – час; T_L – питома витрата наносів, яка потрапляє в потік з водозбору на одиницю ширини W(м) на ділянці ΔX, м/с; E – швидкість розмиву дна потоку, м/с; A – швидкість акумуляції наносів у руслі і на заплаві, м/с; знак Дельта – приріст величини. У лівій частині рівняння записаний баланс наносів по довжині потоку (перший член) і в часі (другий член). У правій частині рівняння записані головні процеси, які впливають на баланс наносів, в порядку: 1) потрапляння наносів з водозбору; 2) ерозія; 3) акумуляція (за О.Ю. Сидорчуком, 2015).

Отже, балансові методи дають змогу визначити співвідношення приносу і витрат речовини у певних геосистемах.

Методи ідентифікації ступеня небезпеки і чинників ризику

Під *небезпекою* розуміють процес, властивість або стан природи, які визначають загрозу для життя людей, об'єктів господарства чи довкілля [16]. *Геоморфологічна небезпека* – можливість, загроза лиха, катастрофи зі сторони якого-небудь геоморфологічного об'єкта. Такими об'єктами є: 1) аномально нестійкі форми й елементи рельєфу, що прямо чи опосередковано сприяють поширенню небезпечних процесів – нависаючі скали, урвища, підрізані знизу нестійкі схили тощо; 2) порушуючі чи руйнуючі середовище життєдіяльності людини геоморфологічні процеси – обвали, зсуви, селі, карстові і сейсмотектонічні провали, пучіння та просідання ґрунтів, розмив, змив, намив, вітрова ерозія та акумуляція тощо [2].

Види небезпеки:

1) за часом прояву – фонова і реальна. Фонова – це середня небезпека ендо- і екзогенних процесів за період часу. Реальна – можливість виявлення конкретного процесу на цей рік, розрахована на підставі прогнозних значень ступеня активності процесу;
2) за площею виявлення – об'єктна, локальна, регіональна, глобальна (космічна).

Ступінь небезпеки (катастрофічності) геоморфологічного процесу визначають за його власними параметрами: швидкістю зміни, об'ємом втягнених у рух мас гірських порід, площею ураження, а також параметрами суспільно-економічного середовища, на який вплинув геоморфологічний процес.

Для аналізу ступеня небезпеки морфодинамічних процесів складають карти їхнього поширення з зазначенням об'єктів, на які вони можуть вплинути. Виконують районування території за ступенем розвитку небезпечних ендо- (сейсмічність) і екзогенних процесів.

В екологічній геоморфології розглядають також поняття "ризику" виникнення небезпечних геоморфологічних процесів. *Ризик* – це ймовірнісна міра небезпеки для визначеного об'єкта (суб'єкта) у можливих моральних, матеріальних чи фізичних втратах за певний час [17].

Геоморфологічний ризик – імовірність настання або активізації негативної геоморфологічної події і можливого нанесення збитків господарським об'єктам чи населенню [2].

Розрізняють такі види ризиків:

– прямий (руйнування об'єктів, ландшафту, загибель людей) та опосередкований (негативні наслідки в житті людей – втрата врожаю, тривожний психічний стан тощо) [2];
– за походженням: природний, техноприродний, техногенний (з участю людини);
– за середовищем розвитку: геолого-геоморфологічний, гідрологічний, метеорологічний, космічний;
– за сферою фіксації: економічний (виражається в грошовому еквіваленті – грн/рік), соціальний (загибель людей – особа/рік, психічні травми, побутові незручності), екологічний (негативні наслідки дії на довкілля, виведення з землекористування території – км^2/рік, кількість випадків/рік);
– за механізмом розвитку небезпечних природних процесів: сейсмічний, зсувний, селевий, лавинний, абразійний, карстовий, цунамі, повеней, ураганів тощо;

– за масштабом дії: локальний, регіональний, глобальний;
– характером впливу: одномоментний (одноразовий, багаторазовий) і перманентний – постійний (збільшення, зменшення ризику);
– за кількістю небезпек: власний (від однієї небезпеки), сумарний (від кількох небезпек);
– форма виявлення: точковий (об'єктний), територіальний (площинний) [1];
– потенційний (ймовірнісний) і реальний;
– ризики руйнування природних систем, здоров'я населення, збоїв техногенних систем на конкретних підприємствах, керування природними ресурсами, природних катастроф, впливу регіональних військових конфліктів, ризик екологічного тероризму [44].

Небезпека і ризик – не тотожні поняття. Наприклад, відомо, що зсуви небезпечні для будівництва, експлуатації споруд і життя людей. Якщо відбувається будівництво в зсуво-небезпечних районах, то будівельники йдуть на ризик, споруджуючи будівлі в цих районах. Якщо, знаючи про небезпеку зсувів, приймають певні заходи, то її знижують або усувають. Небезпека проявів процесів зумовлює ризик будівництва, експлуатації споруд і життя людей.

Методи ідентифікації ризику небезпечних морфодинамічних процесів передбачають:

1) визначення чинників рельєфотворення, умов розвитку процесів;
2) виявлення видів і ступенів техногенного навантаження, його зміни. Зміни техногенного навантаження найчастіше призводять до змін умов розвитку небезпечних геоморфологічних процесів і цим можуть посилити ризик їхнього впливу на довкілля;
3) з'ясування темпу розвитку сучасних рельєфотвірних процесів, частоти ураження території (наприклад, карстовими проявами);
4) картографування ризиків. Основою для побудови карт ризику є аналіз спільного вияву в просторі та часі екзо- чи ендогенних процесів і картографування різних видів небезпек. Природні й антропогенні чинники ризику вивчають з урахуванням стійкості територій, поєднуючи геологічні та екологічні карти. З накопиченням інформації застосовані в перших варіантах карт ризику якісні характеристики перетворюють на кількісні. Кінцевим результатом побудови карт ризику є його оцінювання, зазначення на картах природного потенціалу – здатності ландшафту території до самовідновлення після антропогенного чи стихійного лиха.

2.5.2. Моніторинг розвитку сучасних морфодинамічних процесів

У доповіді на Стокгольмській конференції ООН (1972) Р. Менн вперше використав термін "моніторинг". Моніторингом навколишнього середовища він запропонував називати систему повторних спостережень за одним чи кількома елементами навколишнього природного середовища у просторі і часі з наперед визначеною метою, за відповідно складеною програмою [29]. Ю. Ізраель наголошував не тільки на спостереженні, а й на прогнозуванні. Моніторингом навколишнього середовища він називав систему спостережень, оцінювання та прогнозування антропогенних змін стану навколишнього природного середовища [26].

Види моніторингу:

– за негативними чинниками: радіаційний, хімічний, біологічний, сейсмічний;
– за об'єктами спостережень: якості повітря, стану ґрунтів, стану вод суші, прибережних вод, радіаційного випромінювання, біорізноманіття, а також розвитку негативних рельєфотвірних процесів;
– стосовно навколишнього середовища: впливу на довкілля, стану довкілля;
– за місцем базування: наземний, аерокосмічний (дистанційний);
– за охопленням території: глобальний, національний, регіональний, локальний [13, 24].

В Україні існує державна система моніторингу довкілля, в якій функції, задачі спостережень та інформаційного забезпечення виконують вісім суб'єктів системи моніторингу: Мінприроди, МНС (Державна гідрометеорологічна служба), МОЗ (Санітарно-епідемологічна служба), Мінагрополітики, Мінжитлокомунгосп, Держводгосп, Держкомлісгосп, Держкомзем. Кожний із суб`єктів державного моніторингу спостерігає за тими об'єктами довкілля, які визначені Положенням про державну систему моніторингу довкілля та порядками і положеннями про державний моніторинг окремих складових довкілля.

Головні методи моніторингу: стаціонарні спостереження на постах Гідрометслужби і сейсмостанціях, методи відбору проб і лабораторно-хімічний аналіз, польовий експедиційний. Польовий експедиційний метод детально описує деградаційні процеси геоморфосфери (ерозія, дефляція, зсувні та селеві явища тощо) безпосередньо на площах проявів процесів. Метод відбору проб використовують для подальшого аналізу у лабораторних умовах забруднень водойм, ґрунтів, повітря. На постах Гідрометслужби спостерігають за метеорологічними чинниками розвитку процесів (рис. 2.5.3). На сейсмостанціях вимірюють параметри сейсмічних сигналів і попереджують про землетруси. Застосовують також статистичні, картографічні методи і дистанційного зондування.

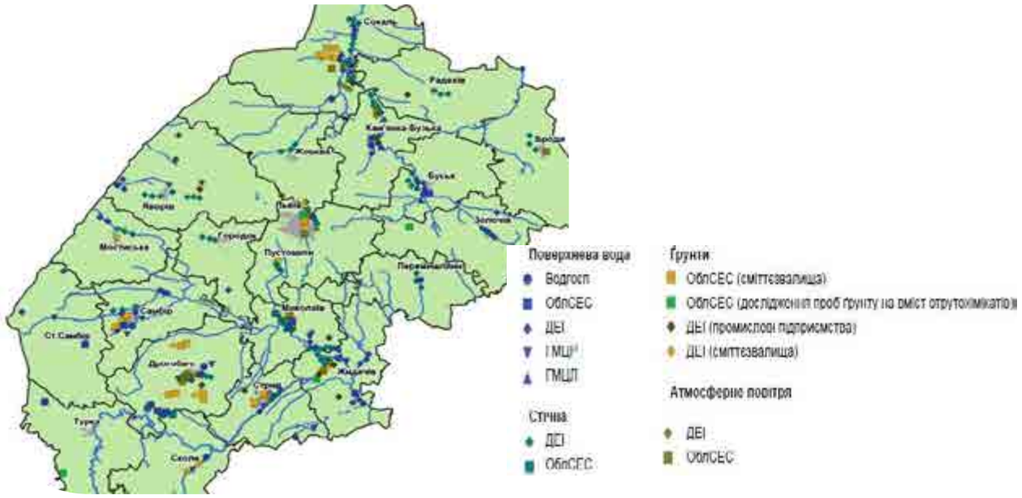


Рис. 2.5.3. Розташування пунктів спостереження за станом довкілля
згідно з Програмою моніторингу навколишнього природного середовища у Львівській обл. на 2007 р. [23]

Базові масштаби для моніторингу сучасних морфодинамічних процесів для охоплення території рівномірною і рівноточною мережею спостережень такі:

1) державний рівень досліджень – масштаби 1:1 000 000 – 1:500 000;
2) регіональний рівень – 1:500 000 – 1:200 000;
3) обласний рівень – 1:200 000 – 1:100 000;
4) районний рівень – 1:50 000 – 1:25 000;
5) рівень полігону – 1:10 000 – 1:5 000;
6) рівень об'єкта – 1:2 000 – 1:500 [39].

Головні напрями еколого-геоморфологічного моніторингу – контроль і спостереження, по-перше, за проявами найбільш виражених природних морфодинамічних процесів: ерозійних, карстових, зсувних тощо; по-друге, за проявами природно-антропогенних морфодинамічних процесів на сільськогосподарських і лісогосподарських землях; по-третє, за динамікою антропогенних і природно-антропогенних процесів на територіях, порушених гірничими розробками, промисловими та селитебними землями.

Етапи моніторингу сучасних морфодинамічних процесів:

1) інвентаризація проявів процесів;
2) характеристика кількісних і якісних їхніх показників;
3) виявлення просторової динаміки процесів за різночасовими аерофото-, космоматеріалами та картами;
4) з'ясування характеру та ступеня негативного впливу на господарські об'єкти, життя людей;
5) розробка пропозицій з локалізації негативного впливу.

Еколого-геоморфологічний моніторинг має влитися в єдину систему моніторингу довкілля України.

2.5.3. Еколого-геоморфологічна експертиза

Є складовою частиною екологічної експертизи і передбачає з'ясування екологічного стану геоморфосфери. Еколого-геоморфологічна експертиза спрямована на вивчення чинників, які спричиняють негативні морфодинамічні процеси та їхній вплив на людину, а також на з'ясування ступеня негативного впливу людської діяльності на природне середовище.

У вузькому розумінні експертиза означає "оцінку оцінки", тобто аналіз проектних документів, схем, технологій стосовно відповідності прийнятим екологічним нормам, законам з охорони природи. У широкому значенні її розуміють як облік впливу на довкілля техногенного навантаження.

Екологічні експертизи почали проводити в розвинутих країнах з середини 70-х років минулого століття, коли там загострились екологічні проблеми і стала зрозумілою неминучість витрат на природоохоронні заходи. Запровадили принцип "краще попередити, ніж ліквідувати". Надалі необхідність екологічних експертиз з'явилася в усіх країнах з перехідною економікою, в тім числі й в Україні. Були прийняті відповідні закони України "Про охорону навколишнього природного середовища" (1991, 1996), "Про екологічну експертизу" (1995), які регулюють негативний вплив господарської діяльності на довкілля [22].

Мета екологічної експертизи – забезпечити попередження шкідливих наслідків господарської діяльності для охорони навколишнього середовища, здоров'я людини, екологічної безпеки суспільства. Завдання – оцінити ступінь екологічного впливу конкретного господарського об'єкта на навколишнє середовище і здоров'я людини [62].

Еколого-геоморфологічну експертизу проводить група експертів у галузі охорони природи чи екології довкілля. Виконують багатоступінчасте опитування експертів за спеціальними, наперед продуманими, схемами й опрацьовують отримані результати за допомогою інструментарію статистики. Застосування цього методу на практиці полягає у використанні досвіду, знань та інтуїції експертів. Перевага методу полягає у швидкому формуванні думки, а недоліком є те, що прогноз будується на інтуїтивній думці експерта.

Ініціатором експертизи може бути науково-дослідний інститут, університетський науковий підрозділ (лабораторія, кафедра), громадські об'єднання, а також окремі громадяни та науковці.

У процесі екологічної експертизи території уточнюється її реальний екологічний стан: забрудненість повітря, поверхневих і підземних вод, ґрунтів. В рамках еколого-геоморфологічної оцінки з'ясовують ступінь небезпечної дії на людину негативних ендо- і екзогенних процесів. Оцінюють також стан здоров'я населення, щоб виявити вплив шкідливих явищ антропогенної діяльності.

Наступний крок – виявлення чинників, які визначають розвиток небезпечних геоморфологічних процесів, формують екологічну обстановку території. З'ясовують також вплив промислових та інших господарських проектів на екологічну ситуацію (залежно від обсягів викидів в атмосферу, скидів стічних вод, складу забруднень, обсягів відходів) [12].

На підставі аналізу негативного впливу морфодинамічних процесів виявляють площі такого впливу, причини та швидкості змін рельєфу, розміри відхилення на змінених площах від фону, бази або початкової точки відліку, ступінь незворотності змін. Всі ці прогнозні дані потрібні для експертизи інженерних чи архітектурних проектів на різні часові рівні. Тимчасові операційні одиниці можуть бути запланованими, наприклад зміни, які виявляються до початку будівництва, в період і після закінчення його, а також через двадцять, тридцять, сорок років і розрахунковими, які одержують як підсумок аналізу можливих змін у часі різних морфодинамічних параметрів.

Підсумковий етап – це вироблення пропозицій щодо забезпечення стабілізації і поліпшення екологічної обстановки на окремих господарських об'єктах і на території в цілому.

2.5.4. Методи еколого-геоморфологічної оцінки

Еколого-геоморфологічна оцінка – це аналіз значень, параметрів рельєфу і морфодинамічних процесів щодо їхньої сприятливості для життєдіяльності й комфортного проживання людей, безпечної експлуатації споруд. Зауважимо, що існує також інженерно-геоморфологічна оцінка території – вивчення показників рельєфу для проектування та подальшої експлуатації споруд. Інженерна оцінка є частиною екологічної, оскільки безпека експлуатації споруд передбачає відповідну безпеку користування ними людей.

Щоб належно виконати екологічну оцінку рельєфу, розробляють критерії, за якими виконують розподіл морфометричних чи морфодинамічних характеристик. *Еколого-геоморфологічні критерії* – це якісна і кількісна характеристика рельєфу щодо безпечних умов проживання людей, будівництва споруд, за якою проводять його екологічну оцінку. Критерії оцінки згруповують за інтенсивністю ознак і присвоюють їм бали. Для бальної оцінки явища застосовують шкали від 0 до 1 чи від 0 до 10, відповідно:

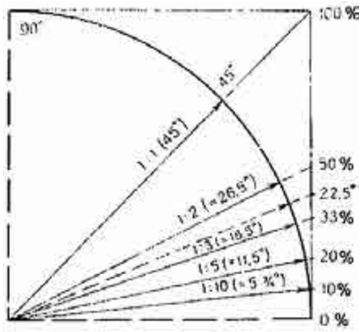
від 0,1 до 0,3 (0–3) балів – малі значення показника,

0,4–0,7 (або 4–7) – середні;

0,8–1,0 (8–10) – високі.

Характеристики рельєфу, які є в основі його екологічної оцінки, такі: крутість та експозиція схилів, розчленованість рельєфу, морфологічний і генетичний тип рельєфу.

Крутість впливає на характер господарського використання рельєфу. Схили крутістю до 12° – максимальні для житлового будівництва, до 19° – для сільськогосподарського використання, до 45° – для луковикористання (рис. 2.5.4).



Ухил	Відсоток	Кут, град.	Класифікація і використання
1:1, 1:2	100 – 50	45 – ~26,5	Дуже крутий, лісо-і луковикористання
1:3, 1:4,5	33 – 22	~ 18,5	Крутий (максимальний для сільськогосподарського використання)
1:5	20	~ 11,5	Покатий (максимальний ухил для масового житлового будівництва)
1:10, 1:20	10 – 5	~5,75 – ~3	Помірний (максимальний для пішохідних рамп, лісових доріг)
1:60	1,66	~ 1	Пологий схил (максимальний ухил для житлового будівництва без використання особливих прийомів)

Рис. 2.5.4. Класифікація нахилів поверхні залежно від природо- та землекористування [10]

Вплив ухилів схилів на забудову починає виявлятися вже за 8%. Якщо ухил до 12%, то закладають звичайні типи будинків, без значних земляних робіт. Ухил до 20% потребує індивідуального вирішення цоколя. Ухил понад 20% обумовлює застосування спеціальних типів будинків, а також способів забудови. В цьому випадку використовують особливу форму житла, наприклад, терасний житловий будинок на схилі [33].

Конфігурація, зокрема форма поверхні, впливає на мікроклімат кварталів будинків. Денні нагрівання повітря і нічні охолоджування мають мінімальні значення на опуклих формах (вершинах, відкритих схилах), а максимальні – над увігнутими (замкнутими западинами, долинами).

За орієнтацією схилів, території поділяються на ділянки, які відповідають восьми румбам: Північ, Північний Схід, Схід, Південний Схід, Південь, Південний Захід, Захід, Північний Захід. На підставі аналізу експозиції схилів можуть прийняти рішення про вилучення окремих ділянок території з забудови. Вилучені з забудови ділянки можуть використовувати за іншим функціональним призначенням – озеленення, спортмайданчики тощо [18].

Для визначення комфортності проживання використовують термін "інсоляція", який означає дію прямих сонячних променів на поверхню. Її враховують під час планування розташування окремих квартир і приміщень у них. Вважають, що *найбільш сприятливою орієнтацією схилів* з погляду інсоляції є південь і південний-схід (135–180°). За таких умов сонце добре прогріває кімнати, які охолоджуються за ніч, не дає змоги розвиватися вологості в будинках. Оптимальною орієнтацією схилів щодо інсоляції є Південний Захід (180–200°), допустимою – Схід (100–140°) і менш сприятливою – Північ, Північний Захід, Північний Схід і несприятливою – Захід.

Кращою орієнтацією для районів на південь від 45° географічної широти (нагадаємо, координати географічного центру України – 48° пн. ш.) є південна: за високого сонцестояння промені сонця не проникають всередину спальних кімнат і не створюють сильного перегріву зовнішніх стін і приміщень, як за західної орієнтації. У районах на південь від 45° широти приміщення, орієнтовані на південний захід, перегріваються сильніше, ніж приміщення, звернені на південний схід. Це відбувається тому, що за південно-західної орієнтації сонячні промені додатково нагрівають вже нагріті за день приміщення. За південно-східної орієнтації сонце нагріває стіни і приміщення, охолоджені протягом ночі. Тому умови нічного сну в приміщеннях, орієнтованих на південний схід, значно кращі, ніж у приміщеннях, орієнтованих на південний захід [10].

Рельєф сильного вертикального розчленування зумовлює будівництво в його межах спеціальних ступінчастих, каскадних чи терасних будинків. Територія піддається вертикальному плануванню – повному або частковому вирівнюванню, ліквідації форм рельєфу – зриття пагорбів, повне засипання чи замивання ярів тощо. Створюють штучні горизонтальні тераси під окремі будинки чи їхні групи [33].

У процесі еколого-геоморфологічної оцінки території важливо розробити критерії оцінки рельєфу і рельєфотвірних процесів щодо безпечності їхнього впливу на людське і природне середовище. Критерії передбачають визначення кількості проявів процесів і відповідне їхнє ранжування. Наприклад, ступінь сприятливості для будівництва оцінюють поєднанням показників розчленованості та крутості рельєфу (табл. 2.1).

Таблиця 2.1

Морфометричні показники для оцінки сприятливості будівництва [49]

Ступінь сприятливості умов	Ступінь розчленованості (бали)	Морфометричні показники		
		крутість схилів, °	глибина розчленування, м/км^2	густота розчленування, км/км^2
Сприятливі	Слабкорозчленовані (1)	До 6	До 25	До 1
Частково сприятливі	Середньорозчленовані (2)	6-12	25-35	1–2
Несприятливі	Сильнорозчленовані (3)	Більше 12	Більше 35	Більше 2

Далі визначають належність до морфологічного (горбисто-западинний, пасмово-долинний…) чи генетичного (ерозійно-денудаційний, пластово-рівнинний…) типу. Від цього залежить характер і ступінь інженерного захисту території: будівництво затримувальних і підтримувальних фундаментів, берегозахисних, протиобвальних, протизсувних споруд, глибоких дренажів, укріплення схилів чи зміну їхньої морфології тощо. Ці заходи спрямовані на усунення в межах типів рельєфу впливу негативних морфодинамічних процесів.

Оцінку морфометричних показників часто поєднують з оцінкою ступеня прояву рельєфотвірних процесів (табл. 2.2).

Таблиця 2.2

Оцінка території за поєднанням морфометричних показників і проявом сучасних екзогенних процесів [37]

Можливі геоморфологічні процеси	Морфометричні показники рельєфу (розчленованість, крутість), кількість			Ступінь небезпеки розвитку приодних і техногенних процесів, бали				
	сприятливі	несприятливі	особливо несприятливі	підтоплення	ерозійні	зсувні	сейсмічність	вібрація
Слабкий площинний змив і лінійна ерозія	2–3	0–1	0	3	Мінімальна небезпека – 1			
Помірний площинний змив, лінійна ерозія, опливини	1–2	1–3	0–1	Відносна небезпека розвитку процесів – 2				
Помірна та сильна лінійна і бокова ерозія, зсуви	0–1	1–2	2–3	1	Максимальна небезпека – 3			

Ступінь екологічного ризику залежить також від техногенного перетворення рельєфу території (табл. 2.3).

Стан рельєфу та розвиток рельєфотвірних процесів стають передумовою розробки інженерного захисту території. Ступінь такого захисту визначають за інтенсивністю проявів процесів (табл. 2.4).

Таблиця 2.3

Ступінь техногенного перетворення території та екологічний ризик [2]

Оціночні показники	Класи екологічного стану території			
	норма	ризик	криза	лихо
Площа техногенного рельєфу до площі ділянки, %	Менше 10	10–25	25–50	Більше 50
Техногенний розмах рельєфу (відн. висоти), м	Менше 10	10–25	20–50	–
Площі перетворених територій, %	Менше 10	10–20	20–50	Більше 50

Таблиця 2.4

Оцінка стану рельєфу і складності інженерних заходів [36]

Оціночні показники	Класи стану території			
	норма	ризик	криза	лихо
Площинна ураженість небезпечними процесами, %	Менше 5	5–25	25–50	Більше 50
Складність заходів інженерного захисту	Нескладні (локальні заходи)	Складні (заходи на обмеженій території)	Дуже складні (повсюдний захист)	Систематичні катастрофи (захист не гарантує безпеки)

Під час вивчення екологічних впливів рельєфу виконують *оцінку інтенсивності проявів рельєфотвірних процесів*.

В еколого-геоморфологічних дослідженнях виконують оцінку території за ступенем ризику розвитку негативних морфодинамічних процесів. Виділяють території значного, помірного та слабкого *ризику*. *Значний* ризик мають території, які перебувають у зоні впливу сучасних рельєфотвірних процесів, вони значно уражені процесами і їм безпосередньо загрожує небезпека від активізації. *Помірний* ризик визначають для територій, уражених здебільшого давніми морфодинамічними процесами. Їхня активізація може відбутися внаслідок техногенного впливу. *Незначний* ризик пов'язаний з потенційно небезпечними ділянками, у межах яких процеси розвиваються фрагментарно. Критичне техногенне навантаження може призвести до активізації процесів [17].

Послідовність оцінки еколого-геоморфологічного ризику така:

– виявлення, прогноз місця і часу утворення небезпечних морфодинамічних процесів, у тім числі їхніх типів, інтенсивності, імовірності, площ можливого ураження;
– районування уражених площ; оцінка ураженості об'єктів господарства та населення під час дії сучасних процесів різної інтенсивності;
– прогноз розвитку вторинних небезпек природного і техногенного походження;
– оцінка та картографування окремих і сумарних ризиків від усіх можливих проявів первинних і вторинних небезпек;
– прийняття управлінських рішень з попередження, зменшення та відвернення природних і техноприродних небезпек у зонах максимального недопустимого ризику [1].

Загалом *еколого-геоморфологічна оцінка території* передбачає такі стадії:

1) вивчення геологічних, геоморфологічних, кліматичних, гідрогеологічних і гідрологічних умов території;
2) аналіз інженерно-геологічних даних з безпечності проявів екзо- і ендогенних морфодинамічних процесів;
3) виявлення основних джерел забруднень території та об'єктів-забруднювачів, зокрема, шкідливих гірночо-промислових підприємств, які негативно впливають на довкілля;
4) дослідження рельєфу як концентратора чи розсіювача потоків забруднення, визначення ареалів можливих майбутніх забруднень;
5) аналіз ступеня проявів сучасних і давніх морфодинамічних процесів, їхнього впливу на господарську діяльність і здоров'я людей;
6) розробка критеріїв для еколого-геоморфологічної оцінки території;
7) бальна оцінка території щодо сприятливості рельєфу та його процесів для екології людини;
8) розробка пропозицій і заходів для забезпечення безпеки населення та об'єктів господарства [3].

Еколого-геоморфологічна оцінка території дає об'єктивну інформацію про вплив рельєфотвірних процесів, антропогенних джерел забруднення на життєдіяльність людей і довкілля.

2.5.5. Розрахункові методи

Розрахункові методи в еколого-геоморфологічних дослідженнях – це визначення пружно-деформаційного стану масивів порід і їхньої стійкості, які можуть вплинути на характер і динаміку сучасних морфодинамічних процесів. Застосовують для з'ясування стійкості порід: а) на схилах; б) над виробленим простором; в) щодо впливів статичних і динамічних навантажень; г) щодо водних потоків.

Розрахункові методи активно використовують для оцінки стану та прогнозів розвитку:

– зсувів та обвалів;
– сельових потоків;
– формування берегів морів, озер, водосховищ;
– карстових провалів і просадкових явищ у лесах;
– загального потенціалу процесів та їхньої інтенсивності.

Розрахунками оцінюють процеси і явища в цілому, а також чинники, що їх визначають. Наприклад, підпір підземних вод і пов'язані з ним гідродинамічні та гідростатичні сили, зміни стану порід, вплив землетрусів, техногенні впливи тощо.

Розрахунки особливостей проходження процесів ґрунтуються на схемах будови геологічного середовища і механізмах його розвитку. Припускають, що геологічне середовище є пружним, суцільним, породам властиві дискретність і пружно-пластичні деформації, тоді як ґрунтові маси рухаються як в'язкопластичні тіла.

Розрахунками оцінюють деформації від прикладених напруг на який-небудь статичний момент. Їхня зміна в часі досягається виконанням серії розрахунків з відповідно уточненими параметрами геологічного середовища та прикладених сил.

За змістом розрахункові методи бувають інженерні, числові (скінченних елементів, сіток), імовірнісно-статистичні.

Достовірність розрахунків нерідко буває невисокою, зі значними відхиленнями від реальності. Це пов'язано з невідповідністю теоретичної основи методу та спрощенням складності довкілля. Проте розрахунки є ефективним засобом аналізу рельєфотвірних процесів, які розвиваються у конкретний момент на окремо взятій території. Вони дають змогу з'ясувати зміну кінцевого результату за різних крайніх значеннях показників, виявляють вплив окремих чинників зі зміною показників.

Для кожного методу розрахунку існує своя геомеханічна схема, для якої реальна геолого-геоморфологічна обстановка відповідно перетворюється. У цьому випадку враховують механізм розвитку процесу.

➢ *Розрахунок карстових процесів*. Імовірно-статистичний метод. Передбачають, що інтенсивність карстових провалів пропорційна густоті лійок і їхнім розмірам на поверхні землі (за В.В. Толмачовим, 1980). Інші дослідники – З.А. Макєєв, Г.А. Максимович (1963), І.А. Саваренський (1962), К.А. Горбунова (1979) теж характеризують ступінь стійкості території за показником N – появою нових карстових лійок (їхня кількість, сумарна площа або об'єм) за рік на площі 1 км^2. Що більше виникає лійок, що більша їхня загальна площа або об'єм, то інтенсивніші карстові процеси.

Метод аналізу чинників. Визначають вплив незалежних між собою чинників: глибина залягання порід, що карстуються; потужність глин над ними, крутість земної поверхні тощо. Оцінюють значимість кожного чинника щодо впливу на кількість провалів (що більший вплив, то більше балів) як результат карстових процесів. Що більше враховують чинників, то крива зв'язку факторів і розвитку процесів ближча до нормального розподілу.

Метод активності карсту. Н.В. Родіонов рекомендує обчислювати швидкість карстових процесів за показником сучасної активності карсту – це відношення кількості розчиненої речовини у відсотках до загального об'єму порід, що карстуються, за тисячоліття. Кількість розчинених порід визначають на підставі даних режимних спостережень за сумарною мінералізацією вод джерел і водоносного горизонту в оцінюваному масиві.

➢ *Розрахунок зсувних процесів*. Для пластичних і зсувів-потоків обчислення потребують врахування таких чинників. Для першої групи – літологічний склад порід, потужність покривних відкладів, крутість поверхні незміщених порід, крутість схилу, гідрогеологічні умови, кількість опадів. Для другого типу враховують, крім зазначених, – кулонове тертя між уламками у зсуві,

коефіцієнт турбулентного опору, оскільки цей тип є модифікацією гідравлічної моделі. Що більший вплив кожного чинника на процес зсуву, то чутливіший процес до його зміни.

Під час вивчення зсувних процесів обчислюють *стійкість схилів*. Умови стійкості схилів та укосів можна визначати за допомогою коефіцієнта стійкості К

$$K \geq \sum M_{ст} / \sum M_{зс},$$

де $\sum M_{ст}$ – сума сил опору зсуву (стримувальна сила); $\sum M_{зс}$ – сума сил, які зрушують схил. Якщо К>1 – зсув малоймовірний; К=1 – зсув можливий; К<1 – імовірність зсуву велика [54].

Методика обчислення стійкості схилу (укосу) має враховувати:

- особливості інженерно-геологічних умов схилу (укосу), враховуючи дані про товщину шарів ґрунтів, які деформуються, їхні фізико-механічні властивості;
- вид зсувних деформацій схилу (укосу);
- силову дію основних зсувоутворювальних чинників;
- дії (постійні та тимчасові), їхнє поєднання (основні й особливі);
- вплив існуючих і проектованих будівель і споруд на стійкість схилу (укосу);
- для сейсмічних районів варто враховувати сейсмічну дію на споруди інженерного захисту і на утримуваний масив ґрунту згідно з ДБН В.1.1-12 [19].

Розрахункові методи визначення стійкості схилів: 1) інженерні – Філленіуса-Терцагі, М.М. Маслова, Г.М. Шахунянца та ін. (див. п.3.4.4.3). Допомагають обчислити коефіцієнт запасу стійкості K_y [54]; 2) експериментально-розрахункові, засновані на попередньому визначенні напружено-деформованого стану порід схилу на моделях або розрахунковим шляхом, на подальшому зіставленні величин напруг з показниками міцності порід по всьому розрізу; 3) розрахунково-експериментальні – на моделях з еквівалентних матеріалів і на центрифугах, які дають змогу проаналізувати наростання напруги; 4) методи визначення величин і розподілу напруг: чисельні, скінченних елементів і варіаційно-різницевих.

Виконують розрахунки зсувонебезпечних схилів для однорідних і неоднорідних геологічних схилів; розраховують поверхні ковзання за певних кутів нахилу і форм схилів (рис. 2.5.5) тощо.

➢ *Розрахунок стійкості обвальних схилів* проводять на підставі кількісної та якісної характеристик тріщинуватості, зі складанням прогнозу інтенсивності осипання продуктів вивітрювання і розмірів скельних брил, враховуючи бальність можливого сейсмічного впливу.

Для розрахунку стійкості схилу (укосу) треба враховувати діапазони зміни природних і техногенних навантажень, дій, характеристик міцності ґрунтів і умов їхньої зміни за рахунок можливості замочування ґрунтів схилу (укосу) водами зони аерації, витоками з водоносних комунікацій, у прогнозованому підйомі рівнів підземних вод і зниженні їхніх характеристик міцності, зміни навантажень на поверхні схилу (укосу) тощо [19].

➢ *Розрахунок переробки берегів водосховища*. Наприклад, береги деякого водосховища складені делювіальними пилуватими суглинками, алювіальними пісками та супісками, давніми зсувними накопиченнями, глинисто-уламковими незміщеними породами. Процеси переробки берегів матимуть три стадії: 1) в делювіальних та алювіальних відкладах – розмокання пилуватих порід; 2) у давніх зсувних відкладах, де спостерігається підпір підземних вод, – вивітрювання, хвильовий та ерозійний розмив; 3) у незміщених карбонатних породах – якщо лінія урізу зміщуватиметься вглиб схилу, то розвинуться зсуви. Зростатиме крутість схилів під час настання другої і третьої стадій. Такий розрахунок ґрунтується на активності проходження процесів у різних геологічних породах.

Рис. 2.5.5. Схема до розрахунку стійкості схилу з відображенням найбільш небезпечного варіанта кривої ковзання на локальній ділянці схилу. Показано лінією з крапом [62]

➢ *Розрахунок процесів підтоплення*. Охоплює такі елементи: оцінку складових водного балансу території (атмосферні опади, поверхневий стік, інфільтраційне живлення ґрунтових вод, фільтрація підземних вод), у тім числі техногенні складові балансу (додаткове живлення ґрунтових вод, екранування непроникними поверхнями); гідрогеологічні розрахунки зон зниження рівнів ґрунтових вод під впливом запобіжних дренажів або штучних водотоків; розрахунки обсягів поверхневого стоку та конструктивних параметрів систем поверхневого водовідведення; гідрологічні розрахунки середніх та екстремальних витрат води, рівнів води у водних об'єктах, розподілу стоку усередині року та багаторічних коливань. Для обґрунтування параметрів захисних споруд від підтоплення виконують гідрогеологічні розрахунки зон їхньої дії, гідравлічні розрахунки та підбір фільтрувальних обсипок [58].

Отже, розрахункові методи дають змогу кількісно оцінити параметри сучасних морфодинамічних процесів, передбачити можливі зони їхнього впливу на довкілля та розробити ефективні заходи захисту від негативної дії цих процесів.

2.5.6. Моделювання в еколого-геоморфологічних дослідженнях

Моделювання для еколого-геоморфологічних цілей – метод вивчення сучасних морфодинамічних процесів, їхніх взаємозв'язків з геолого-геоморфологічною і техногенною ситуацією регіону за допомогою моделей.

Модель (від лат. *modulus* – міра, аналог, зразок) – це подання об'єкта, системи чи поняття (ідеї) в деякій формі, яка відмінна від форми реального існування, що слугує засобом для подальшого пояснення, розуміння чи удосконалення. Простіше, модель – це відтворення чого-небудь [48].

Під час еколого-геоморфологічних досліджень використовують різні системи моделей. Саме на моделях реалізовують прогнози розвитку процесів, про що йтиметься в наступному підрозділі.

Розрізняють два способи формування моделей: 1) уявного абстрагування – *уявне моделювання*; 2) створення матеріальних систем – *матеріальне (фізичне) моделювання*. Ґрунтуючись на теорії подібності, геоморфологічні об'єкти можна моделювати цими двома шляхами.

Деякі автори виділяють *імітаційне моделювання* – метод, який допомагає будувати моделі процесів, які описують як ці процеси відбувалися б насправді. Метод заснований на тому, що система, яка вивчається, замінюється імітатором і з ним проводяться експерименти для отримання інформації про цю систему. Експериментування з імітатором називають імітацією (імітація – це збагнення суті явища, не вдаючись до експериментів на реальному об'єкті) [27]. Імітаційне моделювання (машинна імітація) – особлива форма проведення експериментів на ЕОМ з математичними моделями, які з певним ступенем імовірності описують закономірності функціонування реальних систем і об'єктів [52]. У нашому розумінні цей термін є тавтологією, оскільки модель – це і є імітація об'єкта чи явища.

Серед *уявних способів* виділяють різновиди: *словесне* та *математичне моделювання*. *Словесне* або *описове моделювання* – це якісна картина деякого процесу, яка не містить кількісних характеристик. До словесного зачисляють різновиди:

- логічного моделювання (у вигляді гіпотез, схем (рис. 2.5.6), графіків, експериментальних масивів);
- графічного моделювання (застосовують розрізи, колонки, карти, блок-діаграми – рис. 2.5.7);

Математичне моделювання передбачає формулювання диференціальних і (або) алгебричних рівнянь, які дають змогу отримувати кількісну оцінку досліджуваних явищ. Використовують закони, закономірності фізики та механіки, які допомагають вирішувати проблеми розвитку рельєфу і рельєфотвірних процесів. Процес розв'язування математичної моделі

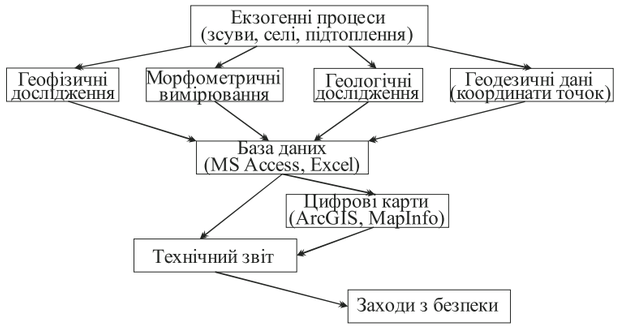


Рис. 2.5.6. Логічна схема досліджень небезпечних екзогенних процесів

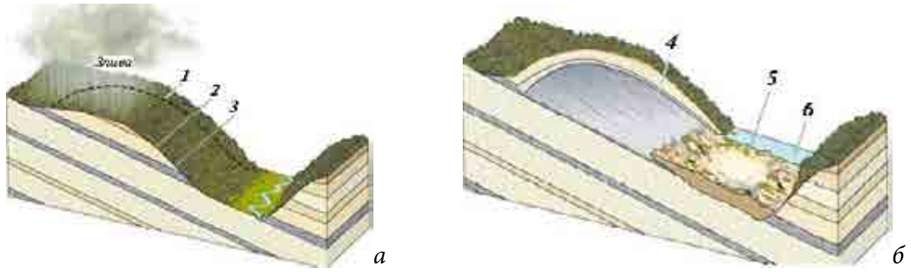


Рис. 2.5.7 Модель зсуву у вигляді блок-діаграми (штат Монтана, США) [64]:
а) вигляд до; *б*) вигляд після зсуву. Умовні позначення: *1* – контур майбутнього зсуву; *2* – пісковики; *3* – глинисті сланці; *4* – поверхня ковзання; *5* – тіло зсуву; *6* – загатне озеро

зручно виконувати за допомогою комп'ютерних середовищ.

Комп'ютерне моделювання – це методика, яка побудована на реалізації певної математичної моделі за допомогою сучасних інформаційних технологій. З іншого боку, поняття комп'ютерного моделювання виходить за рамки математичного моделювання, оскільки допомагає реалізовувати ігрові моделі (наприклад, кліткові автомати, нейронні мережі та інші) [6].

У середовищі комп'ютерних програм виконують 3d-візуалізацію та анімацію розвитку процесу (рис. 2.5.8), відтворюють графіки динаміки процесів, будують схеми логічного моделювання. Застосовують таке програмне забезпечення:

– програми MS Excel, MS Access – для логічного моделювання: створення таблиць, діаграм, баз даних; Mathworks Matlab (Statistica) – опрацювання статистичних даних;
– графічного моделювання (ArcGIS (рис. 2.5.9), MapInfo – побудова тривимірних моделей рельєфу і його процесів; CorelDraw – побудова картосхем без географічної прив'язки; AutoCAD; 3dStudioMax);
– розв'язування математичних моделей числовими методами (Mathworks Matlab, Microsoft Visual Studio, Xcode, Eclipse).

Фізичне моделювання – експериментальний метод дослідження складних процесів, які є в реальних (натурних) системах, за допомогою дослідження фізичних моделей, тобто установок (зазвичай зменшеного масштабу), які зберігають повністю чи головно природу процесу оригіналу (натурної установки). Характеристики оригіналу після проведення фізичного моделювання можна отримати шляхом перерахунку відповідних характеристик моделі, помножених на масштабні коефіцієнти. Такі перерахунки можуть бути коректними лише у випадку, коли фізична модель подібна до оригіналу [52].

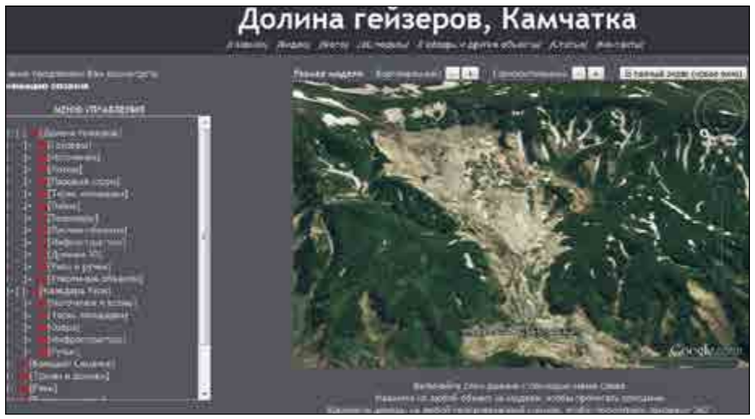


Рис. 2.5.8. 3d-візуалізація зсуву на Камчатці за допомогою он-лайн режиму [11]

Серед матеріальних (фізичних) моделей виділяють різновиди:

– натурні;
– лабораторні.

До *фізичних натурних моделей* належать природні аналоги: натурні моделі екзодинамічних процесів, польові випробування порід, фільтраційні, дощувальні та інші дослідні роботи в полі.

До *фізичних лабораторних моделей* належать зменшені в масштабі реально існуючі природні об'єкти, над якими ставлять експерименти у лабораторних умовах. Це можуть бути лабораторні моделі русел рік, зсувів, просадкових явищ.

Рис. 2.5.9. 3d-модель рельєфу, виконана в модулі ArcScene програми ArcGIS

Моделювання складається з трьох етапів: 1) створення моделі; 2) різні операції з моделями для дослідження об'єкта; 3) перенесення отриманих знань на реальний прототип моделі. На першому етапі типовою є послідовна розробка моделей у словесній, графічній і математичній формі. На другому – важливіші математичні, картографічні та математико-картографічні моделі. На третьому етапі виникає потреба зіставити нові знання зі вже відомими властивостями предмета, перевірки моделей на практиці.

Для описів структури об'єкта використовують матричні моделі і моделі теорії графів; для завдань класифікації, типології та районування – моделі багатомірної статистики, розпізнавання образів; для аналізу і прогнозу динаміки – моделі системної динаміки та інші імітаційні моделі; для вивчення взаємодій – моделі просторових взаємодій; для цілей управління – моделі дослідження операцій [2].

В основу побудови моделей геоморфосфери та розвитку рельєфотвірних процесів покладено уявні матеріальні різновиди в різних модифікаціях.

До моделей в еколого-геоморфологічних дослідженнях ставлять вимоги:

1) забезпечити повноту, адаптивність та еволюційність факторів;
2) надійність і практична корисність отриманого результату;
3) дотримання вимог, які обмежують час вирішення задачі;
4) фізична доступність моделі на цьому рівні розвитку технічних засобів;
5) можливість перевірки відповідності досліджуваного об'єкта його моделі;
6) забезпечення надходження інформації в тій чи іншій послідовності, яка потрібна для вирішення завдань;
7) дотримання термінологічної чистоти [17].

Основні принципи моделювання еколого-геоморфологічних ситуацій такі: розуміння системності об'єктів, їхньої єдності й ієрархічності, багатомодельного опису, єдності формалізованого та неформалізованого опису, визнання фундаментальності екологічних процесів, єдності теорії та практики.

За допомогою моделювання можна оцінити потенційні наслідки застосування різних стратегій оперативного керування, впливу на екосистему, користування природними ресурсами (біотичними й абіотичними), оптимізації екосистем. Моделювання дає змогу глибоко проникнути в сутність явищ, зрозуміти їхню справжню природу.

2.5.7. Методи прогнозування

Прогнозування (від грец. *prognosis* – знання наперед) – важливий метод у вивченні сучасних геоморфологічних процесів, оскільки дає інструмент до розуміння їхніх впливів на довкілля.

➢ Під *еколого-геоморфологічним прогнозуванням* розуміють передбачення характеру дії і ступеня активності сучасних морфодинамічних процесів стосовно навколишніх природних чи техногенних систем і безпеки людей. Прогноз спрямований на передбачування негативних наслідків дії на середовище сучасних ендо- і екзогенних процесів.

Прогнозування – це науково обґрунтоване судження про майбутні стани об'єкта прогнозування і (або) альтернативні шляхи досягнення цього стану. Необхідність прогнозування зумовлена тим, що майбутні стани об'єкта мають важливе значення для рішень, прийнятих у цей момент. Є невизначеність, яка пов'язана з майбутньою ситуацією, яку повністю усунути неможливо. Головне завдання суб'єкта, який приймає рішення за наявності невизначеностей, – знаходження оптимального рішення з альтернативних. Прогнозування є інструментом пошуку такого рішення, яке треба приймати на підставі науково обґрунтованого, об'єктивного аналізу проблеми [58].

Еколого-геоморфологічне прогнозування можна означити як послідовну зміну станів геоморфосистеми в цілому за період часу. Це передбачення процесу руху геоморфосистеми чи її стану в деякий фіксований момент майбутнього часу t_p: $\Delta t_p = t_p - t_n$, де Δt_p – періодичність прогнозу; t_n – момент часу розроблення прогнозу (стан геоморфосистеми на певний момент часу). Прогноз також виконують на підставі системних спостережень. Тоді його можна схарактеризувати так: $\Delta t = t_n - t_0$, де Δt – період часу, який передував процесу; t_n – стан у деякий момент часу; t_0 – момент початку спостережень [4].

Прогноз має відповідати на питання: 1) *де, коли і якої потужності* (параметрів) може виявитися той чи інший генетичний тип морфодинамічного процесу; 2) з якою швидкістю будуть переміщуватися гірські маси, які руйнуються; 3) на яку відстань перемістяться або яку площу займуть переміщувані породи.

Послідовність проведення прогнозів така:

– формулювання цілі (мети) прогнозу;
– вироблення вимог до його точності та надійності;
– обґрунтування вибору моделі;
– аналіз, відбір і первинне опрацювання вихідної інформації;
– математичні операції з відібраною інформацією, моделювання проходження процесів;
– передбачувані зміни в просторі та часі.

Теоретичну основу еколого-геоморфологічного прогнозування становить загальна теорія ендо- і екзогенних процесів, а з позицій системного підходу – теорія змінюваності геоморфосистеми.

Види прогнозів:

➢ *за часом виявлення процесів: довгострокові, короткострокові та екстренні*. Довгострокові прогнози розробляють на термін від 3–4 років до 10–15, орієнтовані на загальні тенденції розвитку процесів. Короткострокові – від 1 до 3–4 років (на п'ятиріччя), означають можливі активізації процесів у разі збігу багатьох чинників. Екстренні прогнози поділяють на різновиди: а) екстренне попередження – видають за декілька годин на підставі даних мережі спостережень, які свідчать про критичну ситуацію; б) оперативний прогноз – за добу – 10 днів; в) сезонний – 1–3 місяці; г) річний; д) випереджувальний (на наступний рік);

➢ *за достовірністю*: *орієнтовні, уточнені й експертні*. Орієнтовні прогнози – це наближені, приблизні передбачування, з якісною та елементами кількісної характеристики даних регіонального розвитку процесів. Уточнені прогнози – достовірніші прогнози, які ґрунтуються на детальних дослідженнях властивостей порід, даних режимних і розвідувальних спостережень, порівняння з подібними геоморфологічними обстановками. Експертні прогнози дають професійні експерти в галузі інженерної геології, геодинаміки, екології і залежать від їхнього досвіду та кваліфікації;

➢ *за площею виявлення*: *глобальні, регіональні, локальні*. Глобальні прогнози проводять для геосистем планетарного рівня (наприклад, прогноз 11-річного сонячного циклу активності та його впливу на земну поверхню). Регіональні прогнози розробляють для районів, областей з однотипними геолого-геоморфологічною будовою та розвитком рельєфотвірних процесів. Дають фонову характеристику процесів із загальними закономірностями їхнього розвитку. На підставі регіональних прогнозів виконують *районування території* за ступенем розвитку сучасних геоморфологічних процесів. Локальні прогнози висловлюють для певних гравітаційних, флювіальних чи інших процесів, характеру та можливого часу їхнього впливу на конкретні споруди чи життя людей. Локальні прогнози ґрунтуються на детальній глибокій оцінці механізму процесу і властивостей геоморфосистеми;

➢ *якісні та кількісні прогнози*. Якісний прогноз можна отримати через ланцюг дедуктивних або індуктивних висновків і за допомогою кількісного аналізу. Переважає словесна характеристика процесів із їхньою параметричною оцінкою. Кількісний прогноз пов'язаний з "можливостями", з

якими відбувається та чи інша подія в майбутньому, а також з деякими кількісними характеристиками цієї події (наприклад, його математичним очікуванням, найбільш імовірним значенням і т.д.). У цьому випадку результатом є числові значення розвитку процесу в просторі та часі [35].

Прогнози розробляють для різних стадій розвитку морфодинамічних процесів: а) на стадії підготовки (яка може існувати тривалий час); б) розвитку й активізації; в) затухання, іноді трансформацію в інші процеси.

Методи прогнозування

1. Розрахункові: визначення стійкості схилів, напруг у схилі – для гравітаційних процесів; граничних глибин залягання ґрунтових вод, параметрів затоплення річкових заплав – для підтоплення і флювіальних процесів; хімічного складу ґрунтових і підземних вод – для карстових процесів; механічного складу відкладів – для еолових процесів тощо.
2. Моделювання: математична або матеріальна побудова моделей розвитку процесів.
3. Метод аналогій – порівняння досліджуваної території з подібною їй територією за геолого-геоморфологічними умовами та розвитком морфодинамічних процесів. Прогнози будують за розробленою схемою, застосованою для аналогічної території. Метод спрямований на те, щоб виявити схожість у закономірностях розвитку процесів і на цій підставі будувати прогнози.
4. Історико-геологічний метод. Побудований на вивченні умов розвитку процесів у минулі геологічні епохи або попередні періоди стану геосистеми.
5. Оціночні методи, зокрема, оцінка чинників розвитку процесів, морфометрії рельєфу, ураженості території процесами, їхньої інтенсивності, облік земляних мас у верхніх і нижніх частинах схилу (для передбачування зсувів) та ін.
6. Метод спостережень за передвісниками проходження процесів. Наприклад, зростання частоти слабких поштовхів, зміна відношення швидкостей пересування вздовж і поперек хвиль перед землетрусами, зміна електроопору гірських порід, рівня ґрунтових вод під землею, кількість радону у воді є передвісниками землетрусів. Утворення тріщин, осипання дрібнозему пророкують зсуви. Випадання значної кількості опадів чи інтенсивне сніготанення провокує розвиток флювіальних процесів тощо.

Прогнозування охоплює такі головні показники:

– місце виникнення, проходження та завершення процесу;
– час активізації;
– границі та розміри ураженої процесом території;
– швидкість розвитку процесу та його амплітуда;
– наступні в часі можливі активізації процесу.

Прогнозування – важливий аспект еколого-геоморфологічних досліджень, оскільки намічає перспективи, направленість розвитку сучасних морфодинамічних процесів, дає змогу наперед розробити заходи з безпеки людської діяльності, локалізувати негативний вплив цих процесів на довкілля.

2.5.8. Еколого-геоморфологічне картографування

Еколого-геоморфологічне картографування – це графічне відображення показників рельєфу та поширення небезпечних для життєдіяльності людини геоморфологічних процесів. Є частиною тематичного геоморфологічного картографування, яке використовують для розв'язання екологічних завдань.

Виділяють такі напрями еколого-геоморфологічного картографування:

➢ констатації поширення небезпечних процесів та явищ. На картах відображають існуючі явища та процеси в межах певних видів природокористування без оцінки ступеня їхнього впливу на середовище. Наприклад, карти розміщення вогнищ землетрусів; карти джерел забруднення; поширення карстово-суфозійних явищ; частоти сходження селів тощо;

➢ оцінки впливу на довкілля. На картах показують ступінь активності чи ураження території небезпечними екзо- і ендогенними процесами, величину ризику та небезпеки від розвитку цих процесів, дають бальну оцінку впливу процесів на середовище життя і діяльності людей.

Наприклад, карти оцінки ризику розвитку зсувів; величини підтоплень з відображенням ділянок забудови, які потрапляють у зони різного рівня підтоплень та ін.;

- прогнозів розвитку. Зображають характер і напрями ймовірних змін розвитку процесів на перспективу, яка пов'язана з проектуванням і зведенням споруд. Наприклад, карти прогнозу стійкості схилів під час дорожнього чи житлового будівництва; прогнозу поширення забруднювальних речовин у повітрі чи у водоймах тощо;
- рекомендацій. Виготовляють карти заходів і рекомендацій, які пов'язані зі стабілізацією екологічної обстановки. Наприклад, карти раціонального природокористування; захисту населення від підтоплень та ін.

Як зазначено в Екологічному енциклопедичному словнику (1999), екологічні карти різного тематичного спрямування відображають:

- зміни середовища в цілому або окремих його компонентів (можна розглядати зміни рельєфу та рельєфотвірних процесів);
- наслідки погіршення екологічної обстановки (рельєф відіграє важливу роль у формуванні екологічної обстановки);
- скорочення природних ресурсів (наприклад, корисних копалин);
- екологічне районування з врахуванням впливу рельєфу;
- стратегії екологічної рівноваги.

За А.М. Берлянтом (2001) виділяють такі групи карт для екологічних цілей:

- чинників впливу на навколишнє середовище, в тім числі на розвиток рельєфотвірних процесів і, навпаки, характер рельєфотвірних процесів як чинник впливу на антропогенне середовище;
- стану середовища та його компонентів;
- результатів і наслідків впливу на середовище, наприклад, активізації процесів;
- умов життя населення (вплив абсолютних висот, експозицій, крутості схилів на комфортність і безпеку проживання);
- захисту довкілля та забезпечення екологічної безпеки.

За змістом відокремлюють *комплексні та спеціалізовані* еколого-геоморфологічні карти. Комплексні відображають загальні закономірності розподілу екологічних чинників (рельєф може бути одним із них) і ступінь антропогенного впливу на них. Основна увага на комплексних картах приділена характеристиці порушень довкілля з елементами оцінки середовища проживання людини. Спеціалізовані карти відображають екологічні особливості конкретного регіону (які можуть залежати також і від рельєфу), де переважає одне джерело суттєвих порушень природного середовища. На цих картах показують головно порушення та забруднення з цього джерела, його впливи на довкілля та людину.

Розрізняють такі *тематики еколого-геоморфологічних карт*:

- карти оцінки рельєфу для життєдіяльності людей (рельєф виконує життєзабезпечувальну функцію);
- карти несприятливих і небезпечних рельєфотвірних процесів;
- карти антропогенних впливів на рельєф і зміни середовища;
- карти стійкості рельєфу до антропогенних впливів;
- карти охорони цінних форм рельєфу та природоохоронних заходів;
- карти рекреаційних функцій чи рекреаційної оцінки рельєфу;
- комплексні екологічні карти.

Найчисленніша група – карти антропогенних впливів на природне середовище та їхніх наслідків, на яких зазвичай відображаються джерела забруднень і порушень, види, чинники та ступінь впливу, реакція середовища (рельєф може бути об'єктом такого впливу). Такі карти "зроблені" практично під всі сфери діяльності: вплив різних галузей промисловості, сільського та лісового господарства, транспорту, рекреації [3].

Існує група карт, метою яких є показати загальну картину екологічного стану, так звані загальні екологічні карти. Серед них зазвичай виділяють карти екологічних проблем та екологічних ситуацій, карти еколого-географічної обстановки. Рельєф, наприклад, можна відобразити на карті екологічних ситуацій, яка б зафіксувала несприятливі для людини властивості сучасних ландшафтів, що характеризують ту або іншу екологічну проблему, пов'язану з впливом антропогенних чинників, – рельєф може посилювати чи послаблювати різні екологічні проблеми.

До порівняно нових напрямів належать карти екологічного ризику та карти екологічного природокористування. На картах екологічного ризику виділяють райони з напруженою екологічною обстановкою, в яких з плином часу можуть відбутися екологічні катастрофи. Карти екологічного природокористування мають рекомендаційний характер еколого-господарської спрямованості і еколого-господарське районування [1].

Еколого-геоморфологічні дослідження передбачають таку послідовність робіт:

- ознайомлення з районом досліджень й екологічною ситуацією у ньому, виявлення екологічних проблем та еколого-геоморфологічних обстановок. Переглядають національні доповіді про стан навколишнього природного середовища за конкретний рік [40], регіональні доповіді про стан навколишнього природного середовища адміністративної області, наукові звіти екологічних організації з приводу стану окремих ділянок чи об'єктів;
- еколого-географічний аналіз стану досліджуваної території: екологічний аналіз атмосфери, гідросфери, ґрунтів, корисних копалин, земельних ресурсів, рослинного та тваринного світу. Зазначають потужності викидів в атмосферу, ступені концентрації забруднювальних речовин у водоймах і ґрунтах;
- ознайомлення з господарським освоєнням території, яке несе інформацію про ступінь розорювання та еродованості земель. Отримують дані про наявність промислових підприємств, характер їхньої виробничої діяльності, яка може бути потенційним забруднювачем природного середовища. Перелічують головні забрудники довкілля, характер і ступінь їхнього впливу на нього;
- складання морфометричних карт рельєфу як основи для подальшого еколого-геоморфологічного аналізу. Основою можуть бути також карти водозбірних басейнів, на яких показані тальвеги долин різних порядків і їхні водозбори;
- відображення джерел і потоків забруднень, ступінь їхнього поширення по території, роль рельєфу як накопичувача чи транспортування забруднювальних речовин;
- ознайомлення з рельєфотвірними відкладами як чинниками сучасного морфогенезу території, їхньої ролі в утворенні небезпечних геоморфологічних процесів;
- картографування поширення сучасних небезпечних морфодинамічних процесів, ступеня їхнього впливу на середовище життя та діяльності людей. Складання карт еколого-геоморфологічного ризику чи небезпеки розвитку рельєфотвірних процесів;
- складання прогнозних карт еколого-геоморфологічних обстановок внаслідок активізації небезпечних геоморфологічних процесів;
- розробка карт інженерного захисту території від дії негативних рельєфотвірних процесів.

Отже, еколого-геоморфологічне картографування охоплює широкий спектр досліджень, які пов'язані з вивченням шкідливих чинників природних процесів у геоморфосистемі та впливу цих процесів на антропогенне середовище.

Запитання для самоперевірки знань

1. Як розвивалась наука екологічна геоморфологія? Яке її місце серед інших наук?
2. Які Ви знаєте діагностичні методи вивчення сучасних екзогенних процесів і стану довкілля?
3. Як виконують моніторинг розвитку сучасних рельєфотвірних процесів?
4. Що з'ясовує еколого-геоморфологічна експертиза?
5. Які показники та стадії еколого-геоморфологічної оцінки?
6. Назвати види процесів, для яких виконують розрахунки розвитку.
7. Назвати види моделювання. Як його застосовують в екологічній геоморфології?
8. Які ви знаєте види прогнозів і методи прогнозування?
9. Які тематики еколого-геоморфологічного картографування?

Бібліографія

Основна

1. *Адаменко О.М.* Екологічна геоморфологія / О.М. Адаменко, Г.І. Рудько, І.П. Ковальчук. – Івано-Франківськ: Факел, 2000. – 401 с.
2. *Евсеева Н.С.* Экологическая геоморфология: учебное пособие / Н.С. Евсеева, Н.В. Осинцева. – Томск: Томский государственный университет, 2013. – 184 с.
3. *Стецюк В.* Основи екологічної геоморфології / В. Стецюк, Г. Рудько, Т. Ткаченко. – Київ: Вища шк., 2009. – 367 с.

Допоміжна

4. *Адаменко О.М.* Основы экологической геологии (на примере экзогеодинамических процессов Карпатского региона Украины) / О.М. Адаменко, Г.И. Рудько. – Киев: Манускрипт, 1995. – 214 с.
5. *Андрейцев В.І.* Екологічне право / В.І. Андрейцев. – Київ: Вентурі, 1996. – 207с.
6. *Байрак Г.Р.* Комп'ютерне моделювання ерозійно-акумулятивних процесів водотоків Українських Карпат / Галина Байрак, Ігор Муха // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: збірн. наук. праць. – Львів: ВЦ ЛНУ імені І.Франка, 2014. – С. 3–9.
7. *Байрак Г.Р.* Аналіз рельєфу і природокористування рівнин заходу України за аерокосмічними даними: Монографія. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І.Франка, 2007. – 296 с.
8. *Богобоящий В.В.* Принципи моделювання та прогнозування в екології: підручник / В.В. Богобоящий, К.Р. Курбанов, П.Б. Палій. – Київ: Центр навчальної літератури, 2004. – 216 с.
9. *Бондарчук В. Г.* Геоморфологія УРСР (Геологічний розвиток рельєфу УРСР) / В.Г. Бондарчук. – Київ: Рад. школа, 1949. – 242 с.
10. *Варданян В.* Строительство на сложном рельефе Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.gap-vardanyan-v.narod.ru
11. Виртуальная Долина гейзеров. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://valleyofgeysers.com/rus/model.php
12. Географическое обоснование экологических экспертиз / ред. Т.В. Звонкова. – Москва: Изд-во МГУ, 1985. – 208 с.
13. *Герасимов И.П.* Научные основы современного мониторинга окружающей среды // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1975. – № 5. – С. 13–25.
14. Город как экосистема / Д.А. Тимофеев, Э.А. Лихачова, М.П. Жидков и др. – Москва: ИГРАН, 1996. – 336 с.
15. *Горшков С.П.* Экзодинамические процессы освоенных территорий / С.П. Горшков. – Москва: Недра, 1982. – 286 с.
16. *Гохман О.Г.* Эксперное оценивание / О.Г. Гохман. – Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1991. – 150 с.
17. *Гошовський С.* Екологічна безпека техноприродних геосистем у зв'язку з катастрофічним розвитком геологічних процесів / С. Гошовський, І. Рудько, Б. Преснер. – Львів; Київ: ЗАТ Нічлава, 2002. – 624 с.
18. Градостроительство на склонах / В.Р. Крогиус, Д. Эббот, К. Поллит и др.; под. ред. В.Р. Крогиуса. – Москва: Стройиздат, 1988. – 328 с.
19. ДБН В.1.1-24:2009. Захист від небезпечних геологічних процесів. Основні положення проектування: ДБН В.1.1-24:2009. – Київ: Мінрегіонбуд України, 2010. – 69 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://profidom.com.ua/v-1/v-1-1/1247-dbn-v-1-1-242009
20. *Девдариани А.С.* Математический анализ в геоморфологии / А.С. Девдариани. – Москва: Недра, 1967. – 156 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.twirpx.com/file/1773134/
21. *Джигирей В.С.* Екологія та охорона навколишнього природного середовища: навч. посіб. / В.С. Джигирей. – Київ: Т-во "Знання", КОО, 2000. – 203 с.
22. Екологічна експертиза. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/Екологічна_експертиза
23. Екологічний атлас Львівщини / ред. Б.М. Матолич. – Львів, 2007. – 69 с.
24. Екологічний моніторинг довкіля. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.menr.gov.ua/monitoring
25. Закон України "Про екологічну експертизу" (ст. 1) м. Київ, 9 лютого 1995 року N 45/95-ВР
26. *Израэль Ю.А.* Экология и контроль состояния природной среды / Ю.А. Израэль. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1979. – 376 с.
27. Імітаційне_моделювання. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/Імітаційне_моделювання

28. *Іщук О.О., Коржнев М.М., Кошляков О. Є.* Просторовий аналіз і моделювання в ГІС: навч. посібник / За ред. акад. Д.М. Гродзинського. – Київ: Видавничо-поліграфічний центр "Київський університет", 2003. – 200 с.
29. *Ковальчук І.П.* Гідроекологічний моніторинг: навч. посібник / І.П. Ковальчук, Л.П. Курганевич. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2009. – 254 с.
30. *Ковальчук І.П.* Досягнення і проблеми екологічної геоморфології // Геоморофологічні дослідження в Україні: минуле, сучасне, майбутнє: Матеріали міжнар. наук.-практ. конф. – Львів, 2002. – С. 47–49.
31. *Ковальчук І.П.* Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз / І.П. Ковальчук. – Львів: Ін-т українознавства, 1997. – 440 с.
32. *Космачев К.П.* Географическая экспертиза. (Методологические аспекты) / К.П. Космачев. – Новосибирск: Наука, 1981. – 107 с.
33. *Крогиус В.Р.* Город и рельеф / В.Р. Крогиус. – Москва: Стройиздат, 1979. – 122 с.
34. *Кружалин В.И.* Экологическая геоморфология / В.И. Кружалин. – Москва: Научный мир, 2001. – 176 с.
35. *Лаврик В.І.* Моделювання і прогнозування стану довкілля ("Академія"). – 400 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://academia-pc.com.ua/product/212
36. *Лихачёва Э.А.* Геоморфология городских территорий: теоретические основы, принцип и методы исследований: автореф. дис. на соискание науч. степени д-ра геогр. наук / Э.А. Лихачёва. – Москва, 1992. – 34 с.
37. *Лихачёва Э.А.* Эколого-геоморфологические критерии оценки городской территории / Э.А. Лихачёва, Д.А. Тимофеев и др. // Геоморфология. 1999. – № 3. – С. 18–26.
38. *Лысенкова З.В.* Количественные показатели оценки состояния антропогенных ландшафтов / З.В. Лысенкова, В.В. Рудский // Современные проблемы науки и образования. – 2014. – №3. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.science-education.ru/ru/article/view?id=13426
39. Моніторинг довкілля: навч.-метод. посібник. – Київ: РВЦ Київ. ун-ту, 1998. – 99 с.
40. Національна доповідь про стан навколишнього природного середовища в Україні у 2014 році. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.menr.gov.ua/dopovidi
41. *Олиферов А.Н., Давыдов А.В.* Геоинформационная система "Сели Украины и меры борьбы с ними" / А.Н. Олиферов, А.В. Давыдов // Инженерная география: инженерно-геоморфологические аспекты. – Вологда, 1993. – Т. 1. – С. 78–79.
42. *Палиенко В.П.* Принципы регионального эколого-геоморфологического анализа / В.П. Палиенко, Н.Е. Барщевский, Ю. Швыдкий // Экологические аспекты теоретической и прикладной геоморфологии. – Москва: Изд-во МГУ,1995. – С. 39–41.
43. *Палиенко Э.Т.* Поисковая и инженерная геоморфология: Учебник / Э.Т. Палиенко. – Киев, 1978.
44. *Піскунова Л.Е., Прилипко В.А., Зубок Т.О.* Безпека життєдіяльності / Л.Е. Піскунова, В.А. Прилипко, Т.О. Зубок. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://pidruchniki.com/70729/bzhd/ekologichniy_rizik
45. *Позаченюк Е.А.* Экологическая экспертиза: природно-хозяйственные системы / Е.А. Позаченюк. – Симферополь, 2003. – 473 с.
46. Положення про державну систему моніторингу довкілля. Постанова Кабінету Міністрів від 30 березня 1998 р. № 391. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://zakon3.rada.gov.ua/laws/show/391-98-п
47. Развитие рельефа и его устойчивость / С.М. Александров, С.К. Горелов, С.С. Коржуев и др.; отв. ред. Д.А. Тимофеев, Д.А. Лилиенберг. – Москва: Наука, 1993. – 197 с.
48. *Раков В.И.* Системный анализ (Начальные понятия): учеб. пособие / В.И. Раков. – Москва; Пенза: Академия естествознания, 2012. – 239 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.monographies.ru/ru/book/view?id=189
49. Рельеф среды жизни человека (экологическая геоморфология) / Отв. ред. Э.А. Лихачёва, Д.А. Тимофеев. – Москва: Медиа-Пресс, 2002. – 640 с.
50. *Розовский Л.Б.* Инженерно-геологические прогнозы и моделирование / Л.Б. Розовский, И.П. Зелинский, В.М. Воскобойников – Киев; Одесса: Высш. Школа, 1987.
51. *Симонов Ю.Г.* Эколого-геоморфологический анализ: концепция и главные задачи // Эколого-геоморфологические исследования. – Москва: Изд-во МГУ, 1995. С. 87–92.
52. *Ситник В.Ф.* Імітаційне моделювання: навч.-метод. посібник для самост. вивч. дисц. / В.Ф. Ситник, Н.С. Орленко. – Київ: КНЕУ, 1999. – 208 с.
53. СНиП 22-01-95 Категории опасности природных процессов. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://mirmonolita.ru/_files/22-01-95.pdf
54. Справочник по гидротехнике. – Москва: Гос. изд-во литературы по строительству и архитектуре, 1955. – 828 с.

55. *Стародуб Ю.Б.* Зсуви, заходи та споруди для запобігання зсувних явищ. Відкрита лекція. Інтернет-ресурс. Точка доступу: ubgd.lviv.ua/moodle/mod/resource/view.php?id=8028
56. *Стецюк В.В.* Основи екологічної геоморфології / В.В. Стецюк, Ю.А. Сілецький. – Київ: Четверта хвиля, 2000. – 368 с.
57. *Стецюк В.В.* Екологічна геоморфологія України / В.В. Стецюк – Київ: Вища школа, 2009.
58. *Стрижельчик Г.Г.* Прогнозирование в инженерной геологии: учеб. пособие / Г.Г. Стрижельчик, А.В. Жиров; Харьковский нац. ун-т им. В.Н. Каразина. – Харьков, 2001. – 77 с.
59. *Тимофеев Д.А.* Экологическая геоморфология: объект, цели и задачи // Геоморфология. – 1991. – № 1. – С. 43–48.
60. *Чалов Р.С.* Экология речных русел и экологическое русловедение // Вопр. регион. экологии. – Вологда, 1997. – С. 71–86.
61. *Швидкий Ю.М.* Техногенний морфогенез та особливості його прояву на території України // Укр. геогр. журн. – 1995. – № 4. – С. 21–25.
62. *Шумінський В.Д.* Оцінка стійкості схилу на ділянці оглядового майданчика / В.Д. Шумінський, С.В. Степанчук, О.В. Шидловська, О.М. Данилюк // Будівельні конструкції. – 2013. – Вип. 79. – С. 115–124. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://nbuv.gov.ua/UJRN/buko_2013_79_17
63. Экологическая экспертиза. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.5ballov.ru
64. Gros Ventre landslide (Оползень Гро-Вантр). Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://en.wikipedia.org/wiki/Gros_Ventre_landslide

3 МЕТОДИКА ВИВЧЕННЯ ОКРЕМИХ МОРФОГЕНЕТИЧНИХ КАТЕГОРІЙ РЕЛЬЄФУ

3.1. Дослідження флювіальних процесів і форм рельєфу

➢ *Флювіальні процеси* (від лат. *fluvius* – ріка, потік) – це сукупність поверхневих процесів, які зумовлені водою, яка тече, або відбуваються у водному потоці: ерозія, транспортування, акумуляція.

➢ *Флювіальний рельєф* – екзогенні форми рельєфу, створені внаслідок геологічної дії тимчасових або постійних водотоків [43]. Флювіальний рельєф формується під дією води як середовища перенесення. Потрапляючи на земну поверхню у вигляді дощу чи снігу, вода стікає, утворюючи флювіальні форми рельєфу. Виділяють два *види стоку: русловий і безрусловий*. *Русловий* формується постійними і тимчасовими водотоками, *безрусловий* або площинний схиловий стік – лише тимчасовими потоками. Вони розтікаються вздовж похилої поверхні суцільним водним шаром (площинний змив). Виділяють також струменевий змив, який виникає під час невеликих, але тривалих опадів, ранньою весною, коли ще зберігається мерзлий зимовий шар. На похилій поверхні формується мережа тимчасових мікроборозен [52].

Постійні водотоки – це головно ріки. Внаслідок їхньої діяльності утворюється *річковий рельєф: русло, заплава, тераси або річковий схил, річкова долина*. Діяльність рік називають ще *русловою*. Вона складається з глибинної та бокової ерозії в руслах, транспортування та акумуляції матеріалу.

Глибинна (донна) ерозія спрямована на поглиблення долини, її врізання. Річка прагне зайняти глибше положення в рельєфі, тобто досягти базису ерозії.

Бокова ерозія спрямована на розмив берегів і розширення долини. Відбувається тоді, коли базису ерозії майже досягнуто, тобто немає суттєвої різниці між рівнем ріки та базисом ерозії.

Поглиблення русла відбувається до певного рівня, а саме – рівня водного басейну, куди воно впадає. Цей рівень називається *базисом ерозії*. Загальний базис ерозії для руслових потоків – рівень Світового океану. Місцевий базис – гирло ріки більшого порядку, море.

3.1.1. Види методів досліджень

Під час досліджень флювіальних процесів застосовують методи, які можна об'єднати у декілька груп: польові, картометричні, дистанційні, моделювання та лабораторних експериментів, морфологічного, морфодинамічного аналізу.

Серед *польових методів* розрізняють:
– методи безпосереднього спостереження змін;
– опитування очевидців;
– опис відслонень і бурові роботи.

Методи безпосереднього спостереження чи опитувальні застосовують за надзвичайних метеорологічних явищ, наприклад, після проходження зливових дощів, бурхливого сніготанення

та підняття рівня води у ріках і у підсумку формування нових розмивів, підмивів, підтоплень й акумулятивних утворень на ріках. У звичайних умовах польових досліджень можна спостерігати форми рельєфу, які продовжують енергійно розвиватися чи зазнали відчутних змін зовсім недавно. Такими формами й елементами форм рельєфу є русла рік, круті береги, акумулятивні форми в руслах.

Для визначення типу та складу алювію застосовують зачистку існуючих відслонень, їхній опис. Якщо відкритих розрізів немає, то застосовують бурові роботи.

Картометричні методи дають змогу отримати кількісні показники змін флювіальних форм, порівнюючи різночасові топографічні карти чи плани місцевості. Точнішими є результати, які отримали з великомасштабних карт, де більша точність відображення об'єктів, оскільки зміни об'єктів на картах іноді вимірювані у десятих міліметра. На точність досліджень також впливають характер динамічності форми рельєфу, а також яскравість відображення її на карті [42].

Вимірюючи довжини рік різних порядків, визначаючи відношення довжини до площі їхніх мікробасейнів, будують картограми горизонтального розчленування. Вони відображають нерівномірність просторового поширення долинних форм. За різночасовими картодіаграмами можна обчислити зміну густоти розчленування. Її збільшення може бути спричинене зростанням меліоративного освоєння регіону, адже виникають нові русла-канали. Або густота розчленування може зменшитись від висихання водотоків і деградації первинної ланки гідромережі внаслідок інтенсивного антропогенного освоєння регіону.

Дистанційні методи. Для досліджень флювіальних форм використовують космознімки, отримані у видимому та ближньому інфрачервоному діапазонах електромагнітного спектра, й аерофотознімки. У зніманнях у видимому діапазоні електромагнітних хвиль (0,4–0,8 мкм) визначальне значення має інтегральна яскравість об'єкта, а у зніманнях у вузькому діапазоні – спектральна. Коефіцієнти яскравості змінюються від 0,1 для чистих і глибоких водних мас у спокійному стані до 0,9 для свіжого снігу. Розпізнавання відкритих водних поверхонь, снігу та льоду на матеріалах аеро- і космічних знімань виконують головно за прямими ознаками дешифрування. Головні дешифрувальні ознаки поверхневих вод – рівний фототон і специфічна монотонна або виразна структура зображення води, снігу та льоду; звивистість безперервно лінійно витягнутого малюнка рік; овальна форма озер і приуроченість водотоків і водойм до знижених елементів рельєфу. Річкові долини легко розпізнають на знімках за їхньою характерною формою, яка розгалужується, і наявністю русла, якому зазвичай відповідає темний, майже чорний фототон. Зазначимо, що чиста глибока вода відображається темними відтінками фототону, тоді як мутна – світлими [6].

За допомогою дешифрування аерофото- і космічних знімків можна швидко виявити ділянки розвитку флювіальних процесів, а також оцінити умови, що сприяють розвитку того чи іншого процесу у просторі та часі.

Матеріали дистанційного зондування застосовують для вивчення транзиту річкових наносів і режиму накопичення осадів у прибережних зонах озер і морів. Область акумуляції твердого стоку в гирлах рік дешифрується за світлим фототоном водної поверхні, що дає змогу стежити за динамікою підводного рельєфу, процесами переформування берегів.

За допомогою дистанційних фото- і телезнімань успішно вивчають динаміку річкових розливів. За різним ступенем почорніння фототону на знімках достовірно дешифрують границі та площі розливів паводкових і повеневих вод, послідовність затоплення заплави, характер ерозійно-акумулятивних процесів, які відбуваються в ній, та багато інших гідрологічних явищ.

Під час картографічного чи дистанційного вивчення флювіального рельєфу застосовують *морфологічний метод.* Він полягає у тому, що сучасна динаміка рельєфу виражена у його зовнішніх обрисах. Найдинамічніші форми, тобто ті, які активно розвиваються, мають зазвичай різкі обриси, круті схили, тому вони різко виділяються на фоні навколишньої місцевості, добре розпізнаються на топокартах чи дистанційних матеріалах.

На підставі морфологічного аналізу виявляють тенденції, спрямованість та інтенсивність розвитку у різних ланках флювіальних систем, зокрема, масштаб змін морфології флювіального рельєфу за певні часові інтервали, напрями розвитку досліджуваних форм і тривалість їхнього перебування на тій чи іншій стадії еволюції [42].

Методи математичного моделювання. Значну увагу питанням моделювання водного стоку дослідники руслових та ерозійних процесів приділяли, починаючи з 30-х років XX ст. Перші

дослідження з математичного моделювання процесів водної ерозії відомі з кінця 30-х–початку 40-х років минулого століття у працях Я.В. Корнєва (1937), І.Г. Ніла (1938), В.О. Козакова (1940), О.У. Цинга (1940). У 50–70-х роках були запропоновані й обґрунтовані математичні моделі для гірських і рівнинних річкових потоків, розроблені скінченно-різницеві та скінченно-елементні схеми, які допомагають досліджувати рух рік в одно-, дво- і тривимірних обстановках [33]. Математичне моделювання руслового процесу та твердого стоку знаходимо в працях Васильєва О.Ф., Марчука Г.І., Воєводіна А.Ф., Кавахари М., Мацумото Й., Петрова П.Г., Гончарова В.Н. [14], Грішаніна К.В. [15], Знаменської Н.С. [17] та ін. Зазвичай моделюють глибину, швидкість течії, ухил русла, склад донного матеріалу, характер і величину наносів. Найпоширеніші види математичних обчислень – розрахунки течій у руслах рік, витрат наносів, планових і глибинних деформацій. На підставі сформульованих багаторічних математичних моделей виявили чинники розвитку ерозії, гідравлічні характеристики потоків, механізми ерозійно-акумулятивного процесу, закономірності розвитку ерозії та руслових процесів у різних природних поясах Землі.

Методи лабораторних експериментів. В основі всіх експериментів є певна гіпотеза. Експерименти виконують, щоб довести або спростувати сформульовану гіпотезу.

На підставі лабораторних експериментів було доведено:

1) у разі перевантаження ріки наносами вона змінює свій тип руслових процесів від меандрування (звивистості) до руслової багаторукавної (розгалуженості). У разі недовантаженості ріки наносами вона, навпаки, трансформується в меандруючу;
2) відношення між транспортувальною здатністю потоку і надходженням наносів у річку є головним руслоформувальним чинником, який визначає зміну ріки по лінії: меандрування – пряме русло – руслова багаторукавність;
3) наявність руслоформувальних чинників. Виділені: флювіальні та нефлювіальні, природні й антропогенні, головні та другорядні, непрямі й обмежувальні чинники. Головними є стік води і стік наносів. Сукупність головних чинників у відповідних природних умовах визначає тип руслових процесів. Другорядні чинники – вплив яких значно менший; за відповідних умов можуть стати головними (багаторічна мерзлота у річках з наледями, рослинність у плавнях тощо). Непрямі чинники – ті, які впливають на безпосередні (головні та другорядні) чинники; обмежувальні – які пригнічують прояв головних і другорядних чинників [45].

3.1.2. Послідовність досліджень

3.1.2.1. Вивчення русла

1. Визначення морфології русла: однорукавне, розгалужене (багаторукавне); пряме, хвилясте (синусоїдальне), меандроване.
2. Морфометричні параметри русла: середня ширина, максимальна ширина та її місцезнаходження, ширина плес, довжина перекатів, зміна ширини русла по довжині ріки; середня глибина, максимальне значення глибини; швидкість течії.
3. Витрати води у руслі. $м^3/с$ (показник характеризує величину річкового стоку та інтенсивність руслових процесів) Q=FV, де F – площа поперечного перерізу; V – середня швидкість течії для всього перерізу, м/с [11].
4. Морфодинамічні типи русла; як вони змінюються вздовж ріки.

Виділяють такі морфодинамічні типи русла (або горизонтальні деформації русла): стрічково-пасмовий прямого русла → боковиковий хвилястого русла → меандрування (вільне, незавершене); заплавна багаторукавність; руслова багаторукавність [17, 20].

– *Стрічково-пасмовий* тип характеризується наявністю на дні ріки мікро- або мезопасм, які впорядковані вздовж течії у вигляді стрічок (рис. 3.1.1, *а*). Поширений у прямих чи слабовигнутих русел. *Вивчають*: довжину пасма λ, висоту h, крутість $tg\alpha=h/\lambda$ (рис. 3.1.1, *б*) (гребені пасм наростають під час паводків на ріках 5–8 порядків досягають 1,5–2 м висоти, на ріках перших порядків – до 2–3 см довжини до 20–25 см) [30]; швидкість сповзання вниз по ріці (зазвичай від кількох до трьохсот метрів у рік, визначають за різночасовими русловими промірами і лоцманськими картами).

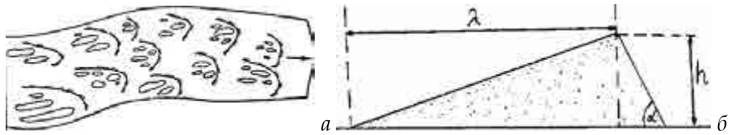
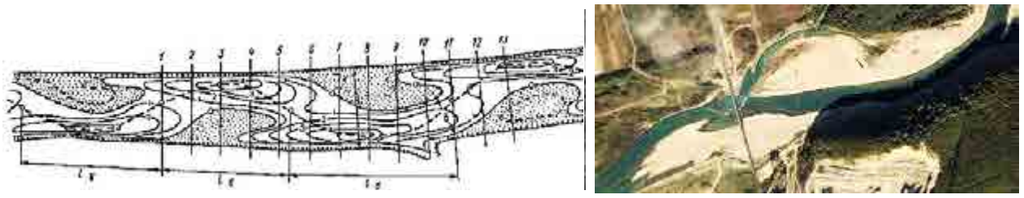


Рис. 3.1.1. Стрічково-пасмовий тип русла:
а) вигляд у плані; *б*) параметри пасма у профілі [30]

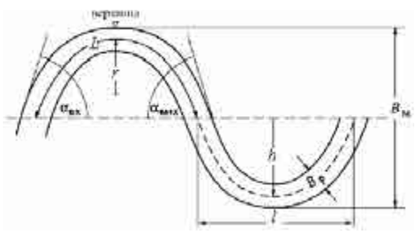
– *Боковиковий (побічневий) тип*. Розвиваючись, пасма перекочуються у межінь, приберегові їхні частини пересихають, утворюючи піщані відмілини-боковики (рис. 3.1.2). Боковики розташовуються у шахматному порядку, розмив берегів нехарактерний. *Визначають*: крок боковика $l_б$; ширину меженного русла; швидкість сповзання боковика – величина "намиву, розмиву" за рік за профілями русла в межах одного боковика (для цього виконують руслові знімання перекату у межінь і паводок) [40].



а *б*

Рис. 3.1.2. Боковиковий тип руслових деформацій:
а) графічна схема, де $l_б$ – крок боковиків, 1–13 – вертикальні профілі для розрахунку змін боковиків;
б) космознімок ділянки Тиси (околиці с. Веряса) з боковиковим типом процесу

– *Вільне меандрування*. Наявне в умовах широкого днища. Пояс меандрування переходить від одного схилу долини до іншого. Утворюється серія меандр, які перебувають на різних стадіях розвитку. *Вивчають*: морфологічні елементи меандри – довжину вздовж русла *L*; крок меандр *l* (відстань між двома точками перегину осьової лінії русла), довжина (стріла) прогину *h*, радіус *r*, кут входу $\alpha_{вх}$ і кут виходу $\alpha_{вих}$ із згину, ширину русла $B_р$ на вершині; ширину поясу меандрування $B_м$; ступінь розвиненості *L*/*l*; показник форми *r*/*h*; морфологічний тип меандр (рис. 3.1.3); кількість меандр різного морфологічного типу вздовж русла; швидкість еволюції меандр – за різнорічними планами руслових знімань, різночасовими космознімками і картами (рис. 3.1.4).



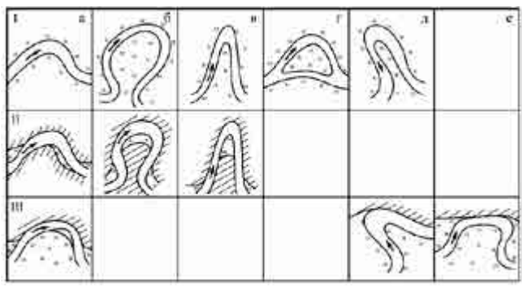
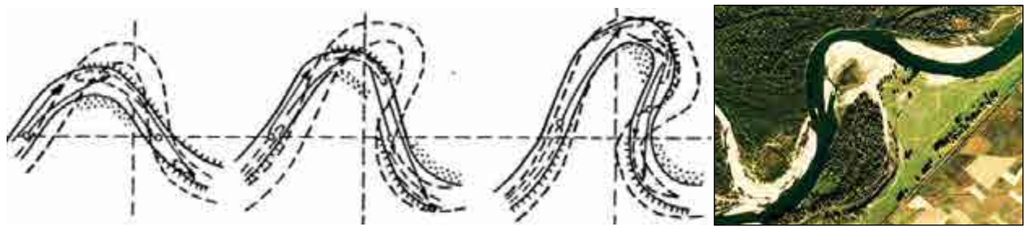


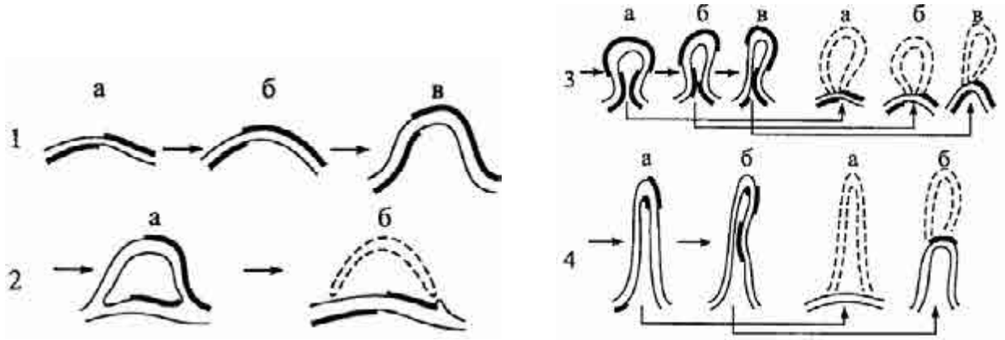
Рис. 3.1.3. Морфологічні типи меандр:
I – вільні, II – врізані, III – адаптовані.
Підтипи: *а*) сегментні; *б*) петлеподібні (омегоподібні);
в) синусоїдальні; *г*) прорвані;
д) завалені; *е*) скринеподібні [47]

– *Незавершене меандрування*. Характерним є виникнення прямолінійного рукава, який йде вздовж корінного берега або тераси. Головне русло поступово заноситься наносами, перетворюється на старицю, а його рукав розвивається і стає з часом головним руслом. Причиною є перекос водотоку у високу повінь, коли різниця води біля лівого та правого берега досягає для великих рік 2–7 м. У незавершеному меандруванні розвиваються врізані та адаптовані меандри. Врізані – коли вершина меандри опирається на корінний берег або терасу. Адаптовані –



а *б*

в

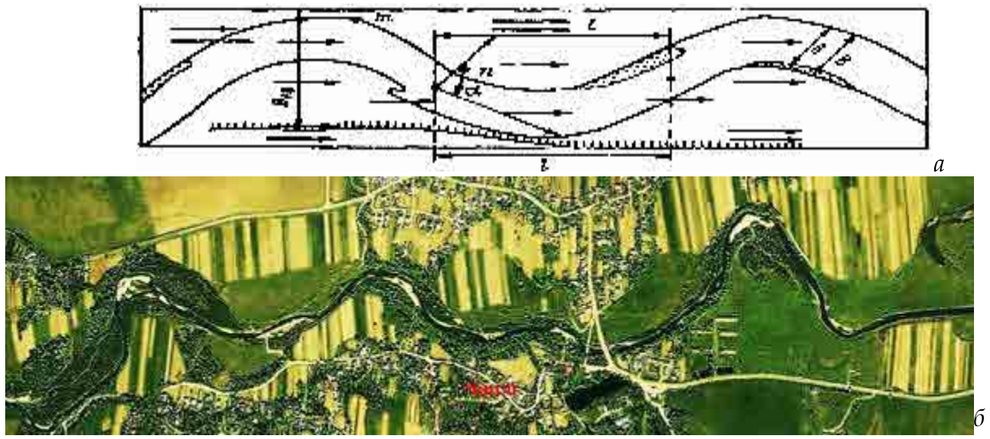


г

Рис. 3.1.4. Вільні меандри:
а) формування меандри від сегментної до синусоїдальної; *б*) синусоїдальна меандра р. Тиси (поблизу с. Королево); *в*) завалені меандри р. Стривігор; *г*) еволюція вільних меандр [48]:
1 – сегментних, *2* – прорваних, *3* – омегоподібних, *4* – синусоїдальних;
а–в – стадії розвитку меандр; жирним виділені зони підмиву, пунктиром – стариці

обмежені з двох сторін корінними берегами чи терасами. *Вивчають*: крок меандри *l*; кут розвороту *α*; ширину поясу меандрування $B_м$; середню ширину русла *B*; ширину меженного русла; довжину берега, що підмивається (рис. 3.1.5).

– *Заплавна багаторукавність*. Виникає коли заплави затоплюються на велику глибину або у випадку, коли вони складені різними за величиною відкладами (від суглинків до гальки). Русла зачисляють до типу розгалужених. За їхньою відносною довжиною їх поділяють на три типи: 1) протоки – їхня довжина сумірна з довжиною боковиків, перекатів й осередків; 2) рукави – їхня довжина має величину одного порядку з кроком звивини; 3) відгалуження – рукави великої протяжності, які утворюють власне заплавну багаторукавність [44]. Під час вивчення поділяють потік на фрагменти і досліджують окремі рукави за типом прямого чи меандруючого русла.

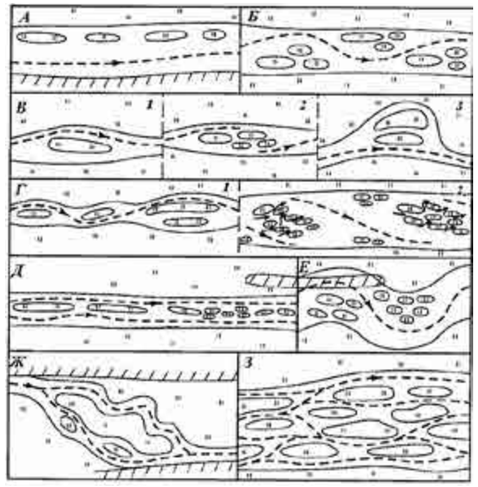


а

б

Рис. 3.1.5. Обмежене меандрування:
а) графічна схема, на якій *l* – крок меандри, *α* – кут розвернення, *Вм* – ширина поясу меандрування, *В* – ширина русла; *б*) космознімок ділянки р. Стривігор з адаптованими меандрами

– *Руслова багаторукавність*. На відміну від стрічково-пасмового типу, ріка у цьому випадку не використовує для транспорту наносів наявного поздовжнього ухилу. Русло перевантажене наносами, граничний поздовжній ухил недовикористаний, русло міліє і розвивається в ширину. Виникають осередки, острови, які ділять річку на рукави. З часом рукави можуть відмерти, а осередки перетворитися на боковики. Під час дослідження визначають: 1) морфодинамічний тип руслових розгалужень (рис. 3.1.6); 2) параметри рукавів за типом прямого чи меандруючого русла; 3) параметри осередків чи островів, які до нього належать. Зауважимо, що незакріплені руслові форми швидко змінюються, часто існують лише протягом року, після чергової повені чи паводку можуть бути розмиті.



а *б*

Рис. 3.1.6. Розгалужені русла: *а*) морфодинамічні типи [48]:
А – односторонні; *Б* – черговані односторонні; *В* – прості (*1*), складні (*2*), одиночні та віялові (*3*);
Г – прості багаторукавні (*1*), складні згруповані (*2*); *Д* – паралельно-рукавні;
Е – розгалужено-звивисті; *Ж* – заплавна багаторукавність; *З* – розкидані русла;
б) руслова багаторукавність (тип розкиданих русел) Дніпра в м. Дніпро

5. Обчислюють ухил русла $i = h/l$, де h – різниця абсолютних висот урізу води верхньої та нижньої точок русла; l – довжина русла ріки між цими точками [34].

6. Будують поздовжні профілі дна долини або водної поверхні рік. Для побудови профілю дна долини використовують великомасштабні карти, тривимірні ГІС-моделі (за наявності TIN в модулі 3dAnalyst програми ArcGIS будують заданням лінії "Interpolate Line" і вибором інструмента "Profile Graph"), а також на космозображеннях у Веб-вузлі "Планета Земля", підводячи курсор до об'єкта і зчитуючи дані "висота рельєфу". Поздовжній профіль водної поверхні беруть з промірів глибин великих рік під час гідрологічних досліджень. Аналізують відхилення отриманих профілів *стосовно профілю рівноваги*, а також відповідність отриманих профілів *стосовно виробленого профілю* ріки.

На кожному відрізку спостерігають зміни поздовжнього профілю, який може свідчити про врізання ріки (вертикальні деформації русла). Зазначають місця переважаючої ерозії, транспорту й акумуляції матеріалу на ділянках профілю. Форма поздовжнього профілю залежить від співвідношення інтенсивності тектонічних рухів і денудації на території водозбору. За інтенсивних тектонічних піднять (коли величина врізання ріки менша від інтенсивності підняття) поздовжній профіль може мати на цій ділянці опуклу форму. За наявності низхідних тектонічних рухів, величина яких перевищує інтенсивність врізання, форма профілю стає більш увігнутою.

Формування поздовжнього профілю водної поверхні є результатом взаємодії руслового та гідрологічного режимів за різних природних умов. У багатоводних циклах профіль стає зазвичай більш увігнутим (внаслідок інтенсивного розмиву дна русла), а в маловодний період його форма, завдяки зростанню акумуляції наносів, стає більш відлогою.

7. Досліджують гирла та пригирлові ділянки рік, місця впадіння приток, а також дельти. Для дельт визначають їхню форму і тип (висунення, накладення, виповнення [30]), параметри конуса чи віяла дельти, кількість і величину дельтових розгалужень, характер відкладів.

3.1.2.2. Вивчення заплави

1. Визначають межі між заплавою та терасами, між низькою і високою заплавами. Вони добре виділяються на великомасштабних космознімках. Низька заплава часто незадернована. Висока – більш зволожена, порівняно з прилеглими терасами, тут немає забудови, ріллі, наявна чагарникова та вологолюбива лучна рослинність.

2. Отримують морфометричні дані: ширина, висота над урізом води.

3. Описують геологічну будову заплави. Дані використовують з відслонень берегових уступів, буріння свердловин, даних електрозондування.

✓ Зазначають літологічний склад відкладів, походження матеріалу – місцевий чи принесений із сусідніх областей зносу.

✓ З'ясовують гранулометричний склад відкладів. Ситовим або візуальним методами вимірюють параметри окремих уламкових частинок і зачисляють їх до певного класу – піску, гравію, гальки тощо.

✓ Будують геолого-геоморфологічні розрізи заплави. Відзначають чергування фацій *руслового, заплавного* та *старичного алювію*. Зазначають їхню потужність.

Русловий алювій виникає в активному потоці річкового русла з наносів, які течія тягне по дну; складений найбільш грубим уламковим матеріалом – від грубих пісків до великих гальок. Характерна коса шаруватість відкладів. Розрізняють субфації: пристрижнева або плесова, перекатна, прируслової відмілини (побічнева). *Заплавний алювій* формується під час паводкових розливів внаслідок осадження зважених у воді наносів; складений дрібнозернистими пісками, супісками, суглинками з домішкою гравію, гальки. Характерна нечітка горизонтальна або хвиляста шаруватість відкладів. Виділяють субфації: прируслова, центральна, притерасна. *Старичний алювій* утворюється найчастіше на заплаві у відмерлих ділянках річкових русел – старицях; складений мулистими відкладами, глинами, суглинками з великим вмістом органіки. Виділяються три субфації: проточна, озерна та болотна.

✓ З'ясовують фази розвитку алювію заплави – *інстративна, субстративна, перстративна, констративна* (за В.В. Ламакіним) [23].

Інстративний або вистилаючий алювій характерний для стадій переважного врізання ріки, глибинної ерозії (рис. 3.1.7). Означає стадію тектонічних піднять. *Субстративнй алювій* або *алювій*

Рис. 3.1.7. Інстративний алювій у руслі р. Кам'янка, притоки Опору

розмиву виникає на стадії розширення долини, коли зменшується глибинна ерозія і починає переважати бокова; ріка меандрує, розширює своє днище [4]. *Констративний або настилаючий алювій* формується на стадії заповнення долини уламковим матеріалом в умовах його багатого надходження (рис. 3.1.8, *б*). Префікс "кон-" означає "приєднання", тобто алювій накладається на попередню товщу без врізання в неї. Індикатор стадії тектонічних опускань. *Перстративний або перестилаючий алювій* утворюється на заключних етапах акумулятивної фази формування заплави. Префікс "пер-" означає "завершеність дії". Алювій накопичується в добре розроблених, зрілих долинах з виположеним поздовжніми профілями, коли усталюється рівновага між несучою здатністю ріки та кількістю уламкового матеріалу, що надходить в неї [50]. Долини не перезаглиблюються (рис. 3.1.8, *а*).

✓ Дають оцінку загальної потужності сучасного алювію: *нормальна, вище чи нижче нормальної. Нормальна потужність* – це різниця між найвищим стоянням води під час паводків і найнижчим рівнем води у межінь.

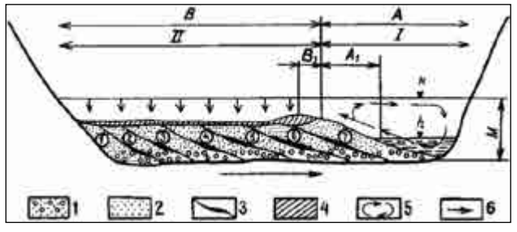
✓ Для галечнику визначають: довжину (вісь *a*), ширину (вісь *b*), товщину (вісь *c*) уламків (див. п. 4.1.3). Обчислюють коефіцієнти сферичності, подовгуватості, сплющеності, ізометричності уламків.

✓ Визначають середній *клас обкатаності* уламків.

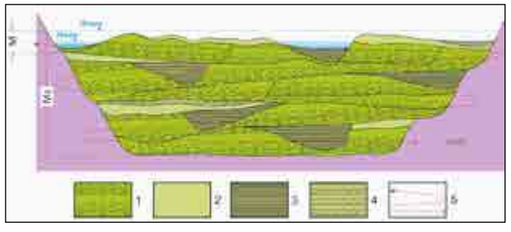
✓ Зазначають умови залягання гравійно-галечникових відкладів: *азимут простягання* довгої осі, *кут падіння* (рис. 3.1.9). Часто заплавний алювій залягає перпендикулярно до течії ріки, оскільки виноситься на заплаву під час повеней–паводків. Уламки накладаються один на одного, утворюючи черепицеподібне залягання, оскільки перекочуються придонними течіями.

Складають таблиці, де вписують дані кожного уламка. Вимірюють від 100 до 250 штук гальок. Ці дані потрібні для з'ясування тектонічних, палеогеографічних, гідроморфодинамічних умов формування території.

✓ Фіксують скупчення пролювіальних чи делювіальних відкладів на поверхні заплави: потужності та склад конусів виносу.



а



б

Рис. 3.1.8. Схема формування заплави й алювію в ній:
а) перстративної фази алювію (за Є.В. Шанцером) [51]. Умовні позначення: *A* – русло (A_1 – прируслова відмілина); *B* – заплава (B_1 – прируслових вал). *I* – зона намивання та розмивання наносів, які волочаться по дну поперечними циркуляційними потоками (цифри в кружках (*1–7*) – послідовно утворені шари руслового алювію); *II* – зона осадження зважених у воді наносів і утворення заплавного алювію. *H* – рівень паводкових вод; *h* – рівень межені; *M* – нормальна потужність алювію. Цифри: *1* – грубозернистий пісок, гравій, галька; *2* – дрібно- та тонкозернистий пісок і супісок; *3* – прошарки мулу; *4* – заплавний (старичний) алювій; *5* – напрями потоків поперечної циркуляції в руслі ріки; *6* – напрям зміщення русла; *б*) констративної фази алювіальної акумуляції [4]. Цифри: *1* – русловий алювій; *2* – заплавний алювій; *3* – старичний алювій; *4* – відклади вторинних водойм заплави; *5* – загальний напрям міграції русла ріки. Букви: *M* – нормальна потужність алювію; *Ms* – загальна потужність алювію

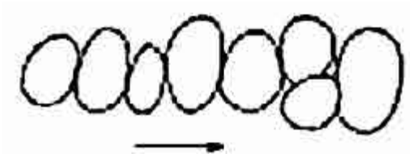


Рис. 3.1.9. Залягання гальки на низькій заплаві р. Бистриці в районі смт Єзупіль Івано-Франківської обл.

✓ Види природокористування заплави: оранка під овочеві чи злакові культури, пасовища та сіножаті, рекреаційне використання (гідропарки), розробка заплавних кар'єрів корисних копалин, прокладання комунікацій, меліорація заплав, житлові, промислові, комунальні обєкти [32].

4. Вивчають заплавний рельєф, зокрема, стариці, уступи, гриви, міжгривні пониження, прируслові вали, плоскі ділянки, западини й їхні співвідношення між собою. Зазначають: місцерозташування форм на ділянках заплави: прирусловій, центральній, притерасній; параметри цих форм; обриси в плані та профілі; особливості літологічного та гранулометричного складу; закономірності групування [1].

5. Класифікують заплаву.

– За гіпсометричним рівнем: низька та висока (у геологічних пошукуваннях високу заплаву часто називають заплавною терасою) (рис. 3.1.10); середня висота заплави; зміна висоти від верхів'їв до низів'їв ріки.
– За поширенням стосовно русла: одностороння чи двостороння; внутрішня (всередині рукавів); вузька чи широка; як чергуються між собою вздовж долини. Одностороння заплава – коли русло притиснуте до корінного берега, заплава розвинута на одному з його берегів. Двостороння поширена на обох берегах ріки.
– За закономірностями групування форм заплавного рельєфу: великогривиста чи пологогривиста; плоска чи хвиляста; обвалована; старична (рис. 3.1.11).
– За співвідношенням із меандрами: сегментна з врізаними меандрами, сегментна з блукаючими меандрами [1]; сегментно-гривиста зі слабо- чи сильновигнутими гривами; озерно-старична; сегментно-острівна [50].
– За співвідношенням із руслом: сегментні заплави розгалужених на рукави рік [51]; гривисто-острівна, улоговинно-острівна; паралельногривиста [46].
– За будовою: акумулятивні (утворені алювіальними відкладами, з нормальною потужністю алювію); цокольні (малопотужний алювій, який лежить на корінних породах ложа річкової долини) [2].

Рис. 3.1.10. Заплава р. Опір поблизу с. Розгірче

а *б*

Рис. 3.1.11. Типи заплави: *а*) широка пологогривисто-старична внутрішня заплава Дніпра перед Києвом; *б*) сегментна з врізаними меандрами старична хвиляста заплава р. Тиси в районі Гутинського хребта

– За механічним складом: глиниста, суглиниста, супіщана, піщана [30].
– За віком: молода (в межах першої тисячі років), зріла (від 500 до 8–9 тис. р.), давня (старша кліматичного оптимуму голоцену) [32].
– За відношенням до ерозійних процесів: районів розвитку бокової ерозії, біля впадіння приток, районів із переважанням глибинної ерозії, пригирлових ділянок і дельт [26].

3.1.2.3. Вивчення надзаплавних терас

1. Виконують поперечне морфологічне профілювання терас і з'ясовують присутність таких елементів: поверхонь або майданчиків, уступу до поверхні, яка лежить нижче, брівок, тилового шва (рис. 3.1.12). Визначають:

а) морфологічну вираженість елементів: чіткі чи слабовиражені, як чергується вираженість вздовж ріки. Чим ліпше виражені, тим менше зруйновані екзогенними процесами і повніше представлений геологічний розріз;
б) ширину терасових майданчиків. Якщо майданчики існують з обох берегів ріки, то визначають загальну ширину тераси, якщо тільки з одного боку – ширину терасової ступені;
в) абсолютну висоту тераси: за даними GPS-приймача або обчислюють за значенням горизонталей. Абсолютні висоти потрібні для віднесення локальних майданчиків на межиріччях до певного рівня терасового комплексу;
г) відносну висоту уступу тераси. Зазначають градієнти тектонічних рухів та інтенсивність ерозійно-акумулятивної діяльності рік;
д) крутість уступу.

2. На підставі розрізів описують геологічну будову. Виділяють сучасні (голоценові) та давні (плейстоценові) фації алювію. На високих долинних гіпсометричних рівнях відчленовують пліо-

Рис. 3.1.12. Морфологічні елементи тераси (р. Яломан, Алтай)

ценовий алювій. Описують літологічний, гранулометричний склад, обкатаність, умови залягання, потужність. Для різних фацій спостерігають також контакти між ними – налягаючі, розмиті, прислонені. Шукають палеонтологічні рештки, які допомагають розчленувати товщу за віком.

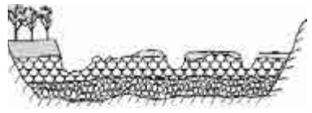
3. Будують геолого-геоморфологічні профілі терас. За ним визначають *генезис терас – ерозійний, ерозійно-акумулятивний, акумулятивний*. У терас ерозійного походження алювій великоуламковий здебільшого руслової фації, ерозійно-акумулятивні мають сумірну кількість заплавного та руслового алювію з лінзами старичного, в акумулятивних – велика потужність (іноді десятки метрів) руслового середньорозмірного алювію з незначним заплавним і старичним.

✓ *За будовою* тераси поділяють на: *ерозійні, акумулятивні та цокольні*. Ерозійні тераси прорізають корінні породи і майже не мають алювію; акумулятивні повністю представлені алювієм цієї тераси з різними його фаціями (рис. 3.1.13); цокольні мають зверху малопотужний шар алювію, а в основі – корінні породи [36].

а *б*

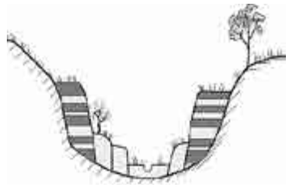
Рис. 3.1.13. Тераси за будовою:
а) акумулятивна (р. Опір у с. Дубина); *б*) цокольна (р. Прут у смт Ворохта)

✓ *За співвідношенням терас між собою* у поперечному профілі добре розрізняються такі їхні типи: *накладені, вкладені, прислонені, врізані*. Їх ще називають динамічними типами [1].

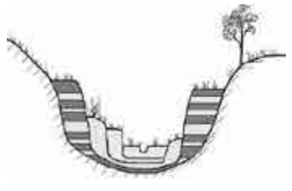


Накладені тераси складаються з залягаючих один на одному шарів алювію – зверху сучасний, знизу давній; більш давні тераси поховані, не виходять на денну поверхню; *a>e* (акумуляція ріки значно переважає ерозію); панують тектонічні опускання; генезис – акумулятивний.

Врізані тераси – алювій залягає на ложі давнішої тераси; *e>a;* формуються під час тривалих тектонічних піднять; генезис – ерозійний.



Прислонені тераси – складаються з алювію, молодші шари якого прихилені до давніших; річка кожного разу врізається в алювій попередньої тераси до корінних порід; *e≥ a≥e* (фаза ерозії на початку циклу розвитку долини більша або дорівнює подальшій фазі акумуляції, яка більша за наступний вріз ріки до спільного корінного ложа, потім цикл повторюється заново); епохи тектонічних піднять з розмивом алювію чергуються з опусканнями і його акумуляцією. Генезис акумулятивно-ерозійний.



Вкладені тераси – молодші шари алювію прихилені та накладені своїм ложем на давніші, кожна молодша (низька) тераса менша за розмірами і вкладена у давнішу (високу); *e<a<e* (кожна наступна фаза ерозії/акумуляції слабша за попередню, ріка не перепилює алювій до корінних порід); чергування піднять та опускань території, градієнт новіших тектонічних рухів порівняно менший за давніші. Генезис ерозійно-акумулятивний.

4. Досліджують ложе (цоколь) терас: склад, вік порід, нахил в сторону брівки (в ерозійних терасах) чи горизонтальний, виходить

на поверхню (у випадку ерозійних і цокольних терас) чи похований (у випадку акумулятивних), глибина залягання цоколя.

5. Виконують поздовжнє профілювання долин, внаслідок чого виділяють *циклові (регіональні) та місцеві тераси (локальні)*. *Циклові* – одновисотні, витримані вздовж долини на значній відстані, мають значну потужність одновікового алювію, чіткі тилові шви тощо. Місцеві тераси утворились під впливом місцевих ендо- чи екзогенних чинників, мають незначну протяжність, непостійну висоту і ширину, змінну потужність і фаціальний склад [1]. Зіставляють терасові ряди у долині за їхніми морфологічними характеристиками, геологічною будовою, особливостями виклинювання чи зчленування. Для цього накладають поперечні профілі вертикальних терасових рядів і відстежують відміни між ними. Далі накладають поздовжні профілі з колонками геологічних розрізів та аналізують чинники формування терас, визначають головні причини їхнього утворення.

6. З'ясовують вік терас. Абсолютний вік визначають за знайденими в розрізах палеонтологічними рештками, споро-пилковим аналізом, термолюмінісцентним, методом синхронних форм, морфометричним. Відносний вік беруть за їхнім положенням над рівнем меженного русла – чим вище розташована тераса, тим вона давніша за віком. Молоді низькі тераси – I–II зазвичай голоценові; давні високі тераси – VI–VII пліоценові. Це пояснюють формуванням долин "зверху вниз": спочатку йде прорізування текучими водами вершинної поверхні, далі розробляння долини в глибину та ширину.

7. На підставі аналізу динамічних типів терас і їхньої будови описують фази ерозійної й акумулятивної діяльності ріки, а також механізм утворення терас у цьому регіоні. Фази розвитку визначають за кількістю терасових рівнів, їхньою шириною та висотою, розміщенням і потужністю пачок алювіальних відкладів. Кількість терасових рівнів (заплави і надзаплавних терас) свідчить про кількість фаз врізання ріки. Висота тераси відображає глибину її врізання.

3.1.2.4. Вивчення річкових долин

1. Макроформи рельєфу, вздовж яких течуть ріки: низовини, рівнини, височини, гори тощо; у центральній частині, на периферії чи є межею двох (і більше) макроформ.
2. Визначають загальну довжину ріки і зачисляють до типу: до 100 км і площею водозбору менше 2 тис. км^2 – малі ріки; до 300 км і площею водозбору 2–50 тис. км^2 – середні; понад 50 тис. км^2 – великі ріки (Водний кодекс України).
3. Номер долини за порядком водотоків (за А. Стралером).
4. Обчислюють ширину долини вздовж брівки і вздовж днища, глибину врізу.
5. З'ясовують морфологічний тип долини (рис. 3.1.14).
6. Визначають симетричність чи асиметричність долини. Асиметричність виражається у різній висоті та крутості схилів, а також різній кількості терас з лівого і правого берега ріки [5]. З'ясовують причини асиметричності.
7. Виконують поперечне профілювання. Досліджують зміну поперечного профілю в повздовжньому напрямі: поступова чи різка, причини різкої зміни.
8. З'ясовують густоту долинної мережі.
9. Тип малюнка долинної мережі в плані (рис. 3.1.15).
10. У плані звертають увагу на круті повороти рік, різку зміну профілю, різкі зміщення терас, наявність "висячих" долин, інші аномалії, які можуть ідентифікувати тектонічні дислокації.
11. Досліджують можливі річкові перехоплення, ознаки перебудови долинної мережі; трасування долинних улоговин, невідповідності у ширині долини та величині водотоку в ній, які можуть бути ознаками існування давніх прадолин.
12. Виконують поздовжнє профілювання, вивчають ухили та кути падіння днища, з'ясовують причини зміни кута падіння і ступенеподібних перепадів; місця сходження і розходження циклових терас, які означають тектонічні деформації [1].
13. Тектонічні структури, вздовж яких проходять долини: синклінальні западини, прогини, антиклінальні підняття, горсти, грабени тощо.
14. Типи гірських порід, які прорізають долини.
15. У підсумку долину зачисляють до однієї з класифікаційних одиниць:

– типом рельєфу, який прорізає: гірська, рівнинна, змішана;
– величиною: мала, середня чи велика;

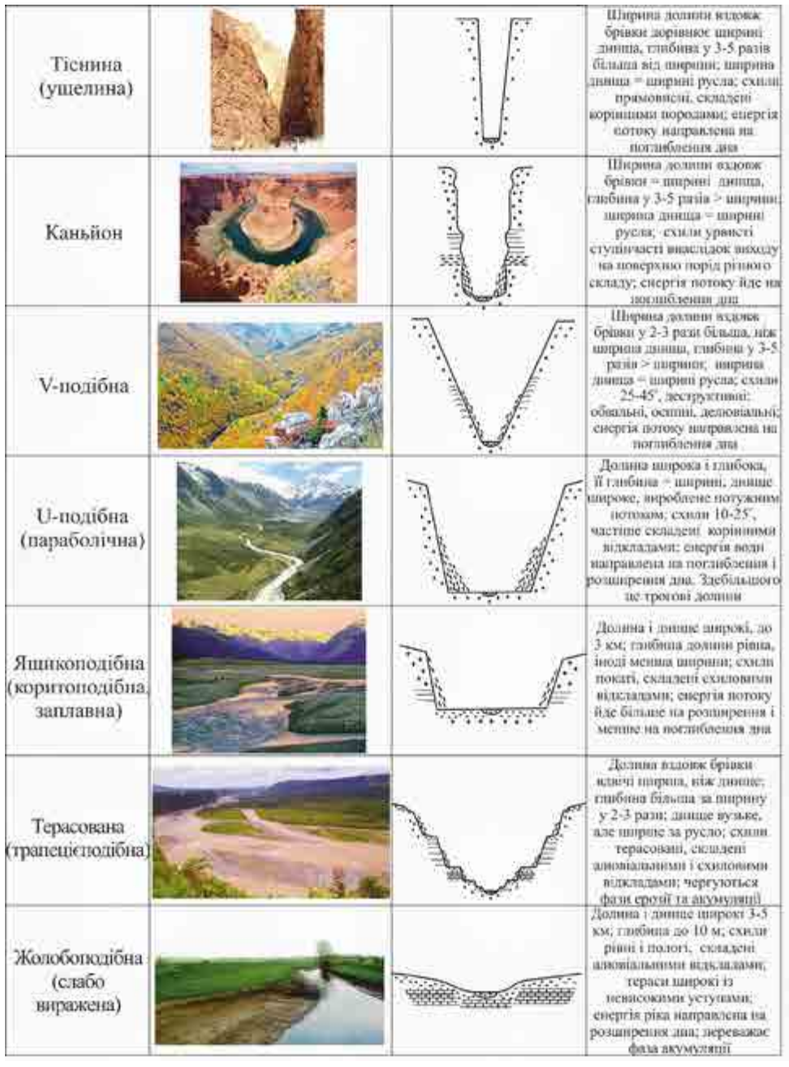


Рис. 3.1.14. Морфологічні типи долин

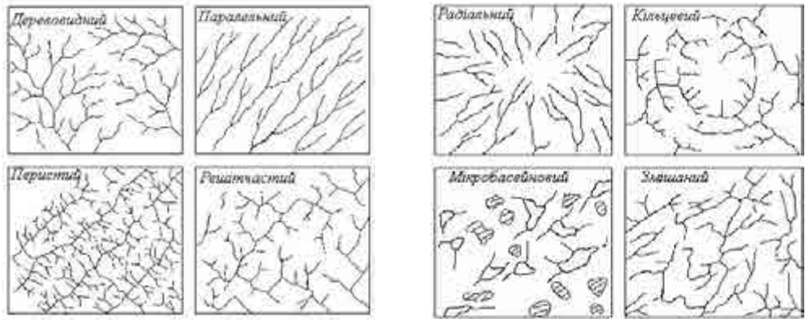


Рис. 3.1.15. Типи малюнка річкової мережі в плані [3]

– морфологічним типом: тіснина, каньйон, V-подібна, U-подібна, ящикоподіна, терасована, слабовиражена;
– стадією розвитку: молода нерозвинена (домінує ерозія); така, що розвивається (наявна заплава); зріла (з терасами);
– фазою розвитку: ерозійна, ерозійно-акумулятивна, акумулятивна;
– характером і кількістю терас: з однією надзаплавною терасою, з двома, з багатьма;
– співвідношенням терас між собою: вкладені, прислонені, накладені, врізані;
– симетричністю берегів: симетрична, асиметрична з односторонньо розвиненими терасами, асиметрична з крутими берегами.

3.1.3. З історії досліджень руслових процесів

Наукове досліджування флювіальних процесів було започатковане в кінці XIX ст. і пов'язане з дослідженнями річкових глибин для потреб судноплавства. Наукові основи вивчення флювіальних процесів заклали інженери В.М. Лохтін (1897) [25], який досліджував поліпшення судноплавних умов рік, та Р. Кеннеді (1895) – будував зрошувальні канали.

Дослідження флювіальних потоків розвинулися зі створенням у колишньому Ленінграді Державного гідрологічного інституту (1919) та Московського гідрометеорологічного інституту (1930). У Москві вивчення руслових процесів також концентрувалося у державному університеті імені М.В. Ломоносова. Видатні руслознавці (М.А. Веліканов, В.М. Гончаров, В.М. Маккавеєв, І.І. Леві) розробили теоретичні основи гідродинамічного напряму руслових процесів, які згодом виокремились в спеціальну дисципліну [53].

Дослідження другої половини XX ст. пов'язані з інтенсивними розробками теорії руслових процесів, які опирались на експериментальні дані. Почали працювати ленінградська та московська наукові школи, а також науковці Ташкента, Тбілісі, Одеси, Києва, Чернівців. Значні дослідження виконали у США, Великобританії, Нідерландах, Італії.

✓ Виділяємо напрями досліджень флювіальних процесів, які розвинулися у другій половині XX ст.: теорії руслових процесів; форм рельєфу русла, їхнього розвитку; класифікацій русел; твердого стоку потоків; саморегуляції русел; дослідження меандрів рік, їхнього виникнення, типів, характеру змін; вивчення заплав і форм рельєфу заплав тощо.

У 60-х роках XX ст. сформувалась гідроморфологічна теорія руслових процесів. Її розвиток пов'язують з досягненнями М.Є. Кондратьєва, І.В. Попова, К.І. Росинського, Б.Ф. Сніщенко, І.А. Кузьмина, М.І. Маккавеєва, Н.А. Ржаніцина, Р.С. Чалова, Л. Б. Леопольда, М. Ж. Вольмана.

Суттєвим доробком у розвитку теорії руслових процесів стали дослідження Н.С. Знаменської. Проаналізувавши донні форми, вона типізувала *русловий процес на активний і пасивний*. Активна фаза є межею розвитку головного рельєфу та ширини русла, пасивна виявляється в тому, що успадковані форми головного рельєфу впливають на потік і самі зазнають деформацій з утворенням руслових форм вищих порядків [17].

У другій половині XX ст. у руслознавчій літературі набули поширення питання класифікації річкових русел. Звичний *поділ русел на прямолінійні, звивисті та розгалужені* ввели К.І. Росинський та І.О. Кузьмін у 1947 р. М.А. Веліканов (1958) виділяв *чотири типи русла за ступенем стійкості: 1) ріки підвищеної стійкості; 2) нормальної стійкості; 3) рівнинні ріки зниженої стійкості; 4) нестійкі ріки*.

М.І. Маккавеєв (1971) і Р.С. Чалов (1979) запропонували розділяти русла на *нестійкі, малостійкі, відносно стійкі, стійкі* [28].

Ще одна класифікація русел полягала у виділенні *рівнинних, напівгірських і гірських рік*. Першим обґрунтував необхідність відокремлення названих трьох типів русел М.І. Маккавеєв (1955). Для гірських рік характерні бурхливі потоки, русла порожнисто-водоспадні або з безпасмовою формою руху наносів. Напівгірські русла є перехідною формою між гірськими та рівнинними, вони можуть утворювати врізані меандри у низькогір'ях або формувати розгалуження у передгір'ях. Рівнинним рікам властиве пасмове переміщення наносів і меандрування [27].

Пізніше для гірських рік Р.С.Чалов (1979) запропонував три типи руслових форм залежно від характеру переміщення наносів гірськими потоками: *1) з розвиненими алювіальними формами; 2) з нерозвиненими алювіальними формами; 3) порожнисто-водоспадне* [44]. І.В. Криленко та С.К. Хакімов (1991) додали ще два типи: селеве та скалисте або лоткове. А.Ф. Кафтан (1983) для рік Українських

Карпат виділив: каналізовані та ступінчасті русла [18]. Русла з розвиненими алювіальними формами передбачають наявність виражених плес і перекатів, а також боковиків, островів. Русла з нерозвиненими алювіальними формами характеризуються одноманітною глибиною потоку, яка порушується окремими валунами та брилами, біля яких виникають гідравлічні скачки і низькі водоспади. Порожнисто-водоспадні русла зумовлені наявністю порогів і водоспадів у днищі потоків, скупченням уламків скальних порід. Русла каналізованих і ступінчастих типів прямолінійні, не розгалужені на рукави, утворюють лише вимушені вигини під час набігання потоку на скалистий берег. Якщо надходження матеріалу в русло більше, ніж транспортувальна здатність потоку, то порожнисто-водоспадне русло трасформується у селеве. Ступінчасті русла утворились внаслідок природних (нерозмиті підстеляючі породи, наноси схилових процесів) та антропогенних чинників (ступені-перепади для сплаву лісу, розведення форелі).

Найбільшого поширення набули класифікації річкових русел за їхніми обрисами в плані, так звані морфодинамічні. Перша *морфодинамічна класифікація* належить К.І. Росинському та І.О. Кузьміну (1947, 1958). Вони виділили *прямолінійні* (відповідний тип деформацій – періодичне розширення), *звивисті* (розвиток звивин, меандрування) та *розкидані* (блукаючі) русла [37].

О.В. Андреєв та І.А. Ярославцев (1958) виділяли серед рівнинних рік: немеандровані, яким властива побічна форма руху наносів; окрема форма немеандруючих рік – з острівною формою перенесення руслових накопичень; меандровані зі значною звивистістю руслової зони; блукаючі русла, які неперервно міняються.

Подальший розвиток класифікаційних схем головно пов'язаний з меандруванням, разом з яким враховують транспортувальну здатність потоку, стійкість русел, форму транспортування наносів, вертикальні деформації (врізання рік чи акумуляція матеріалу). Перший варіант такої класифікації запропонував І.В. Попов (1965), доповнив М.Є. Кондратьєв (1968). У ній типи русел розміщені у певній послідовності: *1) стрічково-пасмовий; 2) боковиковий; 3) меандрування обмежене; 4) меандрування вільне; 5) меандрування незавершене; 6) заплавна багаторукавність; 7) руслова багаторукавність* [21].

Підсумкову класифікацію русел рік розробив Р.С. Чалов (1996, 1997). За структурою це багаторівнева класифікація, яка ґрунтується на принципі незалежності розвитку трьох головних типів русел (рис. 3.1.16). У ній враховані особливості взаємодії потоку і русла в широкозаплавних, обмежених умовах розвитку руслових деформацій, а також різниці в механізмі руслових процесів на гірських, напівгірських і рівнинних річках.

Сучасні руслові дослідження рік Карпато-Подільського регіону розпочались у середині 60-х років XX ст. Це пов'язано з комплексними планами освоєння водних ресурсів, які впроваджувались у Радянському Союзі. Тому такі дослідження були прикладними, інженерними, часто стосувались берегозахисних заходів на річках Українських Карпат та дії найбільших паводків [12].

У 70-х роках руслові дослідження рік регіону активно розвивались. У 1974 р. вперше узагальнили основні типи русел рік Українських Карпат. Проаналізували також руслові процеси на передгірних ділянках рік, що відображено у спільній доповіді на IV Всесоюзному гідрологічному з'їзді. Згодом типізацію русел вдосконалив О.Н. Кафтан.

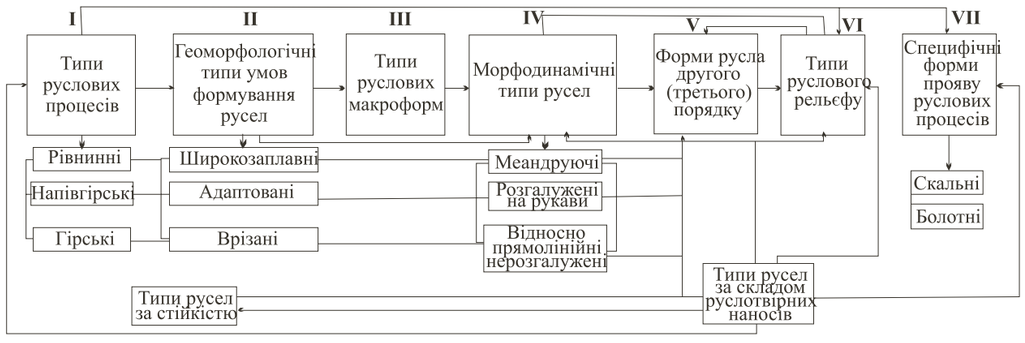


Рис. 3.1.16. Морфодинамічна класифікація Р.С. Чалова [46]

Наприкінці 70-х років були організовані стаціонарні руслові спостереження, які проводила гідрометеорологічна служба на р. Бистриця Надвірнянська поблизу с. Пасічна.

Морфологічні та гідроморфологічні дослідження доповнювали інженерним, гідродинамічним, гідравлічним моделюванням. Їх проводили Інститут гідромеханіки АН УРСР та Український НДІ гідротехніки та меліорації.

У 1974–1979 роках В.В. Онищук (під керівництвом М.Н. Бухіна) досліджував вплив неоднорідності незв'язаних грунтів (на передгірних ділянках рік) на значення нерозмиваючих швидкостей. В.В. Онищук та О.Н. Кафтан розробили важливі уявлення про систему потік-русло, вважаючи, що в центрі уваги має бути явище меандрування відкритих водотоків [53].

Водночас в Інституті гідромеханіки АН УРСР під керівництвом В.А. Базилевича проводили дослідження з розробки методів гідравлічного розрахунку та моделювання деформацій гальково-гравійних русел, які продовжили у 80-х роках.

У 70–80-х роках XX ст. прикладні, технічні дослідження врегулювання русел рік гірсько-передгірної зони виконував також А.Я. Каганов. Він опрацював гідроморфометричні характеристики гірських водотоків, стійкість русел, роль споруд, які перетинають потік, вплив обвалування на розвиток гірських русел та інші питання; запропонував відповідні методи обчислення.

Від другої половини 90-х років розпочався сучасний етап досліджень русел рік України – розвивались погляди на їхнє раціональне, оптимальне використання, а також застосовували нові методологічні підходи.

Особливим поштовхом для розгляду питань активності руслових процесів стали катастрофічні паводки на Закарпатті у 1998 та 2001 роках. Їх визначили як руслоруйнуючі і такі, що спричинили пошкодження або руйнування значної кількості інженерних споруд.

О.Г. Ободовський проаналізував процеси руслоформування рівнинних рік, оцінив стійкості русел. Це, зокрема, стосується й Подільських приток Дністра. Вони входять до двох основних зон: вільного й обмеженого руслоформування. Основні типи русел – *вільно меандруючі, каналізовані, розгалужені, дещо прямолінійні, а також врізані прямолінійні та врізані меандруючі* [30].

Потужний комплекс досліджень ерозійно-акумулятивних процесів у басейнових системах, а також структури та динаміки річкових систем, починаючи від 70-х років, проводився у Львівському національному університеті під керівництвом І.П. Ковальчука [19]. Вони пов'язані з аналізом геоекологічної ситуації в басейнах, охоплюють їхній сучасний стан, а вікові зміни.

Дослідження гідрографічної мережі Українських Карпат виконував Б.В. Кіндюк, який вивчав паводковий стік у річках. Його можна застосувати в оцінках руслоформувальних витрат води.

Науковці національних університетів, гідромеліоративних, сільськогосподарських та екологічних установ України постійно виконують дослідження руслових процесів і змін річкових русел [8].

Питання для самоперевірки знань

1. Які види методів досліджень флювіальних процесів?
2. Назвати аспекти дослідження русел рік.
3. Перелічити характеристики, які надають під час опису заплави ріки.
4. Які характеристики дають під час вивчення надзаплавних терас?
5. Яка послідовність вивчення річкових долин?
6. Вклад науковців у вивчення руслових процесів.
7. Навести приклади класифікації руслових форм і процесів.

Бібліографія

Основна

1. *Спиридонов А.И.* Изучение эрозионного рельефа // Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования / А.И. Спиридонов. – Москва: Высш. школа, 1970. – С. 262–324.

2. *Стецюк В.В.* Основи геоморфології: навч. посібник / В.В. Стецюк, І.П. Ковальчук; За ред. О.М. Маринича. – Київ: Вища школа, 2005. – С. 174-223.
3. *Charlton Ro.* Fundamentals of fluvial geomorphology. – Routledge, New York. – 2008. – P. 234. ISBN 978-0-415-33454-9.

Допоміжна

4. Алювій. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/Алювій
5. *Бабанов Ю.В.* Асимметрия рельефа: причины и следствия / Ю.В. Бабанов – Казань: Изд-во КГПИ, 1979. – 97 с.
6. *Байрак Г.Р.* Руслова мережа Львова: зміни за історичний період та сучасний стан / Галина Байрак // Вісник Львівського університету. Сер. геогр. – 2016. – Вип. 50. – с. 3-21.
7. *Байрак Г.Р.* Сучасні руслові процеси і динаміка русла р. Тиси на ділянці перетину Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма / Байрак Г.Р. // Фізична географія та геоморфологія. Вип.62. – Київ: ВГЛ "Обрі", 2011. – С. 45-54.
8. *Байрак Г.* Різночасові та сучасні дослідження активності руслових процесів на Верхньобескидській ділянці Дністра / Байрак Г.Р. // Фізична географія та геоморфологія. Вип.66. – К.: ВГЛ "Обрії", 2012. – С. 216-225.
9. *Барышников Н.Б.* Антропогенное воздействие на русловые процессы / Н.Б. Барышников. – Ленинград: Изд-во ЛГМИ, 1990. – 140 с.
10. *Барышников Н.Б.* Динамика русловых потоков и русловые процессы / Н.Б. Барышников, И.В. Попов. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1988. – 454 с.
11. *Барышников Н.Б.* Русловые процессы: учебник / Н.Б. Барышников. – Санкт-Петербург: Изд. РГГМУ, 2008. – 439 с.
12. *Бухин М.Н.* Основные типы русел Украинских Карпат / М.Н. Бухин, А.Н. Кафтан, В.А. Базилевич // Мелиорация и водное хозяйство. – 1974. – Вып. 29. – С. 74–84.
13. *Великанов М.А.* Динамика русловых потоков. В 2 томах. – Москва: Гостехтеорлит, 1954-1955. – 646 с.
14. *Гончаров В.Н.* Динамика русловых потоков / В.Н. Гончаров. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1962. – 366 с.
15. *Гришанин К.В.* Динамика русловых потоков / К.В. Гришанин. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1969. – 428 с.
16. *Еременко Е.А.* Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины / Е.А. Еременко, А.В. Панин. – Москва: МИРОС, 2010. – 192 с.
17. *Знаменская Н.С.* Гидравлическое моделирование русловых процессов / Н.С. Знаменская. – Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1992. – 240 с.
18. *Кафтан А.Н.* Исследование основных руслоформирующих факторов рек Украинских Карпат: автореф. дисс. на соискание ученой степени канд. геогр. наук / А.Н. Кафтан. – Львов: ЛГУ, 1983. – 26 с.
19. *Ковальчук І.П.* Регіональнй еколого-геоморфологічний аналіз / І.П. Ковальчук. – Львів: Ін-т українознавства, 1997. – 439 с.
20. *Кондратьев Н.Е.* Основы гидроморфологической теории руслового процесса / Н.Е. Кондратьев, И.В. Попов, Б.Ф. Снищенко. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1982. – 272 с.
21. *Кондратьев Н.Е.* Русловой процесс / Под ред. Н.Е. Кондратьева. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1959. – 371 с.
22. *Курдюмов Л.Д.* Закономерности эрозионно-аккумулятивного процесса / Л.Д. Курдюмов. – Ленинград, 1977.
23. *Ламакин В. В.* О динамической классификации речных отложений // Землеведение. Новая серия. Т. 3(43). – Москва: Моск. общ. испыт. природы, 1950. – С. 161–168.
24. *Ласточкин А.Н.* Геоморфология / А.Н. Ласточкин, С.Ф. Болтрамович, А.И. Жиров, Д.В. Лопатин. – Москва: Академия, 2005. – 528 с.
25. *Лохтин В.М.* О механизме речного русла. – СПб.: Типография министерства путей сообщения, 1897. – 77 с.
26. *Маккавеев Н.И.* Русло реки и эрозия в ее бассейне / Н.И. Маккавеев. – Москва: Изд-во АН СССР, 1955. – 347 с.
27. *Маккавеев Н.И.* Сток и русловые процессы / Н.И. Маккавеев. – Москва: Изд-во МГУ, 1971.– 116 с.
28. *Маккавеев Н.И.* Русловые процессы / Н.И. Маккавеев, Р.С. Чалов. – Москва: Изд-во МГУ, 1986. – 264 с.
29. *Маккавеев Н.И.* Эрозионно-аккумулятивные процессы и рельеф русла реки. Избранные труды / Н.И. Маккавеев. – Москва: Изд-во МГУ, 1998. – 285 с.
30. *Ободовський О.Г.* Руслові процеси: навч. посібник / О.Г. Ободовський. – Київ: РВЦ Київського ун-ту, 1998. – 134 с.

31. *Паранько І. С.* Геологія з основами геоморфології: навч. посібник / І. С. Паранько, А. О. Сіворонов, О. І. Мамедов. – Кривий Ріг: Мінерал, 2008. – 323 с.
32. Пойма и пойменные процессы: межвузовский сборник / Под. ред. проф. Н.Б. Барышникова и проф. Р.С. Чалова. – Санкт-Петербург: РГГМУ, 2006. – 136 с.
33. *Потапов И.И.* Моделирование гидродинамических и русловых процессов равнинных рек: автореф. дисс. на соиск. ученой степени доктора физ.-мат. наук / И.И. Потапов. – Владивосток, 2006. – 35 с.
34. Практикум з курсу "Геоморфологія": навч.-метод. посібник (видання друге виправлене і доповнене) / Г.Р. Байрак, Р.М. Гнатюк, П.М. Горішний, Я.Б. Хомин. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2015. – 86 с.
35. *Ржаницын Н.А.* Руслоформирующие процессы рек / Н.А. Ржаницын. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1985. – 264 с.
36. Річкова тераса. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/Річкова тераса.
37. *Росинский Н.И.* Речные наносы / Н.И. Росинский, В.К. Дебольский. – Москва: Наука, 1980. – 219 с.
38. Русловой режим рек Северной Евразии (в пределах бывшего СССР) / Под ред. Р.С. Чалова. – Москва: Изд-во МГУ, 1994. – 336 с.
39. *Рычагов Г. И.* Общая геоморфология / Г. Рычагов 3-е изд., перераб. и доп. – Москва: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. – 416 с.
40. *Сидорчук А.Ю.* Морфология и динамика руслового рельефа / А.Ю. Сидорчук, А.Е. Михинов.– Москва, 1985. – 160 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.fluvial-systems.net/books/book_1985.pdf
41. *Сидорчук А.Ю.* Структура рельефа речного русла / А.Ю. Сидорчук. – Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1992. – 125 с.
42. Сучасна динаміка рельєфу України / В.П. Палієнко, А.В. Матошко, М.Є. Барщевський, Р.О. Спиця, С.В. Жилкін, Г.В. Кучма, Г.В. Романенко, Л.Ю. Чеботарьова та ін. – Київ: Наук. думка, 2005. – 267 с.
43. Флювіальний рельєф. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/Флювіальний_рельєф
44. *Чалов Р.С.* Географические исследования русловых процессов / Р.С. Чалов. – Москва: МГУ, 1979. – 232 с.
45. *Чалов Р. С.* Общее и географическое русловедение / Р.С. Чалов. – Москва: Изд-во МГУ, 1997.
46. *Чалов Р.С.* Морфодинамика русел равнинных рек / Р.С. Чалов, А.М. Алабян, В.В. Иванов, Р.В. Лодина, А.В. Панин. – Москва: Геос, 1998. – 288 с.
47. *Чалов Р. С.* Речные излучины / Р.С. Чалов, А.С. Завадский, А.В. Панин. – Москва, 2004. – 353 с.
48. *Чалов Р.С.* Русловедение: теория, география, практика. Т. 2. Морфодинамика речных русел / Р.С. Чалов. – Москва: КРАСАНД, 2011. – 960 с.
49. *Черваньов І.Г.* Флювіальні геоморфосистеми: Дослідження і розробки Харківської школи / І.Г. Черваньов. – Харків, ХНУ. 2006. – 322 с.
50. *Чернов А.В.* Геоморфология речных пойм / А.В. Чернов. – Москва: МГУ, 1983. – 197 с.
51. *Шанцер Е. В.* Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит // Труды Геологического ин-та АН СССР. – Вып. 135. – Геол. сер. (№ 55). – 1951. – 274 с.
52. *Швебс Г.И.* Теоречиские основы эрозиоведения / Г.И. Швебс. – Киев; Одесса: Вища школа,1981. – 223 с.
53. *Ющенко Ю.С.* Геогідроморфологічні закономірності розвитку русел: монографія / Ю.С. Ющенко. – Чернівці: Рута, 2005. – 319 с.
54. *Kirstie A. Fryirs, Gary J. Brierley* Geomorphic analysis of river systems : an approach to reading the landscape.– Australia, New Zealand: Wiley-Blackwell, 2013. – 369 p. – ISBN 978-1-4051-9275-0 www.wiley.com/go/fryirs/riversystems
55. *Wohl Ellen* Rivers in the Landscape: Science and Management. – Wiley-Blackwell, 2014. – 330 p. – ISBN 1118414896.

3.2. Вивчення ерозійного рельєфу

Термін ерозія походить від лат. *erosio* – роз'їдання [11].

Ерозійні процеси – це руйнування поверхні порід чи ґрунту водою (водна ерозія), вітром (дефляція), льодом (екзарація) і морем (абразія). Водна ерозія виникає за наявності поверхневого водного стоку. Власне ерозійний рельєф утворюють тимчасові водні потоки. Вони виникають після зливових опадів чи швидкого танення снігу у вигляді струменів води на схилах і струмків у від'ємних формах рельєфу. Плинна вода розмиває підстеляючу поверхню, тому переважає глибинна ерозія.

3.2.1. Класифікації ерозійних процесів і форм рельєфу

✓ Внаслідок діяльності ерозійних процесів виникають відповідні форми рельєфу. Їхній еволюційний ряд такий: *борозна* (глибиною до 0,5 м) → *вимоїна (синоніми – водория, промивина,* до 2 м) → *яр* (2–10 м) → *балка* (5–50 м і глибше) (рис. 3.2.1). Для означення пологих, без різких обрисів, заглибин на земній поверхні використовують терміни лощина, мікроулоговина. *Лощи́ни* (нім. *dellen*, рос. *ложбины, логи*) – розлогі лінійно видовжені пониження на поверхнях межирічних рівнин, з пласкими і вузькими днищами, надзвичайно пологими схилами, що без виразних меж (брівок) змінюються суміжними плакорами [24]. За іншими авторами, під *лощинами* розуміють лінійні негативні форми рельєфу з коритоподібним поперечним профілем і нечіткими структурними лініями (ребрами рельєфу) – брівками, тиловими швами днища [10]. Під російськомовним терміном *"потяжина"* розуміють малу борозну глибиною до 3–5 см.

а *б* *в* *г*

Рис. 3.2.1. Еволюційний ряд ерозійних форм:
а) борозна; *б*) вимоїна; *в*) яр; *г*) балка

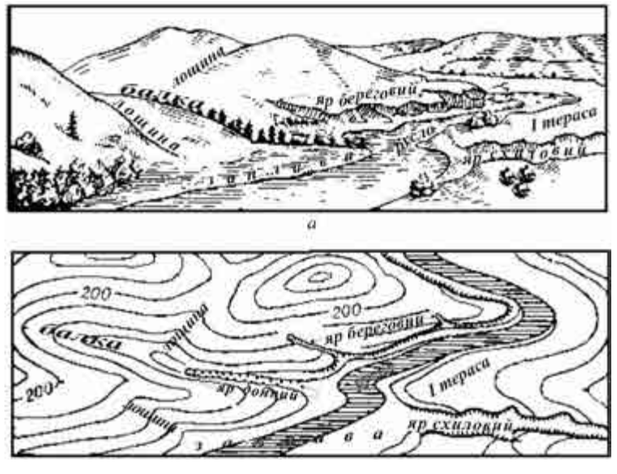
За О. Спиридоновим (1985) виділяють: улоговини – плоскі, слабко помітні зниження; вибоїни та дрібні вимоїни – глибиною до 0,5 м; глибокі вимоїни – 0,5–2,0 м; неглибокі яри – 2–5 м; середні яри – 5–15 м; глибокі яри – 15–25 м; дуже глибокі яри – понад 25 м.

За об'ємом розрізняють: вимоїни (до 10 м^3); невеликі яри (10–100 м^3); середні яри (100–1 000 м^3); великі яри (1 000–10 000 м^3); дуже великі яри (понад 10 000 м^3) [22].

✓ Класифікації ярів.

1. За розташуванням у рельєфі: *вершинні, схилові, берегові та донні*. Вершинні розвиваються у верхів'ях малих долинних форм – балок, лощин, долинах рік перших порядків. Схилові яри розташовані на схилах пагорбів чи долинних форм, часто виходять за їхню брівку. Схилові яри, які розташовані поблизу берегів ріки і не виходять за брівку долини, називають береговими (рис. 3.2.2). Донні яри приурочені до днищ балок, улоговин, лощин.

2. За будовою в плані: *простий, розгалужений, складнорозгалужений та яркова система*. Простий яр у плані є одним прямим або слабозігнутим руслом з двома-трьома розгалуженнями в районі вершини. Розгалужені та складнорозгалужені яри характеризуються наявністю кількох боко-



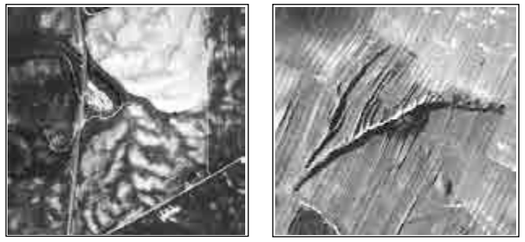
б

Рис. 3.2.2. Флювіальні форми: *а*) на місцевості;
б) зображені на топографічних картах

вих відгалужень вздовж всієї довжини основного русла, з яких великі за своїми морфометричними характеристиками збігаються з основним руслом. Яружна система – єдина сукупність основного русла та густої мережі ярів менших порядків [1].

3. За фазами активізації: *первинні та вторинні*. Первинні (бічні, вихідні) виникають на схилах пагорбів чи долин внаслідок активізації ерозії струмкових водотоків. Вторинні (донні, вкладені) розвиваються у днищах долинних форм активізацією тимчасових руслових потоків.

4. За породами, які прорізають: *у пухких чи корінних скельних породах*. У плані яри, закладені у пухких породах, мають розгалужені та складнорозгалужені форми, а в корінних – прості ланцетовидні форми (рис. 3.2.3). Яри, врізані у піщані породи, мають покаті осипні схили, а складені лесами чи вапняками – круті схили.



а *б*

Рис. 3.2.3. Яри, врізані у лесовидні суглинки на Волинській височині (*а*) та у вапняки на Бережанському Опіллі (*б*)

5. За стадіями розвитку. У розвитку ярів, за С.С. Соболєвим (1948), виділяють чотири стадії: 1) вимоїни; 2) врізання висячого яру вершиною (збільшення довжини) та зростання глибини; 3) вироблення профілю рівноваги; 4) спокійний розвиток та його затухання [35].

Стадія 1 – яр зароджується на крутій ділянці схилового водозбору у вигляді розривів дернини, просвітів лійок розмиву, їхнього з'єднання, утворення вимоїни та поступової концентрації схилового потоку в єдиному руслі. На цій стадії впливають антропогенні чинники, випадкова інтенсифікація або припинення лінійної ерозії. Період від утворення лійки розмиву до вимоїни важко визначити тимчасовим відрізком. Початок утворення яру чітко фіксується з моменту виходу на плакорні поверхні і перетворення вимоїни в лінійну форму з типовим для яру поздовжнім профілем і розмірами, що не дають змоги її знищити подальшою оранкою.

Стадія 2 – найбільш інтенсивний ріст яру за всіма параметрами поблизу брівки схилу, особливо його довжини та глибини. Поздовжній профіль тальвегу в середній і гирловій частині залишається опуклим, що сприяє збільшенню швидкостей, а, відповідно, розмиваючій і транспортуючій здатності та каламутності потоків талих і дощових вод. За час цієї стадії довжина яру виробляється на 70–80% від максимально можливого, об'єм – на 35–45%.

Стадія 3 – повністю закінчується вироблення довжини яру; об'єм до кінця стадії виробляється на 60–80%. Друга й особливо третя стадії характеризуються найінтенсивнішим зниженням швидкостей лінійного й об'ємного зростання, що є наслідком зменшення привершинної площі водозбору в міру регресивного просування яру вгору по схилу. Водночас знижується середній ухил поздовжнього профілю яру і відбувається його виположування, перетворення з випуклого в прямий і випукло-ввігнутий. Ця стадія завершує період найбільш активного росту яру.

Експериментальні дослідження виявили, що глибина та довжина ярів росте швидко в початковий період утворення ярів і за 1% часу досягають 60% своїх граничних розмірів, навпаки, площа за цей самий час розвитку досягає лише 20%, а об'єм – 10% своїх гранично можливих величин. До 5% загального часу розвитку яру його глибина і довжина досягають 80% свого кінцевого розміру, об'єм – 35%. Зростання всіх параметрів яру може повністю припинитися до 60% часу його існування та розвитку [23].

Стадія 4 – відбувається поступове формування виробленого поздовжнього профілю, його трансформації з прямого і випукло-ввігнутого у ввігнутий. Це час повільного та порівняно спокійного розвитку яру. Для цієї стадії характерне чергування за часом і за довжиною яру процесів та зон ерозії й акумуляції. У цій стадії яр досягає своїх граничних розмірів [32].

На схилах ярів часто розвиваються опливини, сповзання, осипання ґрунту, які охоплюють неглибокі шари відкладів. Опливини характерні для схилів, складених лесовими, сповзання – щебенисто-суглинистими, осипання – щебенистими породами.

Швидкості росту від року до року змінюються в кілька разів аж до повного припинення і варіюють залежно від водності року, розмивної здатності ґрунтів, рельєфу, стадій розвитку яру, антропогенних впливів. Аналіз матеріалів сучасної активності яркової ерозії на Східноєвропейській

рівнині засвідчує, що найтиповішими середніми швидкостями лінійного росту ярів можна вважати 0,5–2,0 м/рік [9].

✓ Залежно від походження води для появи стоку на поверхні ґрунту розрізняють *три види ерозії: від талих вод, зливову та іригаційну* (за М.М. Заславським, 1979).

Ерозія від талих вод – це змив ґрунту водами, які надходять під час танення снігу. Вона пов'язана з великою тривалістю процесу, охоплює значні території, проте відзначається невеликою інтенсивністю, оскільки в період танення снігу ґрунт більшу частину часу перебуває в мерзлому стані і не піддається знесенню. *Зливова ерозія* – це змив ґрунту водами, які залишаються на поверхні після випадання дощів. Тривалість її впливу на ґрунт вимірюється годинами та хвилинами. Маса змитого ґрунту більша, ніж у разі танення снігу і досягає 10–100 т/га за рік. За зливової ерозії ґрунти руйнуються з двох причин: внаслідок змивання та розмивання потоками стікаючих по поверхні вод, які не встиг увібрати ґрунт і через руйнування ґрунтових агрегатів краплинами дощу. Потужність розмивного потоку поверхневих вод найбільше залежить від інтенсивності і тривалості дощу та довжини схилу. *Іригаційна ерозія* виникає після зрошення. Ґрунти вбирають не всю воду, яка подається під час дощування, а її надлишок зумовлює стік. Залежно від способу зрошення іригаційну ерозію поділяють на підвиди: ерозія у разі поливу вздовж борозен, смуг, чеків і дощування [12].

✓ Залежно від дії води на ґрунт і результатів цієї дії водну ерозію поділяють на два види – *площинну (площові змиви) і лінійну (лінійні розмиви)*. Г.І. Швебс (1974, 1981) ці види ерозії називає поверхнево-схиловою та ярково-русловою (рис. 3.2.4).

Початковим елементом площинної ерозії є *крапельна ерозія* (ерозія розбризкування). Під час випадання атмосферних опадів або поливу дощувальними установками відбувається розбризкування дощових крапель і градин. Під дією їхньої ударної сили відбувається руйнування суцільності ґрунтового покриву та переміщення на невелику відстань його окремих частинок. Ерозійне руйнування ґрунту, зумовлене безпосередньою дією вод зрошення, називають також поливною ерозією [31].

Водна ерозія *змиває та розмиває* ґрунт у тимчасовій струмковій мережі та міжструмковому просторі. У тимчасовій потічковій мережі відбувається поверхнево-дрібноструминний, а на міжпотічковому просторі – зливовий поверхневий змив.

Розмив ґрунту в ерозійних мікроформах (борознах) називають ще струминною ерозією. Розрізняють струминний і зливовий струминний розмиви. Струминний розмив зумовлений талими чи поливними водами, зливовий – додатковим енергентичним впливом крапель дощу.

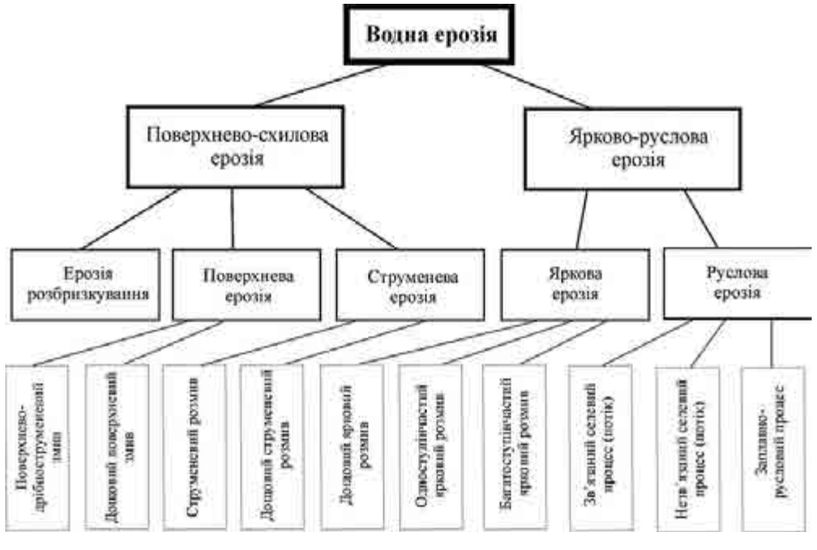


Рис. 3.2.4. Структура водно-ерозійного процесу [40]

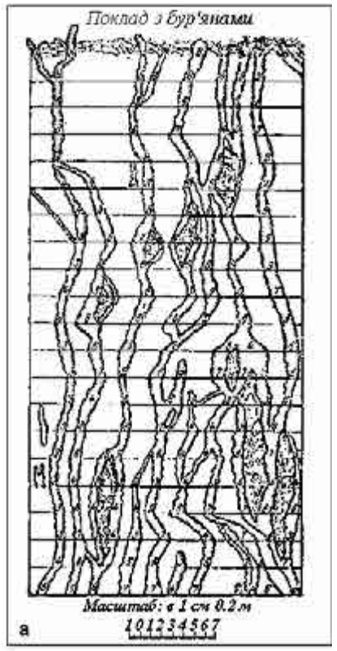


Рис. 3.2.5. Система мікрорусел на схилі, зайнятому ріллею

Деякі дослідники розглядають ерозію як процес, який виникає внаслідок перевищення критичної напруги зрушення. Ділянка поверхні діє як суміш різних умов (випадковостей) для середньорічної величини розвантаження потоку в цій точці. Напруженість зрушення рахують як величину, яка залежить від організації поля висот. Існує закон потужності ерозії, який констатує, що локальна швидкість ерозії є степеневою функцією площі, розміщеної вище.

У разі збільшення глибини потоку течія стає турбулентною, що спричиняє нелінійний ріст ерозії. Напруження, які виникають між потоком і ґрунтовою поверхнею, створюють умови для переходу системи "потік – поверхня" у стан самоорганізованої критичності. Досягнувши еродуючої швидкості, потік починає зривати частинки ґрунту. Ерозійний процес локалізується: починають формуватися русла (ерозійний канал буквально угвинчується у поверхневий шар ґрунту) (рис. 3.2.5). Складний нелінійний характер процесу призводить до утворення спочатку окремих каналів стоку, які, об'єднуючись, потім формують флювіальну мережу. Ця мережа, досягнувши певної стадії розвитку, починає діяти як ціле, тобто в ній виникає розподіл функцій. Характеристики системи мікрорусел закономірно змінюються в напрямі вниз вздовж схилу, віддзеркалюючи рух до оптимальної організації [41].

Великі елементи струминної мережі, які в літературі називають струменевими розмивами, є першим етапом формування лінійних розмивів, тобто ярково-руслової ерозії. Глибокі лінійні розмиви поступово трансформуються в яри. Г.І. Швебс (1981) ярково-руслові види ерозії поділяє на яркову та руслову ерозію (див. рис. 3.2.4). Яркова ерозія охоплює лінійний, одноступінчастий та багатоступінчастий розмиви. Одноступінчастий розмив поширений у схилових ярах з перепадом ухилу перед вершиною (відвершком) яру, яким він росте. Багатоступінчастий розмив розвивається у формах, які мають кілька ерозійних врізів.

З часом після вироблення профілю рівноваги роль бокових і глибинних ерозійних процесів у розвитку ярів поступово зменшується, стабілізується лінійний ріст цієї форми рельєфу. Ярковий процес затухає, яр перетворюється в балку. У балки наявне ширше днище, конус виносу у гирлі, розлогі схили, іноді наявна одна надзаплавна тераса. Саме своїм динамічним станом – енергійного розвитку чи можливої активізації, яр відрізняється від балки.

✓ Ерозійні процеси класифікують також *за головними чинниками*, які зумовили їхнє виникнення. Виділяють такі чинники впливу:

1) клімат. Це шар, режим, характер та інтенсивність дощових опадів (табл. 3.1), енергія, діаметр падаючих крапель, шар снігу, вміст у ньому води, інтенсивність танення снігу, глибина промерзання ґрунту, а також ступінь континентальності клімату, тривалість весняного сніготанення, характер зим. Зазначимо, що між кількістю опадів і величиною ерозії не існує прямого зв'язку, тому що ерозійна робота виконується не стільки опадами, скільки за допомогою сил поверхневого стоку, величина яких залежить не тільки від характеристик опадів, а й від інфільтраційних властивостей ґрунту;

Таблиця 3.1

Залежність стоку і змиву ґрунту від інтенсивності дощу [13]

Інтенсивність дощу, мм/хв	Стік, % кількості опадів	Змив ґрунту, т/га
0,25	5	0,22
0,5	19	0,75
1,0	56	6,6
2,0	61	35

2) морфологічні особливості рельєфу. Сюди зачисляють: крутість (або ухил), довжина, форма поперечного профілю й експозиція схилів. Змив і розмив ґрунтів найбільше залежать від крутості схилу (табл. 3.2).

Таблиця 3.2

Залежність змиву ґрунту від крутості схилу [13]

Крутість схилів	Можливий ступінь змиву
Рівні ділянки, менше 1°	Немає
Пологі схили, 1-2°	Слабкий
Покаті 2-5°	Середній
Круті 5-10°	Сильний

Залежність змиву від нахилу поверхні описує функція $f_1(I)=I^m$, де I – ухил схилу; m – емпіричний показник ступеня. Величина показника ступеня для пару (зябу) у середньому становить 1,3–1,5, тобто зі збільшенням ухилу вдвічі інтенсивність змиву збільшується у 2,5–2,8 рази. За наявності сільськогосподарських культур $m=1,2-0,9$ для густопокривних культур і $m=0,8-0,7$ для багаторічних трав і природних травостоїв (за Г.І. Швебсом, 1981) [40]. За іншими авторами (Wishmeier W.H. & Smith D.D., 1978), за ухилу $I=3°$ (ухил 5%) функція $f_1(I)=0,45$, за $I=5°$ (ухил 9%) $f_1(I)=1,0$, за $I=7°$ (ухил 12%) $f_1(I)=1,55$. Тобто, за невеликих ухилів (3–4%) його подвоєння дає збільшення функції вдвічі, а за великих ухилів (10–15%) те саме подвоєння ухилу зумовлює збільшення функції втричі. Для ерозійно-небезпечних схилів із ріллею (5–7°) значення $m=1,4-1,5$ [1]. Це свідчить про те, що саме крутість схилів найперше визначає ступінь еродованості земної поверхні.

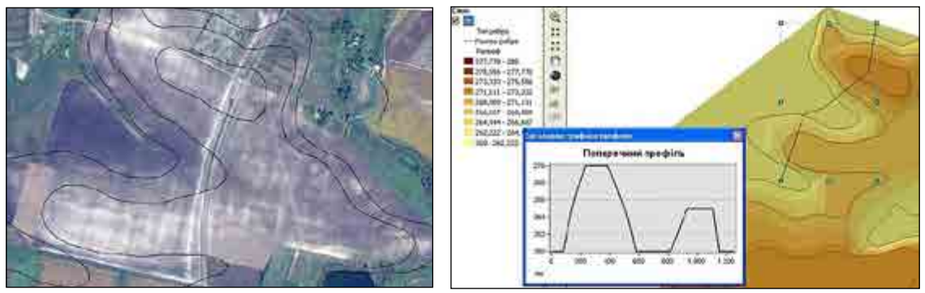
Довжина схилу впливає так, що на довгих схилах їхня нижня частина отримує більше поверхневих вод, ніж середня і верхня. Ґрунти на довгих схилах зазнають сильнішої ерозії, ніж ґрунти на коротких за однакової крутості.

Форма схилу: на випуклих у поперечному профілі схилах ерозія сильніша, ніж на ввігнутих (рис. 3.2.6). Це пояснюємо тим, що на випуклому схилі його крутість зростає донизу схилу, разом з нею наростає і швидкість потоку, що зумовлює збільшення відриву частинок ґрунту.

Експозиція схилу: впливає на інтенсивність ерозії, яку виконують талі води. На схилах південної експозиції танення снігу весною інтенсивніше, з'являється більше водного стоку, який на покатих схилах й оголених розмерзлих ґрунтах, більше їх розмиває.

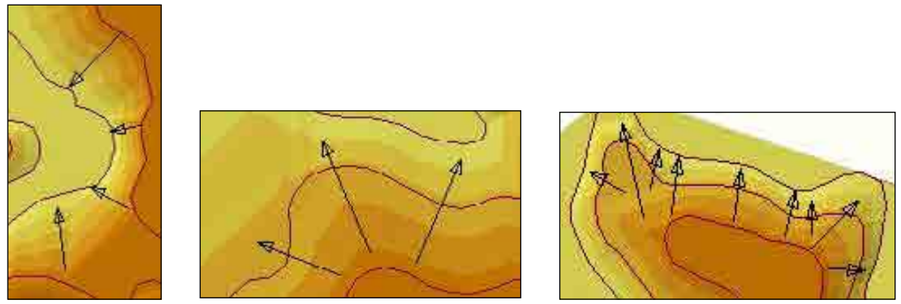
Характер мікробасейну (водозбору, повздовжнього профілю схилу). Розрізняють *три типи водозборів ярково-балкових форм*: лійкоподібний, розсіюючий, прямий (рис. 3.2.7). Лійкоподібний водозбір має ввігнутий характер повздовжнього профілю схилу, розсіюючий – випуклий, а на прямому горизонталі простягаються майже прямолінійно. Відповідно, найбільша концентрація стоку у лійкоподібному мікробасейні, звідси й ерозія у ньому сильніша;

3) властивості ґрунтів і ґрунтотвірних порід. Головний чинник – літологічний склад і розмивна здатність порід. Залежно від податливості гірських порід до розмиву водою вони поділяються на ті, що легко розмиваються, ті, що є помірними до розмиву водою, та ті, які важко розмиваються.



а *б*

Рис. 3.2.6. Відображення площових змивів на космознімку краю Подільської височини (околиці м. Золочева) (*а*) і рельєф цієї ділянки, виконаний в ArcGIS (*б*). Поперечний профіль відображає наявність прямих і випуклих схилів, до яких приурочені змиви



а *б* *в*

Рис. 3.2.7. Види мікробасейнів ерозійних форм: *а*) лійкоподібний на ввігнутому вздовж повздовжнього профілю схилі; *б*) розсіюючий на випуклому по довжині схилі; *в*) на більшій довжині схилу переважає прямий, на меншій – розсіюючий мікробасейн

До першої групи належать леси та лесоподібні суглинки, до другої – пісковики, крейда, сланці, аргіліти, до третьої – вапняки, доломіти, граніти [1]. Відповідно інтенсивніше зазнають ерозії породи першої групи.

Впливає також гранулометричний склад відкладів. Зі збільшенням розмірів частинок їхня протиерозійна стійкість знижується. Піщані відклади чи супіщані ґрунти більш ерозійно нестійкі, ніж глинисті та суглинисті. Це пояснюють різною силою зчеплення між частинками породи: між малими зернами вона сильніша, ніж між великими, і, відповідно, сильніша водоміцність агрегатів. Велика еродованість лесових порід пов'язана з їхньою великою вертикальною пористістю та тріщинуватістю.

Фільтраційні властивості ґрунтів: що вони більші, то еродованість ліпша. Піщані ґрунти й окультурені суглинисті та глинисті краще вбирають воду, відповідно в них ерозія сильніша.

Ще один чинник – вологість ґрунтів. Сухі ґрунти мають стійкішу структуру, ніж вологі. Вологі ґрунти здатні менше поглинати й утримувати вологу через перенасиченість нею. Тому повторні дощі небезпечніші для ерозії, ніж первинні.

Ґрунти з більшою кількістю гумусу більш ерозійно стійкі, оскільки в них ліпша оструктуреність. Чорноземи більш ерозійно стійкі, ніж підзолисті чи сірі ґрунти;

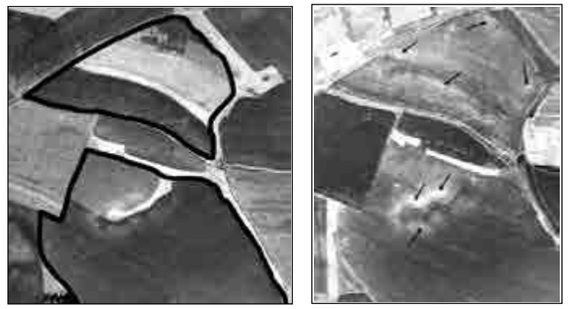
4) рослинність. Наявність будь-якої рослинності на схилах є важливим протиерозійним чинником. Ступінь впливу залежить від її виду та стану: чим вона краще розвинена і густіша, тим протиерозійна стійкість вища. Рослинність зменшує ударну силу дощу і вплив його на частинки ґрунту. Деяку кількість опадів затримує зелена маса рослинності, вони не потрапляють на землю і не беруть участі у поверхневому стоці. Коренева система рослин скріпляє структурні елементи ґрунту, зменшуючи їхню ерозію. Що розвиненіша коренева система, то ліпша протиерозійна стійкість ґрунтів.

Схиловий поверхневий стік затримує значна залісненість басейну. Під впливом заліснення він загалом скорочується на 30–50%. Породний склад лісу також впливає на стік: буково-ялинові та букові ліси ліпше затримують поверхневий стік, ніж чисті ялинові. З'ясовано, що максимальні модулі стоку з лісистих водозборів у 1,5–5 разів менші, ніж із безлісих. Іншими словами, суцільна вирубка лісу призводить до збільшення сумарного стоку у 2,5 раза, максимального модуля стоку – втричі. Найсприятливішим є гідрологічний режим на водозборах рік і струмків з лісистістю понад 65–70% і незадовільним – у басейнах з лісистістю менше 30–35%. Стиглі деревостани у віці 35–70 років краще забезпечують стабілізацію стоку і послаблюють бурхливий прояв повеней, ніж молоді. В середньому у перший рік після вирубки стік збільшується приблизно на 12%, а за 3 роки – на 7% [3, 44].

Серед сільськогосподарської рослинності в порядку спадання протиерозійної стійкості йдуть: злаково-бобові травосуміші (багаторічні трави), які є потужним засобом захисту ґрунту від ерозії та відновлення його родючості → густо покривні озимі культури, які захищають ґрунт в осінньо-весняний період → ярові колосові культури, які захищають ґрунт у літні місяці → пропашні культури, які слабко захищають ґрунт від ерозії [13].

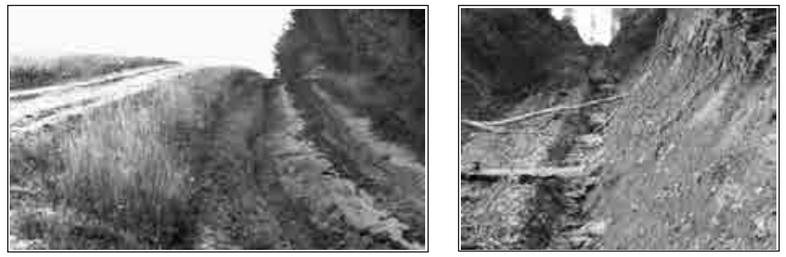
Загалом стік зливових вод у дубово-грабових лісах у 3–4 рази менший, ніж на трав'яних схилах, і в 10–15 разів менший, ніж на оголених (за В. Рахмановим, 1984);

5) антропогенний чинник. Найбільше впливає суцільна розорюваність поверхонь, яка відбувається на плакорних ділянках, у верхів'ях днищах балок, ерозійно-небезпечних покатих схилах від 7° (рис. 3.2.8). Ерозія розвивається також на полях, оранка яких відбувається вздовж падіння схилу. Пряма нарізка угідь із прямими границями призводить до утворення борозен вздовж них. Ерозійна енергія потоку в заглибинах у 6–7 разів вища, ніж на сусідніх міжборозенчастих ділянках. Має значення неправильний агротехнічний обробіток ґрунту, неправильні сівозміни: виключення з них багаторічних трав, неодноразовий посів пропашних культур тощо. Важка сільськогосподарська техніка для обробітку угідь сприяє ущільненню та зменшенню фільтрації ґрунтів. Лінійна ерозія часто розвивається на польових і лісових дорогах, які простягаються вздовж падіння схилу (рис. 3.2.9).



а *б*

Рис. 3.2.8. Зміни контурів полів на Опіллі. Фрагменти аерофотознімків 1967 (*а*) (контуром виділено групи полів, які будуть об'єднані) і 1984 рр. (*б*) (стрілками показано розвинені площові змиви) [4]



а *б*

Рис. 3.2.9. Формування лінійних розмивів вздовж доріг: на Мізоцькому пасмі (*а*) і у Вулканічних Карпатах (*б*)

✓ Ступінь ураження території ярами виражають у відсотках площі, безпосередньо зайнятої ярами: за сумарною протяжністю ярів, що вимірюється; довжиною яркової мережі на 1 км; щільністю ярів, яку вимірюють їхньою кількістю на 1 км^2; за розчленованістю схилів ярами, яка визначається середньою відстанню між двома ярами; за об'ємом ярів (м^3/км^2). Визначаючи ступінь ураження території ярами, треба враховувати тільки яри, а не ярково-балкову систему в цілому.

М.М. Заславський (1983) запропонував таку шкалу для складання картограм сумарної протяжності яружної мережі: менше 0,1 км/км^2; 0,1–0,25; 0,25–0,5; 0,5–0,7; понад 0,7 км/км^2 [12].

Розчленованість схилових земель за середньою відстанню між двома ярами може бути: слабкою – понад 1000 м; середньою – 500–1000; сильною – 250–500; дуже сильною – менше 250 м.

Річну інтенсивність лінійної ерозії оцінюють за такими показниками: за об'ємом ґрунту, винесеного з вимоїн і ярів, тобто за річним збільшенням об'єму всіх вимоїн і ярів на цій території; за приростом площі, зайнятої вимоїнами та ярами; за збільшенням їхньої загальної протяжності.

3.2.2. Методи досліджень

Методів, які застосовують для вивчення сучасних процесів водної ерозії, є досить багато (див. розділ 2.3). Вони допомагають з'ясувати темп розвитку процесів на сучасному етапі, чинники

та закономірності прояву процесів, основні тенденції розвитку, оцінити ефективність різних протиерозійних заходів. Мета всіх методів полягає у забезпеченні можливості прогнозу їхньої активізації на найближче майбутнє та запобігання негативних наслідків дії на довкілля.

✓ Виділяємо такі *методи досліджень проявів водної ерозії*:

1) польових параметричних обчислень;
2) дистанційних досліджень;
3) картографічні та геоінформаційно-картографічні;
4) моделювання й експериментів.

Залежно від об'єкта дослідження ці методи поділяємо на два різновиди: *методи вивчення форм лінійної ерозії* та *методи досліджень площових змивів*.

1. Польові методи

1.1. Метод натурного спостереження.

Дають такі характеристики *ярів*:

– належність до однієї з класифікаційних груп: вершинні, схилові, берегові чи донні; первинні чи вторинні; прості, розгалужені, складнорозгалужені;
– глибина та ширина вздовж брівки, параметри верхніх, середніх і нижніх частин яру;
– стадія формування яру;
– породи, які прорізає яр: корінні, пухкі, змішані;
– тип поздовжнього профілю: похилий, крутий, східчастий, "водоспадний" (з перепадом висот понад 1 м) (за Б.П. Любімовим, 1988);
– тип поперечного профілю: симетричний ящикоподібний з плоским днищем; коритоподібний; V-подібний з крутими схилами; каньйоноподібний з прямовисними схилами; асиметричний з одним похилим, а іншим крутим бортом;
– площа водозбору;
– тип водозбору: лійкоподібний, прямий, розсіюючий;
– типи вершин і ознаки росту вздовж них: похилі, задерновані, практично незростаючі; з перепадом висот 1–3 м, незадерновані, зростаючі, з щорічним приростом 2–3 м; з перепадом висот від 3 до 10 м, активно зростаючі, з щорічним приростом до 10 м; катастрофічно зростаючі вершини зі щорічним приростом понад 10 м і перепадом висот понад 10 м [22];
– процеси, які розвиваються на стінках яру (обвалювання, борозенчаста ерозія, опливини, осипи);
– характер рослинності на схилах яру: задернований, з деревною рослинністю, оголений;
– крутість, форма і довжина схилу, на якому розташований яр;
– головні чинники формування яру;
– види природокористування, в межах яких розвивається яр (у лісі, на межі сільськогосподарських угідь, у межах лучно-степових ділянок тощо);
– наявність протиерозійних споруд;
– рекомендації зі зменшення та регулювання лінійної ерозії в ярі.

Для балок характеристика подібна до опису яру, проте додають таке:

– наявність тераси та її морфометричні показники;
– наявність конуса виносу, його параметри, склад пролювіальних накопичень. Типи конусів винесення й ознаки динаміки форм вздовж них такі: малого об'єму, задерновані, з малою динамікою щорічного приросту; великого об'єму, незадерновані, зі значним щорічним приростом завдяки балковим виносам.

Площові змиви описують за схемою:

– площа території, охопленої змивами;
– площа ділянок із слабким, середнім і сильним змивом. Ступінь змиву визначають за кольором орного горизонту, за кількістю втраченого гумусу, за зменшенням запасів гумусу [13];
– наявність дрібних борозен на поверхні змиву, їхні параметри;
– характеристика ґрунтового профілю: звертають увагу на його морфологічні особливості, які є діагностичною ознакою еродованості;
– ґрунтотвірні породи, які виорюються на поверхню;
– морфологічні характеристики схилів, на яких відбуваються змиви (крутість, довжина, форма, експозиція);
– площі полів, напрям оранки стосовно падіння схилу;

– сільськогосподарські культури на полях зі змивами;
– заходи з послаблення дії площової ерозії.

1.2. Для дослідження інтенсивності лінійної ерозії, зокрема, активності процесів у ярах чи балках, застосовують:

– *метод реперів (металічних шпильок, кілків)*. Їх закріплюють у прибрівковій частині та у днищі ерозійної форми. Розташовують у верхній, середній і нижній частині форми. Забезпечують міцність закріплення у ґрунтотвірній породі, щоб репери не були зміщені горизонтально чи вертикально під дією зовнішніх сил. Через певний період часу вимірюють зміни матеріалу стосовно зафіксованого рівня поверхні відкладів. Оголення репера свідчить про ерозію, а його замулення чи засипання – на акумуляцію матеріалу. Величина зміни означає темп ерозії за певний період у певному регіоні;
– *метод фотографічного та стереофотографічного наземного знімання*. Фотографують відвершки, брівки та днища яру. На фотографіях має бути деяка постійна мітка – дерево, стовп, забита рейка, стосовно яких можна було б простежити набуті зміни. Фотографують також з двох базисів, щоб під час накладання фотографій утворився стреоефект – це дасть більшу впізнаваність об'єктів. Повторюють процес через 1–5–10 років і визначають інтенсивність ерозії.

1.3. Для дослідження інтенсивності площової ерозії використовують:

– *метод борозен*. Після злив вимірюють площі поперечного перетину утворених на схилі борозен на деякому перерізі. Визначають їхній об'єм і перераховують його на площу поверхні ($м^3$/га, т/га). Так визначають ерозійні втрати ґрунту;
– *метод стокових майданчиків*. На схилі обгороджують плівкою, бетонними чи дерев'яними бортиками певну його ділянку, а внизу ставлять стоко- і змивообліковувальне устаткування. Після кожної зливи обчислюють об'єм твердого стоку. Цілорічні спостереження на кількох таких майданчиках на ріллі, багаторічних травах, у лісі дають змогу визначити загальний темп ерозії у досліджуваному регіоні;
– *метод вимірювання об'ємів наносів*. Виконують обчислення акумульованого матеріалу нижче місць ерозії, у пригирлових частинах ерозійних форм, а також у ставках (величина їхнього замулення). У днищах ярів і балок формують приймаючі *площини-пастки*, в яких накопичується матеріал, знесений з цих форм. Величина акумуляції за певний період означає інтенсивність ерозійних процесів;
– *складання і порівняння ґрунтово-екологічних профілів*. Починають дослідження в полі, де описують ґрунтові розрізи, а для оцінки їхньої змитості виконують лабораторні аналізи морфологічних ознак, фізичних і хімічних властивостей. З'ясовують чинники ґрунтотворення. Зіставляють отримані особливості ґрунтових горизонтів з профілями ґрунтів непорушених цілинних земель. Визначають ступінь змитості досліджуваного ґрунту;
– *штучне дощування експериментальних польових ділянок*. Виконують полив дослідної ділянки, закладеної на різних за морфологічними особливостями схилах і на різних ґрунтах. Визначають чинники формування змиву.

2. Дистанційні методи

2.1. Теодолітне (цифрове стереофототеодолітне знімання). Детально знімають нанорельєф схилів аналоговими або цифровими теодолітами. На підставі цифрового знімання, на екрані монітора горизонталями або точками з відмітками висот відображаються закартовані елементи ерозійних форм. З'ясовують їхні параметри, особливості розташування у просторі.

2.2. Лазерне 3d-сканування. Розрізняють сканування з повітря (лідарне) та наземне. Знімання виконують у тривимірній площині, де разом з координатами точок отримують їхні висоти. Дані вводять у комп'ютерну програму (AutoCad), де вона будує цифрову модель ділянки у тривимірному вигляді. Наземне сканування допомагає отримувати детальні зображення в масштабі 1:100. Сканування з повітря виконує цифровий сканер LIDAR (Light Detection and Ranging), розташований на борту літака (пропозиція фірми Leica Geosystems). Отримують дані не тільки про місцевість, а й про інженерно-технічні споруди, розташовані на ній. Матеріали знімання дають змогу створити високоточні 3d-моделі рельєфу через програмні засоби, аерофотомозаїку масштабу 1:5 000 і 1:1 000. Ерозійні форми вивчають на екрані монітора з роздільною здатністю до 20 см.

2.3. Аерофотознімання та знімання з безпілотників. На підставі цих знімань отримують зображення місцевості з роздільною здатністю 1–5 м і дрібніші. Спостерігають активні форми

ерозії, які виявляють за незадернованими стінками ярів і балок, свіжими відвершками та конусами виносу, замуленими водоймами. Відмічають нові борозни, площі змитих ґрунтів на полях, свіжі вимоїни, яри в місцях вирубок лісів. У минулому суцільні аерофотознімання виконували для різних територій України у 50–80-ті роки XX ст. Давні аерофотознімки зберігають у геологічних, гідромеліоративних експедиціях, держцентрі "Природа". Порівняння сучасних і давніх аерофотознімань місцевості дає змогу виявити детальні обриси ерозійних форм та оцінити їхню динаміку.

2.4. *Космознімання.* У відкритому доступі є космознімки на веб-вузлі "Планета Земля", роздільна здатність яких сягає 5 м/пікс. Для прикладних досліджень космознімки замовляють у фірм-дистриб'юторів, які надають зображення з більшою роздільною здатністю, у вихідних каналах знімань (спектральних діапазонах) чи з певними радіометричними характеристиками. Отримують космознімки з космічних супутників QuickBird (просторове розрізнення 0,61 м у панхроматичному і 2,44 м в мультиспектральному режимі), Ikonos (відповідно, 1 та 4 м), Orbview-3 (1 та 4 м), Formosat (2 та 8 м), Spot-5 (5 та 10 м), Alos (2,5 та 10 м), WorldView-1 (0,5 м у панхроматичному режимі), WorldView-2 (0,50 та 1,8 м), GeoEye (0,41 та 1,65 м). Мультиспектральне зображення з'єднують з панхроматичним для одержання кольорового зображення з вищою роздільною здатністю [21]. За космознімками виявляють границі поширення проявів ерозійних процесів, ураженість території небезпечними проявами, місце розташування та обриси конкретних форм, параметри форм. З'ясовують характер дії на господарське використання території, локалізують заходи з попередження негативного впливу.

2.5. *РЕМ стереофотограмметрія*. Радіоелектронна мікроскопія (РЕМ) дає змогу досліджувати морфологію зерен, їхні розміри, внутрішню будову, виявляти форми входження елементів у склад матеріалів, а також злами порід. Радіоелектронний мікроскоп має роздільну здатність 20–3 нм і велику глибину різкості, які на порядок більші, ніж в оптичного. Частинки за допомогою стереоефекту спостерігають на екрані монітора у різних площинах, а також на різних висотах, що дає змогу отримувати наочне об'ємне зображення структури поверхонь. Метод використовують для аналізу частинок еродованих ґрунтів.

3. Картографічні та геоінформаційно-картографічні методи

3.1. *Картографування*. На підставі аналізу космічних, аерофотоматеріалів і польових досліджень уточнюють сучасні розміри ерозійних форм на існуючих топографічних картах.

На оглядових дрібномасштабних картах способом точкових і лінійних умовних знаків зображають поширення великих лінійних ерозійних форм і ареалами – площових. На середньомасштабних картах зображають ареали поширення лінійних форм за їхньою частотою розміщення та переважаючою довжиною. На великомасштабних картах картують конкретні прояви ерозії.

Будують окремі геоморфологічні карти:

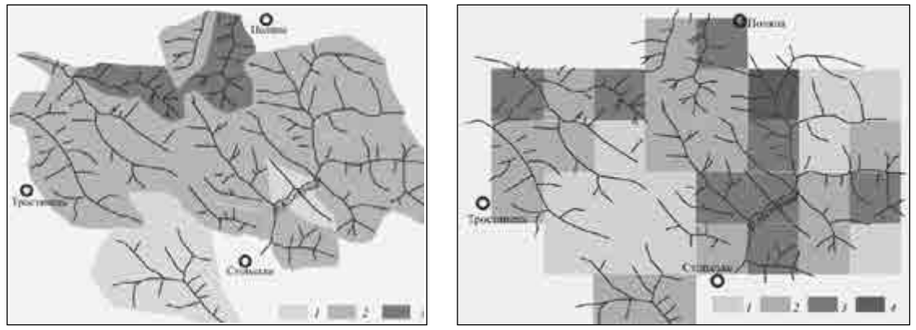
– яркової ерозії (з відображенням головних заходів боротьби з нею);
– щільності ярів (од/км^2);
– густоти яркової мережі в км/км^2 або ізолініях (за В. Черв'яковим, О. Кисельовою, 1976). Показником густоти мережі є довжина тальвегів ерозійних форм на одиницю площі, а також віддаленість вершин вододілів від найближчих тальвегів [22];
– щільності або густоти яркових відвершків.

На підставі різночасових даних будують такі карти:

– інтенсивності лінійної ерозії за збільшенням протяжності вимоїн і ярів (км/км^2);
– збільшення щільності лінійних форм (шт/га);
– збільшення площі, зайнятої ерозійними формами (м^2/га).

Основою виділів можуть бути цілі квадрати карти (1 км^2) – такі карти називають ще картограмами, або басейни рік високих порядків (рис. 3.2.10). У басейновій організації території контури змін характеру розчленування природніші, виділи компактніші, що дає змогу виявляти закономірності у розподілі показників. Зокрема, приуроченість найбільшої та найменшої густоти розчленування до певного складу порід чи характеру неотектонічних рухів. На картограмах такі закономірності часто губляться, оскільки між ділянками з рівномірним розподілом інтервалів часто вклинюються квадрати надто великих чи малих значень, що не дає цілісної картини характеру розчленування. Проте виконання картограм простіше.

3.2. *Геоінформаційне картографування*. Поширеними геоінформаційними програмними пакетами є MapInfo, ArcGIS, QGIS, PCRaster та ін. У цих програмах є змога накладати різні тематичні



а *б*

Рис. 3.2.10. Густота розчленування Стільського Опілля (км/км^2):
а) на основі басейнів рік першого-другого порядку: *1* – 0-2,0; *2* – 2,1-3,0; *3* – 3,1-4;
б) на основі квадратів кілометрової мережі: *1* – 0-2,0; *2* – 2,1-3,0; *3* – 3,1-4,0; *4* – 4,1-5. Масштаб 1:50 000

шари карт та оцінювати локалізацію ерозії на території. До таких карт належать: цифрової моделі рельєфу, ліній стоку, карти ґрунтів, землекористувань, протиерозійних заходів тощо.

Серед карт ерозії автоматично, задаючи певні команди, в ГІС будують карти порядків водотоків (схилових ліній стікання), густоти розчленування й інтенсивності змиву-акумуляції. В ArcGIS порядки водотоків виділяють за допомогою модуля Hydrology (див. п. 4.9). На її підставі будують карту густоти розчленування (шляхом ArcToolBox / Spatial Analyst Tools / Density / Line Density).

У пакеті PCRaster (Нідерланди) виконують відображення можливої площової ерозії, використовуючи об'ємну модель мікрорельєфу схилів і ґрунтової карти [30]. Задаючи певні вхідні чинники – різний крок розрахунків, характеристики поверхневої вологості та механічного зчеплення верхнього шару ґрунту, форму схилового водозбору будують карти інтенсивності змиву ґрунту (рис. 3.2.11). Дані використовують для прогнозування врожайності культур із врахуванням втрат гумусу внаслідок ерозії.

4. Методи моделювання та експериментів (див. п. 2.3, 2.5.6)

4.1. *Фізичне (натурне) моделювання та експеримент*. Щоб з'ясувати чинники змиву ґрунтів та особливості ерозії, виконують польові та лабораторні експерименти зі штучного дощування. Змінюючи величину дощових крапель, висоту їхнього падіння й інтенсивність поливу, вивчають змив-акумуляцію на тестових майданчиках. У полі такі майданчики розташовують на різних за крутістю і довжиною схилах, різних типах ґрунтів. В лабораторних умовах можливості відтворити природні умови водного стоку значно обмежуються. В обох випадках дотримуються критеріїв подібності моделі та натури. Під час експериментів моделюють особливості формування ерозійних борозен, руйнування ґрунту краплями дощу, його розмив поверхневими потоками тощо.

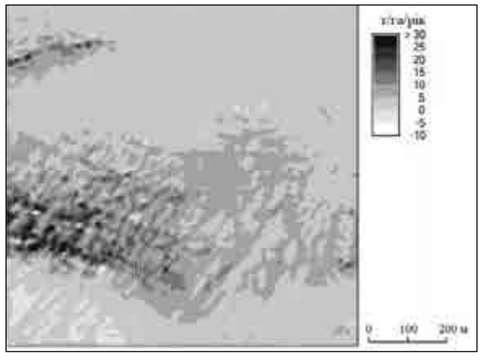


Рис. 3.2.11. Мінливість зливового змиву ґрунту у межах ділянки Банівка на півдні Одеської обл. [26]

Сьогодні виконано багато досліджень з фізичного моделювання ерозії. Ударну дію крапель дощу на ґрунт, процесів краплинної ерозії (або ерозії розбризкування) і змиву ґрунту з використанням штучного дощування вивчали W.D. Ellison (1944, 1947), В.В. Сластіхін (1964), R.S. Palmer (1963), Ц.Є. Мірцхулава (1970), Г.І. Швебс (1968, 1974), А.О. Гаврилиця (1978), В.С. Федотов (1980), M.A. Nearing (1986), І.С. Константинів (1987), А.В. Лавровський (1987), Ю.П. Сухановський (1981, 1999). Так, Н. Гудзон (1974), натягнувши над ріллею під час зливи протимоскітну сітку,

довів зменшення змиву зі зменшенням величини крапель. Протиерозійні властивості ґрунтів з використанням гідравлічних лотків різної конструкції досліджували В.Б. Гуссак (1946), Ц.Є. Мірцхулава (1967, 1970), М.С. Кузнєцов (1981). Штучне дощування виконували Г.І. Швебс (1969, 1974), М.І. Ігошин (1982), Г.І. Швебс, О.О. Світличний, С.Г. Чорний (1988), О.О. Світличний (2002). Розмив ґрунту горизонтальним струменем води із заданими характеристиками вивчав Г.В. Бастраков (1980) [5].

Лабораторні експерименти побудовано на визначенні протиерозійної стійкості ґрунтів, ерозійної міцності ґрунту (метод Г.В. Бастракова). В лабораторних умовах змінюють показники макро-, мікроструктури ґрунту, його гранулометричного й гумусного складу, виконують штучне дощування. Експерименти допомагають оцінити протиерозійну стійкість ґрунту за розмивом, руйнацією агрегатів у потоці води та під дією крапель дощу, за розмивом у потоці або в струмені води ґрунтових зразків чи монолітів. Критерієм протиерозійної стійкості є час, який потрібний для повного розмиву заздалегідь визначеного об'єму ґрунту, або інтенсивність такого розмиву за фіксованої швидкості подачі води в лоток. Інколи визначають параметр "швидкості, за якої розпочинається безперервне відривання часток (агрегатів), що призводить до повної руйнації ґрунту" [25].

4.2.Уявне математичне моделювання – подання інформації у вигляді формул, системи алгебричних і диференціальних рівнянь, а також нерівностей, матриць, просторових графів. Суть математичного моделювання полягає у розробці числових виразів, які описують параметри водних потоків і характер їхньої дії на земну поверхню. Змінюючи значення вихідних даних, домагаються відтворення параметрів потоків у різних просторових умовах. За допомогою математичних виразів розкриті енергетичні характеристики опадів, критерії ерозії й акумуляції частинок матеріалу, середньої швидкості потоку (формула Шезі), швидкості схилового стікання (за І.К. Срібним, 1987), критерії розмиваючої швидкості потоку, ступеня турбулентності течії (число Рейнольдса), впливи шорсткості поверхні на стік, характеристики витрат наносів (формула В.М. Гончарова, 1962) та ін.

Моделювання ерозійної діяльності тимчасових потоків найбільше розвинулося у 70–80-х роках XX ст. В основу моделей було покладено принцип аналізу змін параметрів природного водозбору, які чинять безпосередній вплив на розвиток ярів. Питання фізичного та математичного моделювання ерозії тимчасових потоків розглянуто в працях Є.Ф. Зоріної (1979, 1981), В.Т. Трофімова (1983), В.М. Івоніна (1987). Математичні моделі розвитку ярів у кінці 90-х років запропонував А.Ю. Сидорчук (1998). Просторове моделювання умов зливового змиву та розвитку початкових ерозійних форм виконував О.О. Світличний (1999, 2003, 2010) та його учні. Моделювання водозбірної організації флювіального рельєфу з застосуванням ГІС реалізовував С.В. Костріков (2002, 2006), який своїми дослідженнями підтвердив вплив геоморфологічного компонента середовища на функціонування всієї системи водозбору.

4.3.Комп'ютерне моделювання. Процес розв'язування математичної моделі часто виконують за допомогою комп'ютерних середовищ. Комп'ютерне моделювання – це методика, яка побудована на реалізації певної математичної моделі за допомогою сучасних інформаційних технологій. З іншого боку, поняття комп'ютерного моделювання виходить за рамки математичного моделювання, оскільки дає змогу реалізовувати ігрові моделі (наприклад, кліткові автомати, нейронні мережі тощо).

Прикладами просторово-розподілених ерозійних моделей, реалізованих з використанням геоінформаційних технологій, є, зокрема, Лімбурзька модель водної ерозії ґрунту (Limburg Soil Erosion Model – LISEM), яку розробили в Університеті м. Утрехту (Нідерланди), використовуючи можливості пакета просторового моделювання PCRaster (De Roo et al., 1994); просторова реалізація модифікованого варіанта логіко-математичної моделі змиву ґрунту Г.І. Швебса, виконана з використанням пакета PCRaster в Одеському державному університеті ім. І.І. Мечникова (Світличний, 1995); просторова реалізація Модифікованого універсального рівняння втрат ґрунту (RUSLE), виконана у Львівському національному університеті ім. Івана Франка з використанням пакетів ArcView-3.2 та ArcGIS-8.0 (Ямелинець, 2003).

Отже, зважаючи на значне поширення проявів водної ерозії, її вивчення характеризується широким набором різноманітних методів і методик – починаючи від польових стаціонарних і закінчуючи складними математичними моделями та їхнім вирішенням за допомогою комп'ютерних середовищ.

3.2.3. З історії досліджень ерозійних процесів

Розвиток наукових досліджень у галузі ерозієзнавства пов'язаний з виникненням проблеми – катастрофічної деградації ґрунтового покриву внаслідок дії ерозійних процесів. Його руйнування активізувалося після збільшення розорюваності земель, які пов'язані, з одного боку, і збільшенням кількості населення, яке для забезпечення власних харчових потреб освоювало нові землі, а з іншого – зі зростанням попиту на світових ринках на пшеницю. Зростання розорюваності відбувалося в Європі і, зокрема, Австро-Угорщині, в складі якої була західна частина України, ще з кінця XVIII, в США – з початку XIX ст., у Росії, в складі якої була східна частина України, – з другої половини XIX ст. Кілька десятиліть нещадної експлуатації земель сприяли тому, щоб бережливо їх використовувати.

У 1782 і 1807 рр. прийнято австро-угорські універсали щодо ощадливого господарювання на території Галичини. Польський геолог С. Сташиць 1806 р. на підставі кадастрових оцінних матеріалів склав багатоаркушеву геолого-геоморфолого-ґрунтову карту Східної Європи, де, крім понять ліпші, гірші та інші землі, виділяв землі, які придатні для обробітку, і землі, уражені деградаційними процесами, зокрема ерозією. У Львівському університеті 1810 р. була відкрита кафедра сільського господарства (одна з перших у Європі) [8].

Подібна проблема деградації ґрунтів виникла й на американському континенті. Державний діяч Томас Джефферсон 1813 р. писав: "Ми оремо тепер горизонтально, по заокругленням пагорбів і лощин, якими б не були ці звивисті лінії… Навряд чи хоч один грам ґрунту тепер буде втрачено" [1].

Деградацію ґрунтів під дією ерозії у східній частині України частково вивчав В.В. Докучаєв, а згодом його учні. Він розробив головні закономірності ерозії ґрунтів, її взаємозв'язки з рельєфом місцевості, які висвітлив у таких працях "Яри та їхнє значення" (1877), "Наші степи в минулому і тепер" (1892). Серед рекомендацій з реконструкції сільського господарства він пропонував провести заходи з "…регулювання ярів і балок з метою попередження подальшого розмивання їхнього дна і берегів" [13].

Вперше класифікацію ерозійних форм (вимоїна, яр, балка, річкова долина) запропонував В.А. Кіпріянов (1857). І.Ф. Леваківський (1860) згрупував форми у давні – долини і балки, та молоді – яри, вимоїни, борозни. С.Н. Нікітін (1895) вперше поділив яри за місцем їхнього розташування стосовно материнської форми (долини чи балки) на вершинні, схилові і донні (за сучасною термінологією). В.І. Масальський (1897) видав чималу монографію про яри, де обґрунтував їхні морфологічні відміни від балок, а також довів, яке важливе значення для утворення ярів має розорювання земель уздовж схилів, де борозни, межі, канави та інші заглиблення під час танення снігу й сильних дощах є водозбірними каналами, вздовж яких спрямовуються потоки води і роблять розмив [9].

У Галичині на початку XIX ст. були створені рільничі товариства, які, крім координації сільськогосподарського виробництва, пропонували окремим господарствам заходи щодо охорони ґрунтів для отримання високих урожаїв. У Львівському політехнічному Інституті 1810 р. із заснуванням кафедри сільського господарства стали проводити спеціальні дослідження ерозії ґрунтів та пошуки заходів щодо підвищення оптимізації землеробства, охорони ґрунтів від негативних процесів. Ці дослідження продовжили науковці рільничо-лісового факультету Львівської політехніки, Львівського бюро меліорації, члени агрономічної комісії Наукового товариства імені Шевченка у Львові [27].

У східній частині України детально вивчати водну ерозію почали у 20-ті роки минулого століття. У 1925 р. Н.О. Розов за статистичними даними склав картограму розповсюдження ярів на території України. Продовження діяльності щодо вирішення ерозійних проблем України припадає на 1948–1953 роки у рамках "сталінського" плану перетворення природи.

У США на початку XX ст. склалося катастрофічне становище з експлуатацією земельних ресурсів. У 1933 р. була створена Національна служба охорони ґрунтів, яка стала взірцем реалізації державної політики в галузі збереження родючості ґрунту. Ця служба створила мережу спеціалізованих дослідних станцій, на яких протягом минулого століття проводили систематичні дослідження в галузі моделювання ерозійних процесів і вивчення ефективності окремих протиерозійних заходів. У 1939 р. відомий американський ерозієзнавець Х. Беннетт підрахував, що за 150 років історії США на площі в 313 млн га прискорена ерозія знесла значну частину верхнього

найбільш родючого ґрунтового шару. Щодня деградація захоплювала близько 600 га (з них 120 га орних земель), або 220 тис. га в рік [31].

Важливий етап у розвитку ерозієзнавства пов'язаний з працею С.С. Соболєва (1948), де викладено основні методи вивчення процесів ерозії в природі; вперше з'ясували географічні поширеності процесів водної ерозії на території Європейської частини СРСР. С.С. Соболєв розробив нову теорію розвитку схилів та ерозійних ландшафтів, характеристику рельєфу як визначального чинника розвитку лінійної ерозії. Вперше виділив чотири стадії розвитку ярів. Також поділив яри на "первинні" та "вторинні". До первинних зачислив вершинні, берегові (схилові), до вторинних – яри в днищі балки [35].

У 50–80-х роках XX ст. простежувався стрімкий розвиток теоретичних і практичних робіт з вивчення ерозійних процесів і методів боротьби з ними. Це пов'язано з черговим загостренням проблеми ерозії ґрунтів у зв'язку з закладанням великоплощинних полів і розорюванням ерозійно-небезпечних схилів задля високих врожаїв. Вчені, які досліджували закономірності розвитку водної ерозії: О. Козменко (1954), В. Лідов (1954), І. Брауде (1959), М. Маккавеєв (1955), Д. Арманд (1955), Н. Гудзон (1974), Г. Швебс (1974), П. Захаров (1978), Ц. Мірцхулава (1970, 1988), М. Заславський (1983), К. Зоріна (1984, 1992, 1995), М. Волощук (1978, 1981, 1996), І. Ковальчук (1977, 1997), В. Реймхе (1986) та ін. Роботи з фізичного моделювання ерозійних процесів у натурних і лабораторних умовах організував Б.Ф. Косів (МДУ ім. М. Ломоносова) у кінці 1970 – на початку 1980 років. Математичні моделі розвитку ярів запропонував А.Ю. Сидорчук (1998).

З середини 60-х років минулого століття було створено мережу науково-дослідних організацій, які займалися дослідженнями еродованих земель і розробляли ґрунтозахисні системи. Рільнича школа у Дублянах, заснована ще у 1856 р., реорганізована 1946 р. у Львівський сільськогосподарський інститут (з 2008 – Національний аграрний університет), а з 1960 року лабораторії університету значно розширили аспекти своїх досліджень ерозієзнавства.

Кафедра ґрунтознавства і географії ґрунтів в Одеському національному університеті ім. І.І. Мєчнікова була створена у 1967 р. Під керівництвом І.М. Гоголєва і за участі С.С. Бракіна проводили ґрунтово-ерозійне картографування земель Одещини та Миколаївщини. Започатковані дослідження продовжували під керівництвом Г.І. Швебса, який виконував численні польові експериментальні дослідження протиерозійної стійкості ґрунтів. Його вважають засновником одеської школи теоретичного та прикладного ерозієзнавства.

У Луганську 1974 р. був створений Український науково-дослідний інститут захисту ґрунтів від ерозії (з 1990 – Інститут охорони ґрунтів Національної академії аграрних наук України). Інститут вивчав проблеми ґрунтозахисного землеробства, прогнозував ерозійні процеси та районування території України за їхньою інтенсивністю, еколого-економічною оцінкою протиерозійних заходів тощо.

У 60–80-х роках XX ст. ґрунтові аспекти ерозійного процесу, підвищення родючості еродованих ґрунтів, впровадження контурно-меліоративного землеробства вивчали в Інституті землеробства УААН (О.С. Скородумов, О.Г. Татарико, В.В. Вергунов). На початку 90-х років автори технології контурного землеробства були удостоєні Державної премії. Виконували дослідження ефективності протиерозійних заходів у Національному центрі "Інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О.М. Соколовського" (С.Ю. Булигін, В.І. Бураков, А.В. Шатохін), Інституті землеробства і тваринництва західного регіону України (М. Волощук, С. Ковалишин).

З 1968–69 років у Львівському університеті ім. І. Франка працювала ґрунтова експедиція НДС, співробітники якої досліджували ерозійну стійкість ґрунтів, виконували ґрунтово-ерозійне картографування земель Вінницької, Хмельницької, Тернопільської, Львівської та інших областей України.

Видатне досягнення початку 70-х років минулого століття – стаціонарні дослідження розвитку площової ерозії на ключових ділянках Передкарпаття за участю О. Болюха, Я. Кравчука, О. Кінаша, М. Кота (1972–1975) [37]. Досліджували інтенсивність ерозійно-акумулятивних процесів на схилах різної крутості. Виявили, що характер господарської діяльності значно більше впливає на інтенсивність ерозії, ніж природні чинники. О. Болюх уперше ввів термін "тотальний" змив ґрунту. Подальші стаціонарні та напівстаціонарні дослідження продовжив І. Ковальчук на Опіллі (1977–1993), В. Шушняк (1983–1989) у Полонинських Карпатах, Я. Хомин на Закарпатті (1992), Л. Косик на Розточчі (2005–2007).

З 1990 і до сьогодні у Львівському університеті ім. І. Франка під керівництвом проф. С.П. Позняка працює наукова ґрунтознавча школа, пріоритетом якої є дослідження ґрунтів і ступінь їхньої деградації під впливом природних та антропогенних чинників, складені середньомасштабні ерозійно-ґрунтові карти західного регіону України (В. Гаськевич, А. Кирильчук, І. Папіш, Т. Ямелинець).

Питання для самоперевірки знань

1. Назвати історичні етапи дослідження ерозійних процесів в Україні.
2. Схарактеризувати класифікації ерозійних форм.
3. Які чинники виникнення ерозійних процесів?
4. Назвати види досліджень під час польових спостережень ерозійних процесів.
5. Які види дистанційних досліджень застосовують під час вивчення проявів ерозії?
6. Для чого застосовують методи моделювання? Які види?

Бібліографія

Основна

1. *Світличний О.О.* Основи ерозієзнавства: підручник / О.О. Світличний, С.Г. Чорний. – Суми: ВТД Університетська книга, 2007. – 265 с.

Допоміжна

2. *Арманд Д.Л.* Естественный эрозионный процесс // Изд. АН СССР, Сер. геогр., 1955. – № 6. – С. 3–17.
3. *Байрак Г.* Зміни русел малих рік в контексті змін лісистості їхніх басейнів (на прикладі р. Підбуж Старосамбірського району) / Г.Байрак // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: зб. наук. праць. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2016. – С. 18–31.
4. *Байрак Г.Р.* Аналіз рельєфу і природокористування рівнин заходу України за аерокосмічними даними / Г.Р. Байрак. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І.Франка, 2007. – 296 с.
5. *Бастраков Г.В.* Эрозионная устойчивость рельефа и протиэрозионная защита земель / Г.В. Бастраков. – Брянск: Изд-во БГПИ, 1993. – 260 с.
6. *Благодир С.Ф.* Сезонна морфодинаміка яркових форм Львівського Розточчя / С.Ф. Благодир // У зб.: Українська геоморфологія: стан і перспективи. Матеріали міжнародної науково-практичної конференції. – Львів: Меркатор. – 1997. – С. 79–81.
7. *Волощук М. Д.* Реконструкция склоновых земель, пораженных оврагами / М. Д. Волощук; под ред. И. А. Крупеникова. – Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1986. – 268 с.
8. *Гаськевич В.* Історичні аспекти дослідження ґрунтів Малого Полісся для потреб туризму / В. Гаськевич // Історія української географії. – 2000. – Вип. 1 (13). – С. 82–88.
9. География овражной эрозии / Под ред. Е. Ф. Зориной. – Москва: Изд-во МГУ, 2006. – 324 с.
10. *Еременко Е.А.* Ложбинный мезорельеф Восточно-Европейской равнины / Е.А. Еременко, А.В. Панин. – Москва: МИРОС, 2010. – 192 с.
11. Ерозія ґрунтів. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/Ерозія
12. *Заславский М.Н.* Эрозия почв / М.Н. Заславский. – Москва: Мысль,1979. – 245 с.
13. *Захаров Н.Г.* Защита почв от эрозии: учебно-метод. комплекс / Н.Г. Захаров. – Ульяновск: ГСХА, 2009. – 235 с.
14. *Захаров П.С.* Эрозия почв и меры борьбы с ней. – Москва: Колос, 1978. – 176 с.
15. *Зінько Ю.В.* Донні ерозійні форми (дебри) Західного Поділля та їх науково-освітня і природоохоронна оцінка / Ю.В. Зінько // Ерозійно-акумулятивні процеси і річкові системи освоєних регіонів: зб. наук. праць. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2006. – С. 295–299.
16. *Ковальчук И.П.* Стационарные исследования экзогенного рельефообразования в Украине / Рельеф и экзогенные процессы гор. Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием, посвященной 100-летию со дня рождения д-ра геогр. наук, проф. Л.Н. Ивановского – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2011. – Т. 1. – С. 113–116.
17. *Ковальчук І.П.* Регіональнй еколого-геоморфологічний аналіз / І.П. Ковальчук – Львів: Ін-т українознавства, 1997. – 439 с.

18. *Козменко А. С.* Борьба с эрозией почв / А. С. Козменко. – Москва: Сельхозиздат, 1954. – 229 с.
19. *Косик Л.* Результати стаціонарних та напівстаціонарних досліджень сучасних екзогенних геоморфологічних процесів в Українському Розточчі / Л. Косик // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 2007. – Вип. 34. – С. 135–142.
20. *Косов Б.Ф.* Рост оврагов на территории СССР // Эрозия почв и русловые процессы. № 1. – Москва, 1970. – С. 61–68.
21. *Кравцова В.И.* Космические методы исследования почв: Учеб. пособие для студентов вузов / В.И. Кравцова – Москва: Аспект Пресс, 2005. – 190 с.
22. *Кравчук Я.С.* Геоморфологічне картографування: навч. посібник / Я.С. Кравчук. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2006. – 176 с.
23. *Курдюмов Л.Д.* Закономерности эрозионно-аккумулятивного процесса / Л.Д. Курдюмов. – Ленинград, 1977.
24. Лощина. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://uk.wikipedia.org/wiki/Лощина
25. *Мирцхулава Ц.Е.* Водная эрозия почв (механизм, прогноз) / Ц.Е. Мирцхулава – Тбилиси: Менциереба, 2000. – 420 с.
26. *П'яткова А.В.* Просторове моделювання водної ерозії грунту як основа наукового обгрунтування раціонального використання ерозійно-небезпечних земель: дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук за спеціальністю 11.00.11 / А.В. П'яткова. – Одеський державний екологічний університет. Одеса, 2011. – 22 с.
27. *Позняк С. П.* Розвиток грунтознавчої науки у Західному регіоні України. – Сучасні проблеми і тенденції розвитку географічної науки / С. П. Позняк. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2003. – С. 33–37.
28. *Рожков А. Г.* Борьба с оврагами / А. Г. Рожков. – Москва: Колос, 1981. – 200 с.
29. *Розов Н. А.* Овраги Украины / Н. А. Розов. – Киев: Гослесбумиздат, 1927. – 29 с.
30. *Светличный А.А.* Пространственное геоинформационное моделирование и прогноз водной эрозии почв // Проблеми безперервної географічної освіти і картографії. Зб. наук. праць. – Харків, 2013. – Вип. 17. – С. 44–47.
31. *Светличный А.А.* Эрозиоведение: теоретические и прикладные аспекты: монография / А.А. Светличный, С.Г. Черный, Г.И. Швебс. – Сумы: Университетская книга, 2004. – 410 с.
32. *Симоновська М.* Трансформація профілів ярів як показник інтенсивності геоморфогенезу / М. Симоновська // Вісн. Львів. ун-ту. Серія геогр. Вип. 27. – Львів, 2000. – С. 18–23.
33. *Симоновська М.* Вивчення динаміки ярів напівстаціонарними методами / М. Симоновська // Вісн. Львів. ун-ту. Серія геогр. Вип. 29. – Львів, 2003. – С. 153–162.
34. *Симоновська М. Я.* Динаміка ярів в басейні Дністра: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук: 11.00.04 / М.Я. Симоновська. – Львів, 1999. – 19 с.
35. *Соболев С. С.* Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними / С. С. Соболев. – Москва; Ленинград: Изд-во АН СССР, 1948. – Т. 1. – 305 с.; 1960. – Т. 2. – 248 с.
36. *Спиридонов А.И.* Изучение эрозионного рельефа // Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования / А.И. Спиридонов. – Москва: Высш. школа, 1970. – С. 262–324.
37. Стационарное изучение плоскостного смыва в Предкарпатье / О.И. Болюх, А.П. Кинаш, М.Г. Кит, Я.С. Кравчук. – Львов: Вища школа, 1976. – 114 с.
38. Сучасна динаміка рельєфу України / В.П. Палієнко, А.В. Матошко, М.Є. Барщевський та ін. – Київ: Наук. думка, 2005. – 267 с.
39. Узагальнення матеріалів по вивченню екзогенних геологічних процесів по території діяльності підприємства та інженерно-геологічне довивчення території Львівської і частково Закарпатської областей: звіт про НДР / ДНВП "Геоінформ України", ДП "Західукргеологія"; викон.: Т. Стахів – Львів, 2006. – 228 с.
40. *Швебс Г.И.* Теоречиские основы эрозиоведения / Г.И. Швебс. – Киев; Одесса: Вища школа,1981. – 223 с.
41. *Швебс Г.И.* Формирование водной эрозии, стока наносов и их оценка / Г.И. Швебс. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1974. – 184 с.
42. *Шушняк В.М.* Дефініції екзоморфодинаміки / В.М. Шушняк // Фізична географія та геоморфологія. – Київ: ВГЛ Обрії, 2010. – Вип. 1(58). – С. 85–90.
43. *Шушняк В.М.* Сучасна екзоморфодинаміка Українських флішових Карпат: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук / В.М. Шушняк. – Львів, 2007. – 20 с.
44. Эрозия почв. Сущность процесса. Последствия, минимализация и стабилизация: пособие / ред. Д.Д. Ноур. – Chisinau: Pontos (Центральная типография), 2001. – 428 с.

3.3. Вивчення сельових явищ

Сель – це суміш твердого матеріалу і води, яка рухається потоком вниз зі схилів чи вздовж русла долини. Селі належать до процесів, механізм руху яких відбувається за флювіальними та гравітаційними законами. Поштовхом до їхнього виникнення є зливові опади, інтенсивне танення снігу, прориви водосховищ. Передумова – наявність пухкого вивітрілого матеріалу у верхів'ях схилів. Вода змиває його, зосереджуючись спочатку в малих, а потім більших потоках. Частка уламкового матеріалу сягає 75% об'єму рухомої маси (зазвичай частка зважених речовин у гірських ріках становить 1–2%). Швидкість сходження селю 3–8, іноді 12–15 м/с (для порівняння, швидкість рік Дністра чи Стрия на гірських відрізках 0,9–1 м/с). Його проходження супроводжується гулом і вібрацією землі.

Сель – з арабської *сайль* – бурхливий потік; у Швейцарії та Австрії це явище називають *wildback* – дикий потік, у США – *mudflow* грязьовий потік, у Франції *torrent* – гірський потік. Рухається у вигляді валу грязекам'яного місива, який захоплює на своєму шляху все, що потрапляє в сферу його впливу, поступово збільшуючи свій об'єм [2]. Потік змиває і розмиває русло, береги, схили долини, накопичений у їхній основі уламковий матеріал і всі перепони. Триває від 1 до 3–5 год. Залишає на схилі після себе глибокі рови, а у низів'ях – великі маси пухкого матеріалу. Один сель за десятки хвилин зносить стільки пухкого матеріалу, скільки звичайна гірська ріка за 50–100 років [1].

✓ *Чинники сельотворення*

1. Гідрометеорологічні: сума опадів за один дощ; тривалість дощу та його інтенсивність; сніжність зим, інтенсивність снігопадів, висота снігу і його щільність; температура повітря в період сніготанення.
2. Геологічні: літологічний і мінералогічний склад відкладів, гранулометричний склад, форма уламків, від яких залежить механізм руху селя, а також тип і потужність кори вивітрювання (потужність глинисто-щебенистих накопичень), тріщинуватість порід, виверження вулканів, сейсмічність.
3. Геоморфологічні: крутість і форма схилів, ухил ерозійних форм, густота і глибина розчленування земної поверхні, спектр екзогенних процесів досліджуваної території.
4. Ґрунтово-геоботанічні: стан рослинного покриву і тип рослинності; тип ґрунтів і їхній стан.
5. Антропогенні: рубка лісу, випасання худоби та знищення лучного покриву, порушення вимог агротехніки на орних землях, неправильне складування відвалів породи тощо.

Інформацію про гідрометеорологічні чинники беруть з даних гідрометеостанцій або ведуть спеціалізовані дослідження на сельостокових станціях. Геолого-геоморфологічні дані отримують за допомогою експедиційних досліджень, аналізу геологічних, топографічних, геоморфологічних, карт четвертинних відкладів, сучасної тектоніки регіону. Використовують також карти ґрунтів. Дані про антропогенні чинники з'ясовують головно з дистанційних матеріалів та уточнюють польовими методами.

3.3.1. Класифікації селів

Столітній досвід досліджень сельових явищ у різних регіонах Землі дав змогу згрупувати їх за умовами та місцем формування, складовими та характеристиками селевого потоку, джерелами живлення тощо. Класифікації відображають суть сельових явищ, допомагають правильно обрати протисельові заходи.

➢ Селі класифікують:

1. *За генезисом* (класифікація С. Флейшмана, В. Перова, 1986) [15]. На першому рівні класифікації селі згруповані у три класи, які відрізняються за головними чинниками розвитку та режимом. Класи сельових явищ поділяються на типи. В основу виділення типів покладена першопричина утворення селів.

Перший клас – *селі зонального прояву*. Головна причина виникнення – змінність гідрометеорологічних умов. Сходження селів систематичне, а шляхи сходження – постійні. Типи: 1) дощовий; 2) сніговий; 3) льодовиковий. Головні причини виникнення: 1) зливові затяжні дощі; 2) інтенсивне сніготанення; 3) інтенсивне танення снігу та льоду, яке зумовлює прорив накопичень талих льодовикових вод.

Районами сходу селів після інтенсивних злив і сніготанення є південні схили Доломітових Альп в Італії, Північно-Французьких Альп, Великого Кавказу у Грузії та Азербайжані, Малого Кавказу у Вірменії, Паміро-Алтаю, Тянь-Шаню, Забайкалля. Щорічно селі простежуються у Тибеті, Гімалаях, Гіндукуші, Каракорумі. Басейн р. Цзянцзя в межах Юнаньського нагір'я (Китай) має рекордну повторюваність селів – 1–10 разів на рік. У провінції Сичуань (Китай), в межах Сіно-Тибетських гір, виявлено 3100 сельових русел, що в масштабі 1:1 млн є рекордним для світу. Великий дощовий сель відомий на р. Алматинці 1921 р., який призвів до руйнування частини м. Алмати (Казахстан). На американському континенті районами розвитку селів є берегові хребти північного заходу США та Канади, Анди у Чилі, Патагонія в Аргентині.

В Україні переважають дощові селі, які проходять в Карпатах – у басейнах рік Чорної Тиси, Прута, Латориці, Дністра, а також Кримських горах – здебільшого на південно-східних його відрогах.

Другий клас – *азональні або регіональні селі*. Причина – активні ендогенні процеси. Формуються епізодично, неритмічно. Шляхи руху змінюються. Типи: 1) вулканогенний; 2) сейсмогенний; 3) лімногенний. Головні причини виникнення: 1) виверження вулканів; 2) землетруси силою 7–8 балів; 3) прорив природних озерних дамб.

Сейсмогенні селі відбулися 1964 р. на Алясці, 1949 – на Памірі, 1957 – на Становому нагір'ї у Бурятії в Забайкаллі, 1970 – в Перу, 1987 – в Еквадорі. Вулканогенні селі проявилися в Японії, Філіппінах, Індонезії, Мексиці, Коста-Ріці, Еквадорі, Колумбії. Найбільшим вулканогенним селем був потік 1985 р. в Колумбії після виверження вулкану Руіс, внаслідок чого загинуло 23 тис. осіб. Лімногенні селі пов'язані з проривом моренних озер, найбільше розвинені у Канадських Скалистих горах, на Алясці, в Ісландії.

Третій клас – *антропогенні селі*. Головний чинник – порушення стійкості гірських порід внаслідок господарської діяльності людини. Приурочені до зон промислового та землеробського освоєння гірських районів і височин. Режим нестійкий і неоднорідний. Типи: 1) антропогенний або прямого впливу людини (створення неякісних антропогенних форм рельєфу і їхнє руйнування); 2) природно-антропогенний або опосередкованого впливу (знищення і деградація рослинності, що стимулює розвиток сельових й ерозійних процесів) [13].

Антропогенні селі простежувались у Китаї, на його 28 родовищах; у низькогір'ях Великобританії після знищення лісів; в Індії штаті Пенджаб, внаслідок екстенсивного землеробства; внаслідок експлуатації родовищ і вирубування лісів у Бразилії, Венесуелі, Еквадорі. Антропогенний сель відбувся у Києві 1961 р. у Бабиному яру внаслідок прориву дамби, що перекривала рідкі відходи сусідньої цегельні (Куренівська трагедія).

2. *За висотним положенням* (класифікація F. Frech, 1905; Д.Л. Соколовського, 1957):

1) високогірні (вище 2500–3000 м). Їхній об'єм становить 5–25 тис. м³ з 1 км² за один сель;
2) середньогірні (1000–2500 м); об'єм виносу з 1км² 5–15 тис. м³;
3) низькогірні (висота менше 1000 м) об'єм виносу менший 5 тис. м³ з 1 км² за сель.

3. *За речовинним складом* (класифікація М.О. Веліканова, 1945):

1) *воднокам'яні*: об'ємна вага твердого матеріалу 1,1–1,5 т/м³,а вміст до 10%. Через низьку густину подібний до рідин. Відрізняється від водного паводку тимчасовістю і селевим типом гідрографа (у вигляді зубчастої кривої);
2) *грязьові*: об'ємна вага мулистого (менше 1 мм) матеріалу 1,6–2,0 т/м³ або більше 50%. Розвинені у басейнах з піщано-глинистими та лесовими ґрунтами (рис. 3.3.1);
3) *грязекам'яні*: об'ємна вага уламків 2,1–2,5 т/м³. Мають приблизно рівне співвідношення мулистих частинок, уламків різних розмірів і води – до 30%. Через велику густину потік має в'язкопластичні властивості.

У пізніших роботах виділяли також *водноснігові селі* – суміш грудок, зерен снігу з водою. Формуються в період сніготанення під час різких підйомів температури повітря у гірських районах субарктичної зони. Сніговий покрив забезпечує рідку і тверду складові потоку [1].

За гранулометричним складом уламкового матеріалу селі також поділяють на: грязьові (частинок 2 мм менше 10%); щебенисті (галька і валуни менше 10%); галькові (галька і валуни понад 10%, але валунів менше 10%); валунні (валуни та брили понад 10%) [14].

4. *За динамічними властивостями* сельові потоки поділяють:

1) *зв'язні* (вся вода зв'язана дрібними частинками ґрунту, густина 14–22 кН/м³). Рухаються в турбулентному та ламінарному режимах залежно від вмісту глинистих частинок і швидкості руху;

а *б*

Рис. 3.3.1. Види селів:
а) грязевий; *б*) воднокам'яний (район г. Драгобрат у Карпатах)

2) *незв'язні* (є вільна вода, густина 11,5–15,5 кН/м³). Властивий тільки турбулентний режим руху (рис. 3.3.2). Ці види селів важливі під час розрахунків протисельових споруд і призначення відповідних заходів [10].

5. *За величиною* селі означують:

1) дуже малі (менше 1 000 м³) (рис. 3.3.3);
2) малі (1 000–10 000 м³);
3) середні (10 000–100 000 м³);
4) великі (100 000–1 000 000 м³);
5) дуже великі (1 000 000–10 000 000 м³);
6) гігантські (10 000 000 м³ і більше) [16].

Або: катастрофічні (понад 1 млн м³), потужні (об'єм близько 100 тис. м³) і малої потужності (менше 10 тис. м³) [14].

6. *За морфологією (місцеположенням) сельозбірних басейнів*: - руслові (долинні); - схилові.

У першому випадку потік рухається вздовж русла долини, сель значної потужності через велику площу водозбору. У другому випадку селі малі, сходять по одному з гірських схилів чи бортів долини (рис. 3.3.4).

М. Будз розширив цю класифікацію, крім *схилових і руслових селів*, виділив *ярково-балкові системи високогірних областей давнього та сучасного зледеніння, сейсмічних зон, районів сучасного вулканізму* [3].

Схилові сельові потоки поділяють на *ерозійні, лавинні та соліфлюкційні*. Ерозійні схилові сельові потоки виникають на тих ділянках схилів, де у їхніх верхніх частинах є зниження різного генезису (місця формування обвалів, зсувів, ерозійні улоговини тощо), а пухкі схилові відклади

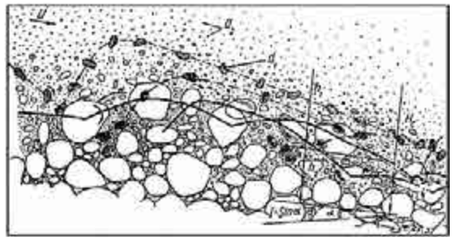


Рис. 3.3.2. Механізм і форма руху наносів у турбулентному сельовому потоці:
U – середня швидкість селевого потоку;
d_1 – уламки, які рухаються в придонному шарі потоку,; d_2 – зважені частинки;
h_1 – глибина потоку; h_2 – потужність рухомого шару; H_c – загальна глибина потоку;
I – ухил русла; $D_м$ – максимальний діаметр наносів (за П.М. Карповим, 1976)

Рис. 3.3.3. Малий грязевий сель у с. Козьова Сколівського р-ну Львівської обл.

а *б*

Рис. 3.3.4. Види селів (Українські Карпати): *а*) схиловий; *б*) русловий

не закріплені або недостатньо закріплені рослинністю. Їхні характерні особливості – швидке нарощування витрат, збільшення густини сельового потоку до 1,4–1,5 т/м^3, зростання його потужності й нетривалий час проходження. Снігово-лавинні селі утворюються ранньою весною, коли дощі випадають на сніг. Його танення зумовлює лавину, яка, проходячи схилом, захоплює пухкий матеріал. Соліфлюкційні селі формуються на схилах з багаторічно-мерзлими ґрунтами під час весняного розмерзання їхніх верхніх шарів і руху униз по замерзлому шару.

Руслові сельові потоки поділяють на два підтипи: розвинені у *малих (20–150 км^2) і великих (200–1500 км^2)* водозборах рік. Малі розвиваються на невеликих гірських ріках, часто з непостійним стоком, захоплюють обвально-делювіальні відклади, які лежать вище, і сходять у вигляді грязекам'яних потоків. Великі формуються у середніх і нижніх частинах річкових басейнів, захоплюють алювіально-пролювіальний матеріал заплав, русел рік, мають вигляд воднокам'яних потоків.

Ярково-балкові селі розвиваються в районах із потужними глинистими породами (лесами, суглинками, глибоким базисом ерозії), відбуваються лише в разі зливових опадів великої інтенсивності. Джерелами твердого матеріалу є обвально-зсувні нагромадження схилів і конуси виносу бокових ярів. За консистенцією – це грязьові або грязекам'яні потоки.

Селі високогірних областей давнього та сучасного зледеніння живляться твердим матеріалом морен. Сходять майже під час кожної великої зливи і відкладають матеріал у нижніх частинах схилів, створюючи передумови для руслових селів. Мають вигляд грязекам'яних потоків.

Селі в сейсмічних зонах виникають під час суміщення підземних поштовхів й атмосферних опадів. Мають в'язко-плинну консистенцію.

Селі в зонах сучасного вулканізму з'являються під час виверження вулкану у поєднанні з випаданням злив або конденсації водяних парів, які виділяє лава чи викидає вулкан. Джерела твердої фази – попіл й уламки пемзи [4].

7. *За типом живлення* селів розрізняють: продукти вивітрювання корінних порід; моренні відклади; алювіальні, делювіальні та інші пухкі відклади (за К.І. Богдановичем, 1902). Р. Д. Курдін (1973) виділив такі: схилові, обвально-зсувні, руслові, моренні типи.

8. *За активністю розвитку* (повторюваністю) поділяють:

1) високої активності (1 раз в 3–5 років і частіше);
2) середньої активності (1 раз у 6–15 років);
3) низької активності (1 раз в 15 років і рідше) [15].

Дощові селі мають найширший діапазон сходу – від декількох разів за рік до одного разу в десяток років. Снігові селі повторюються 1 раз в 10–15 років, льодовикові – 1 раз у 15–20 років. Вулканогенні селі повторюються через десятки років, але не повторюються їхні шляхи сходження.

Збільшення вивченості проявів сельових явищ допомогло деталізувати їхню *повторюваність*:

1) дуже часта (1 раз у рік і частіше);
2) часта (1 раз у 2–5 років);
3) середня (6–15 р.);
4) рідка (16–30 р.);

5) дуже рідка (31–50 р.);
6) епізодична (більше 50 р.).

9. *За віком* виділяють селі:

1) *сучасні* (останні 100–200 років). Характерний свіжий сельовий рельєф, деформації деревної рослинності;
2) *історичні* (від 100–200 до 4–5 тис. р.). Характерний давній сельовий рельєф і відклади, ландшафтні відміни;
3) *голоценові* (від 4–5 до 10 тис. р.). Сельові відклади знаходять у розрізах пролювію і річкових терас;
4) *давні* (понад 10 тис. р.) виявляють за літологічними особливостями відкладів [1].

Сельозбірний басейн – це басейн, в якому періодично формуються сельові потоки, а їхній рух відбувається вздовж головного русла [13]. Складні сельозбірні басейни охоплюють сельові притоки, які формують самостійні сельозбірні басейни.

Зонування сельозбірного басейну:

а) зона зародження – верхня частина басейну, представлена водозбірною лійкою, де формується сель (рис. 3.3.5). Характерні круті схили та вивітрілі породи. Ділянку басейну, де відбувається зародження селю, називають *сельовим вогнищем*;
б) зона транзиту – середня та нижня частина басейну. Тут відбувається транспортування сельових мас по руслу і часткове їхнє відкладання;
в) зона відкладання або розвантаження селю. Розташована у нижній пригирловій частині басейну, уламкові маси сельового потоку накопичуються у вигляді конусів, пасм, терас [10].

Рис. 3.3.5. Сельозбірний басейн: зона зародження селю (світлина Г. Шестаковой, Камчатка)

Басейни за сельовою активністю поділяють:

1) сильносельоносні – інтенсивне створення і наявність пухких відкладів, їхня сельова здатність 15–53 тис. м^3 виносів з 1 км^2 активної площі за один сель;
2) середньосельоносні – відбуваються інтенсивні процеси вивітрювання та ерозії, сельова здатність значно нижча і має величину 5–15 тис. м^3;
3) слабкосельоносні – менш інтенсивне вивітрювання і недорозвинена гідрографічна мережа, сельова здатність до 5 тис. м^3 [14].

3.3.2. Методи досліджень

Методи вивчення сельових явищ можна згрупувати так:

А – дослідження *передумов розвитку селів*: картографічні, дистанційні, польові експедиційні, польові стаціонарні на гідрометео- і сельових станціях, натурних експериментів;

Б – характеристики зафіксованих *сельових потоків*: польові візуальні та аеровізуальні обстеження, опитування очевидців;

В – вивчення *наслідків діяльності сельових потоків*: польові експедиційні та напівстаціонарні, дистанційні;

Г – *прогнозування* сельової активності й ефективності протисельових споруд: картографування, фізичного й математичного моделювання.

А. Дослідження передумов розвитку селів

➢ Гідрокліматичні чинники у сельотворенні – найголовніша передумова формування селів. Дані про метеорологічні умови сельового району отримують на метеорологічних станціях. Це спостереження за тривалий період, на основі яких визначають річну суму опадів, добовий шар опадів 1% забезпеченості, ступінь нерівномірності випадання опадів, календарні терміни

сельонебезпечного періоду, кліматичні відміни від сусідніх районів у цілому. На метео- і сельових станціях отримують інформацію про конкретний період проходження селю: сума опадів за один дощ, тривалість та інтенсивність дощу, температура повітря, рівні підйому води в ріках, висота снігового покриву. Для утворення селів потрібні опади середньої інтенсивності 100–200 мм за добу або від 0,5 мм/хв.

➢ Геологічні чинники. Дані отримують шляхом аналізу карт четвертинних відкладів, геологічних і неотектонічних (наявність розломів), сейсмічності регіону, проявів вулканізму. У полі визначають генезис і літологічний склад сельотвірних порід, потужність денудованих корінних порід і продуктів екзогенних процесів, роблять висновки про властивості порід – їхню здатність до руйнування та розмиву. Відомо, що найменш сприятливі до формування твердої складової селів магматичні породи, сприятливі – осадові зцементовані і найбільш сприятливі – осадові незцементовані (пухкі).

➢ Геоморфологічні чинники. Аналізують топографічні та морфометричні карти, дистанційні матеріали. На їхній основі визначають такі показники:

– глибину та густоту розчленування, які обумовлюють потенціальну інтенсивність сельових процесів: із збільшенням протяжності і площі схилів сельові явища потужніші;
– абсолютні висоти розташування сельових вогнищ, сельозбірних басейнів або місць зародження селів;
– крутість схилів, від яких залежить рухома сила водних потоків, їхня розмивна здатність;
– місцеві базиси денудації, які призводять до призупинення сельових потоків;
– густоту сельових вогнищ, ступінь ураженості району цими вогнищами;
– площі сельотвірних басейнів;
– довжини й ухили головних водотоків у басейні [2].

За дистанційними матеріалами отримують дані про стан сучасного зледеніння території: морфологічний тип і площу льодовиків, співвідношення площі, зайнятої льодовиками до всієї площі сельотвірного басейну. Біля краю льодовиків часто відбувається прорив моренних озер або інтенсивне їхнє танення у поєднанні зі зливами власне дають початок селям.

➢ Ґрунтово-геоботанічні чинники. В полі вивчають стан і структуру ґрунтово-рослинного покриву, який має прямий вплив на режим і параметри стоку, а через них – на умови сельотворення. З'ясовують структуру ґрунтів, водонасиченість, глибину промерзання; характер рослинності та ступінь її деградації. За дистанційними даними обчислюють співвідношення заліснених і відкритих площ у сельотвірному басейні, оскільки ліси відіграють протиерозійну та регулювальну роль сельоформування.

➢ Антропогенні чинники. На підставі аналізу великомасштабних космознімків виявляють місця транспортного та громадського будівництва, гірничопромислові зони, розорюваність басейну, площі вирубок лісів. У польових маршрутах з'ясовують наслідки будівництва та гірничопромислових розробок: наявність високих відвалів пухких порід з крутими стінками, розмивів, знесення несучих здатностей схилів, нещільних, порушених фрагментів дамб. У лісах знаходять місця трелювання деревини, просіки вздовж схилів, які можуть бути шляхами сходу селів. На освоєних територіях спостерігають знищення лучної рослинності внаслідок перевипасу худоби, розорювання ерозійно-небезпечних схилів [9].

Б. Вивчення характеристик сельових потоків

Для розрахунків параметрів та ефективності сельопропускних споруд безпосередньо в полі з'ясовують характеристики сельових потоків прямими та непрямими методами. Прямі методи застосовують під час спостережень проходження селю, а непрямі – за слідами його дії протягом шляху сходження. Визначають такі параметри:

➢ *швидкість руху* сельового потоку. Обчислюють методом поплавків, реєструючи час їхнього проходження між двома створами. Можна використати дистанційні прилади для визначення швидкості автомобіля або відеознімання. У деяких сельових басейнах Італійських Альп підвішені відеокамери, за якими визначають поверхневу швидкість потоку (за M. Arattano, P. Grattoni, 2000). Швидкість селів розраховують також за формулами, знаючи ухил русла та глибину потоку;

➢ *рівень селю*. Визначають глибину та ширину потоку закладанням рейок. На сельових станціях використовують самописці рівня, іноді відеознімання;

➢ *витрати селю*. Витрати визначають за об'ємом сельової суміші, яка проходить через живий переріз водотоку за одиницю часу (в м^3/с). У транзитній зоні потоку вибирають порівняно прямолінійну ділянку зі слабо чи нерозмивними породами, оцінюють рівень селю. Будують поперечний профіль, де визначають площу живого перерізу потоку, а потім максимальну витрату як добуток швидкості на площу живого перерізу. Використовують також методи розрахунків, наприклад, за формулою М.Ф. Срібного. Вони ґрунтуються на даних про максимальні водні витрати;

➢ *об'єм наносів* і *об'єм селю*. Виконують інструментальні вимірювання потужності конуса виносу, а також свіжих сельових відкладів у відслоненнях і шурфах. Проте частина наносів, які акумульовані перед і винесені за межі конуса, цим способом не буде врахована. Для точнішого визначення вимірюють об'єми розмивів та акумульованих відкладів у всіх зонах сельового басейну. Будують профілі і закладають шурфи. Об'єм всіх розмивів має приблизно збігатися з об'ємом всіх відкладів.

Об'єм селю можна також обчислити за формулою $V = 0{,}5Q_{max} \cdot t$, де Q_{max} – максимальна витрата селю, м^3/с; t – тривалість селю, в секундах [1];

➢ *щільність селю*. Визначають методом відбору проб спеціальним пробовідбірником, підвішеним на тросі. Його використовують в умовах стаціонару, наприклад, на Дончуаньській сельовій станції в Китаї. Другий метод – балансовий, ґрунтується на зіставленні об'єму пухких відкладів і об'єму води, задіяних у сельовому потоці. Для знаходження об'єму відкладів виконують профілювання або повторні теодолітні знімання, а для оцінки об'ємів води – дані про кількість опадів;

➢ *тривалість селю*. У сельотвірному басейні встановлюють відеокамери, зчитують час за їхніми показами або за опитуванням очевидців;

➢ *ударна сила селю*. Використовують радари чи ультразвукові пристрої. Визначають в т/м^2. Середня від 5–6 у малих і 15–30 т/м^2 у дуже великих селів;

➢ *наближення селю*. Сигналізують давачі, розташовані у різних точках сельових басейнів. Вони реагують на вібрацію ґрунту і підвищений рівень шуму [1].

В. Дослідження наслідків діяльності селів

1. Польові дослідження *рівнів селів*. Після сходження селю можна виявити його рівень непрямими методами: а) для грязекам'яних селів – за висотами гряд і терас, обмащення бортів русла, дерев, стін тощо грязевою суспензією; б) для воднокам'яних селів – за висотою сельових терас, прирусловою смугою відкладів, розсипами піску та гравію; в) для водноснігових потоків – сліди коразії на скалистих поверхнях. В усіх випадках на деревах залишаються збитості, здерта кора, нахилені стволи.

3. Польові дослідження *сельового рельєфу*. Форми рельєфу: у зоні зародження – сельові врізи з V-подібним поперечним профілем; у зоні транзиту – сельові пасма (вали), тераси, сельові поля та смуги акумуляції вздовж русла ріки; в зоні акумуляції – сельові конуси виносу. На місцевості інструментальними (теодолітами, далекомірами) та напівінструментальними методами (мірна стрічка) визначають параметри цих форм.

3. Польові дослідження *сельових відкладів*. Визначають:

– літологічний склад наносів;
– гранулометричний склад;
– форми уламків;
– характер обкатаності;
– ступінь вивітрілості частинок;
– сортування матеріалу;
– потужність сельових відкладів.

Для відкладів селів характерна слабка обкатаність і сортованість (валуни часто розташовуються зверху), зміна складу, слабка консолідованість. Ознаками грязекам'яних селів є залишки бруду на бортах русла, стовбурах дерев; розташування коротких пасм (валів) вздовж русла, складених на поверхні уламками порід; несортованість і слабка зцементованість відкладів; чіткі границі конусу виносу і його компактна форма. У воднокам'яних селів конуси мають нерівні (порізані) границі, нижче тіла конусу тягнуться рукави з дрібнішого матеріалу; вздовж русла утворюються сельові тераси; наявні ознаки сортування матеріалу; відклади дуже розущільнені, не консолідовані, внаслідок вимивання пилувато-глинистих фракцій [18].

4. *Дендрохронологічні методи*. *За віком дерев*, які проростають на конусах виносу чи характером трав'яної рослинності, з'ясовують час сходження селю та повторюваність сходжень. Час визначають за річними кільцями спиляних дерев (не менше п'яти), або за деревними кернами, які отримали спеціальним буром (див. рис. 2.3.12). На деревах після ударів по них сельовими

потоками залишаються деформації річних кілець (збитості). Після спилювання *за збитостями* з'ясовують час, коли відбувався сель. Для абсолютного датування використовують *лишайниковий метод* – за даними про максимальні діаметри проростання коркових (накипних) лишайників. Використовують групу лишайників Rhizocarpon geographicum, які забезпечують оцінку віку до 4 тис. р.

5. Дистанційні методи вивчення селів

Виявлення шляхів сходження селів, наслідків сельової діяльності і деякі параметри сельового рельєфу виконують за допомогою великомасштабних космознімків (1–5 м/пікс) та аерофотознімків. Головними дешифрувальними ознаками є форма, фототон (світлий для свіжих форм, світло-сірий – для селів недалекого минулого) і малюнок зображення на поверхні акумулятивних форм. Інтерпретуючи дистанційні матеріали, з'ясовують: густоту сельових русел і, відповідно, ступінь сельової активності; за переважаючим фототоном сельових русел і відкладів – повторюваність селів; тип сельових потоків (грязекам'яні та грязеві мають чіткі границі форм акумуляції, воднокам'яні – розпливчасті); параметри сельових басейнів, шляхів сходження й акумулятивних форм сельового рельєфу. Знімки допомагають також виявити території, уражені свіжими потоками; оцінити площі і ступінь руйнування споруд, ушкодження рослинного покриву; приблизно оцінити збитки від негативної дії селю.

6. Картографування сельових явищ

Для наочного відображення сельопроявів складають спеціальні карти. Розрізняють карти поширення селів, сельової небезпеки, інженерно-геологічного районування за ступенями сельової небезпеки, сельонебезпечних районів тощо. На дрібномасштабних картах (1:1 000 000 – 1:500 000) умовними значками відображають місця сельопроявів, кольором – генезис, ареалами – інтенсивність сельопроявів у тому чи іншому районі або гіпсометрію регіону. На середньомасштабних картах (1:200 000 – 1:100 000) можна деталізувати характеристику сельових явищ: показують границі сельотвірних басейнів, характеристики басейнів за об'ємом виносів і частотою сходження селів (кольоровим фоном і штрихуванням), параметри великих селів (точковими умовними знаками). На великомасштабних картах (1:50 000 – 1:25 000) зображають: сельові басейни, русла, вогнища зародження і твердого живлення селів, великі форми сельового рельєфу, деякі характеристики сельових потоків (склад сельової маси, об'єм виносів, повторюваність). На картах сельової небезпеки зонують території за ступенем небезпеки – найбільшої небезпеки з руйнуванням споруд і загрозою для життя людей; середньої небезпеки з пошкодженням споруд; слабкої небезпеки; територія безпечна [7].

Карти селів потрібні для отримання інформації загального характеру про поширення селів у регіоні, ступінь їхньої активності, а також для проектування заходів захисту. Карти сельової небезпеки потрібні для регулювання нового будівництва в сельонебезпечних районах і надання потрібних рекомендацій зі зменшення шкоди, якої можуть завдати сельові потоки [8].

7. Складання *кадастрів селів*

Для систематизації інформації про сельові явища створюють каталоги (кадастри). Для території України ще у 1969 р. був створений кадастр сельонебезпечних рік і сельових паводків у гірських районах. Він охоплював такі таблиці: площа водозбору сельонебезпечних рік, довжину і середній ухил водотоків, абсолютні відмітки джерел і конуса виносу, дати сходу селів, відомості

а

б

Рис. 3.3.6. Протисельові заходи:
а) грунтова дамба (укріплює каток Медео у Казахстані); *б*) залізобетонна гребля [10]

про минулі селі, основні параметри селів – швидкість, витрати, тривалість, кількість і висота валів, об'єм сельових паводків, об'ємна вага сельової маси, об'єм відкладів на конусі виносу, а також вказівники сельознавчих публікацій. Кадастри дають змогу порівняти дані про минулі та теперішні сельові явища, їхню потужність, частоту сходження. Це потрібно для вирішення питань прогнозування сельової активності регіону.

8. Комплексні дослідження

Використовуючи публікації, архівні джерела, звіти експедицій, кадастри, а також опитування очевидців, з'ясовують частоту сходження селів (повторюваність),потужності сельових потоків у минулому і тепер. Комплексні методи допомагають визначити головні передумови їхнього утворення, запропонувати комплекс заходів з інженерної підготовки у цьому регіоні (рис. 3.3.6).

Питання для самоперевірки знань

1. Назвати чинники сельотворення.
2. Перелічити види селів.
3. Які методи досліджень передумов розвитку селів?
4. Описати характеристики, які дають під час вивчення сельових потоків.
5. Які види досліджень наслідків сельової активності?

Бібліографія

Основна

1. *Перов В.Ф.* Селеведение: учеб. пособие / В.Ф. Перов. – Москва: Изд-во МГУ, 2012. – 271 с.
2. *Сіренко І.М.* Динамічна геоморфологія / І.М. Сіренко. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2003. – 224 с.

Допоміжна

3. *Будз М.* Геолого-геоморфологічна класифікація сельових потоків / М.Будз, І. Ковальчук // Вісн. Львів. ун-ту. Серія геогр. – 2008. – Вип. 35. – С. 28–33.
4. *Будз М.Д.* Генетические типы селевых потоков // Земная поверхность, ярусный рельеф и скорость рельефообразования. Материалы Иркутского геоморфологического семинара, Чтений памяти Н.А. Флоренсова. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. – С. 122–123.
5. *Будз М.Д.* Инженерно-геологическая характеристика селеопасных басейнов // Инженерная геология Прибайкалья / М.Д. Будз. – Москва: Наука, 1968. – С. 129–136.
6. *Виноградов Ю.Б.* Этюды о селевых потоках / Ю.Б. Виноградов. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1977. – 155 с.
7. *Гагошидзе М.С.* Селевые явления и борьба с ними / М.С. Гагошидзе. – Тбилиси: Сабчота сакартвело, 1970. – 385 с.
8. ДБН В.1.1-24:2009. Захист від небезпечних геологічних процесів. Основні положення проектування.
9. Динамическая геоморфология / Под ред. Г.С. Ананьева, Ю. Г. Симонова, А.И. Спиридонова, – Москва: Изд-во МГУ, 1992.
10. *Куковський А.Г.* Виконання робіт по будівництву селезахисних споруд / А.Г. Куковський, В.П. Кизима, І.І. Алексієвець, П.П. Семчук // Вісник НУВГП. Серія "Технічні науки". – Вип. 1(73). – 2016. – С. 19–33.
11. *Олиферов А.Н.* Селевые потоки в Крыму и Карпатах / А.Н. Олиферов. – Симферополь: Доля, 2007. – 176 с.
12. *Олиферов А.Н.* Геоинформационная система "Сели Украины и меры борьбы с ними"/ А.Н. Олиферов, А.В. Давыдов // Инженерная география: инженерно-геоморфологические аспекты. Вологда, 1993. – Т. 1. – С. 78–79.
13. *Перов В.Ф.* Селевые явления: терминол. словарь / В.Ф. Перов. – Москва: Изд-во Москов. ун-та, 1996. – 46 с.
14. Сель. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://uk.wikipedia.org/wiki/Сель (паводок).
15. *Флейшман С.М.* Сели / С.М. Флейшман, В.Ф. Перов. – Москва: Изд-во МГУ, 1986. – 127 с.
16. *Флейшман С.М.* Сели / С.М. Флейшман. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1978. – 312 с.
17. *Черноморец С.С.* Селевые очаги до и после катастроф / С.С. Черноморец. – Москва: Научный мир, 2005. – 184 с.
18. *Шеко А.И.* Закономерности формирования и прогноз селей / А.И. Шеко. – Москва: Недра, 1980. – 296 с.
19. *Jakob M. a. Hungr O.*, ed. Debris-flow Hazards and Related Phenomena. Springer. Publ. In assoc. With Praxic Publishing. Chichecter, UK, 2005.

3.4. Дослідження проявів гравітаційних процесів

3.4.1. Класифікації та методи вивчення гравітаційних процесів

Гравітаційні процеси – це процеси переміщення гірських порід під дією сили тяжіння з вищих на нижчі поверхні рельєфу. Головним чинником формування гравітаційних процесів є сила тяжіння (з лат. *gravitas* – тяжіння), другорядними – вода, крутість схилів, склад і тріщинуватість порід, характер рослинності тощо. Гравітаційні процеси відбуваються на поверхнях Землі крутістю понад 2°, тому їх часто називають *схиловими*. Земна поверхня складена на 80% схилами, решта – субгоризонтальні поверхні. Тому вивчення гравітаційних (схилових) процесів має вагоме значення у світовій геодинамічній практиці.

✓ Гравітаційні процеси класифікують:

1) за типом руху матеріалу вздовж схилів (класифікація С.С. Воскресенського) [8]:
   а) процеси масового переміщення уламкового матеріалу на задернованих схилах;
   б) зсувні процеси;
   в) обвальні й осипні процеси;
   г) делювіальні процеси;
2) за рельєфом, зумовленим схиловими процесами (класифікація О.І. Спірідонова) [3]:
   а) *гравітаційний*, створений:
      – швидким рухом (падінням, перекочуванням) незв'язаного уламкового матеріалу – *обвальний, осипний, лавинний*;
      – ковзанням і зміщенням блоків гірських порід – *зсувний і відсідання*;
      – повільним масовим рухом незв'язаного великоуламкового матеріалу – *кам'яні потоки* (в районах багаторічної мерзлоти називають курумами);
      – опливним і швидким пливунним рухом дрібноблокового та глинистого матеріалу – *дефлюкційний, соліфлюкційний*;
   б) *делювіальний*, створений нерусловим схиловим стоком дощових і талих снігових вод;
3) за значенням впливу води та сили гравітації (класифікація О.Ф. Якушової, В.Ю. Хаїна, В.І. Славіна):
   а) власне гравітаційні – провальні, обвальні, кріпові;
   б) водно-гравітаційні – осувні;
   в) гравітаційно-водні – осувно-потокові;
   г) підводно-гравітаційні;
4) за головним чинником руху мас порід (класифікація М. Клімашевського) [44]:
   а) масові (гравітаційні), в яких основною силою, яка спонукає до руху, є сила тяжіння, меншу роль відіграє вода,сніг, лід тощо. Виділяють різновиди: процеси в межах молодих схилів – це обвали, осипи, каменепади, лавини, селі, та процеси в межах дозрілих схилів – зсуви, соліфлюкція, дефлюкція, кріп, процеси відсідання;
   б) делювіальні (з лат. *deluo* – змиваю), в яких головним чинником руху є вода – площинні змиви й ерозія.

Гравітаційні процеси у зазначених класифікаціях згруповані так, що допомагають ліпше зрозуміти механізм їхнього руху та чинники формування. Механізм руху з огляду фізики полягає у співвідношенні складових сили тяжіння на схилі. На кожну ділянку схилу діє сила тяжіння (*Fg*), яка розкладається на дві сили: одна паралельна до поверхні схилу – зсуваюча (тангенціальна) (*Ft*) і друга перпендикулярна до поверхні схилу – притискаюча (нормальна) (*Fn*) (рис. 3.4.1). Нормальна сила утримує матеріал на схилі, тоді як паралельно діє зсуваюча сила, яка тягне матеріал вниз уздовж схилу. Якщо кут нахилу схилу збільшується, то зсуваюча сила зростає і зумовлює рух незакріпленого матеріалу. Якщо кут зменшується, то зростає нормальна (притискаюча) сила; матеріал у цьому випадку нерухомий або переміщається під впливом не сили тяжіння, а інших чинників – води, вітру тощо.

Загалом види гравітаційних процесів такі:

➢ *зсуви* – зміщення на нижчий гіпсометричний рівень певної маси гірських порід у вигляді сповзаючого руху без втрати контакту з рухомими та нерухомими породами. Матеріал у зсуві не перемішується. Крутість схилу від 15–20°;

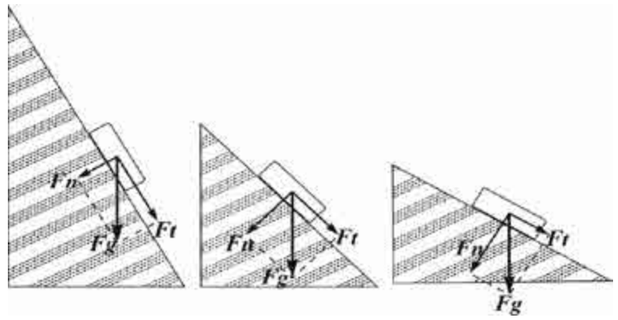


Рис. 3.4.1. Дія сили тяжіння на схилах з різним кутом нахилу.
Умовні позначення: *Fg* – сила тяжіння, її складові *Ft* – тангенціальна (зсуваюча) і *Fn* – нормальна (притискаюча) сили

➢ *обвали* – раптове руйнування блоків гірських порід, яке супроводжується дробленням і змішуванням вихідного матеріалу. Крутість схилу понад 30–35°. Масивні породи формують купи брил, а шаруваті – щебенисто-суглинисті накопичення;

➢ *осипи* – регулярне, систематичне падіння поодиноких, досить невеликих уламків. У верхній частині осипного схилу розташований прямовисний уступ, складений шаруватими породами, у нижній – осипний шлейф із продуктів руйнування порід. Відклади обвалів і осипів називають *колювіальними* (з лат. *colluvio* – нагромадження, мішанина);

➢ *лавини* – рух маси снігу вздовж схилу. Розрізняють *лоткові лавини* – які рухаються вздовж тальвегів ерозійних форм; *стрибаючі* – зі східчастим поздовжнім профілем. Виділяють також *сухі лавини* – зі сухим пористим снігом; *мокрі лавини* – з насиченим вологою снігом. Швидкість сухих лавин значна до 100–120, а мокрих – 10–20 м/с [2]. Крутість схилів сходу лавин 15–45°;

➢ *каменепади* – падіння окремих брил порід з урвистих схилів на прилеглі площини, відокремлених внаслідок вивітрювання чи сейсмічних поштовхів від корінного масиву;

➢ *кам'яні потоки* – повільний рух уламкового матеріалу кристалічних порід вниз уздовж схилу. Уламки формуються внаслідок фізичного вивітрювання в умовах аридного, семиаридного, високогірного клімату та зон багаторічної мерзлоти. В Сибіру кам'яні потоки називають *курумами*. Рухаються під дією власної ваги та коливання об'єму. Крутість схилів від 2°;

➢ *процеси відсідання* – відхилення в бік долини чи урвища блоку гірської породи, відділеної від корінного масиву тріщиною (її ще називають тріщиною відсідання). Крім відокремлення блоку, масив не зазнає жодного зміщення вздовж тріщини ні в горизонтальному, ні у вертикальному напрямі;

➢ *дефлюкція* (з лат. *de* – префікс, який означає усунення будь-чого, *fluctio* – витікання) – повільне опливання на схилі масиву дрібноуламкового та глинистого матеріалу в умовах гумідного клімату. Відбувається внаслідок набухання матеріалу і набуття ним пластичних властивостей під час зволоження. Під дією сили тяжіння приповерхневі шари ґрунту видавлюються одні на одних, поступово зміщуючись вниз по схилу. Швидкість зміщення (для глинистих чи суглинистих порід) 0,2–1,0 см/рік. На схилі формуються сходинки, мікротераси;

➢ *кріп* (з англ. *creep* – повзти) – широке поняття процесів дефлюкції. Виділяють *температурний кріп* – рух, зумовлений зміною об'єму ґрунтової маси внаслідок коливання температур; *кріогенний кріп* – рух, зумовлений поперемінним замерзанням і розмерзанням ґрунту; *гігрогенний кріп* – рух з

поперемінним набуханням і просіданням ґрунту в процесі зволоження та висихання. Поширений в усіх кліматичних зонах і ґрунтах різного гранулометричного складу. Крутість схилів від 7°. Механізм руху такий (на прикладі кріогенного кріпу): під час замерзання частинки піднімаються в напрямі, перпендикулярному до схилу. Під час танення більші частинки осідають вниз; під дією гравітації з кожним циклом танення вони опиняються все нижче від попереднього місця перебування і так повільно напливає один шар на інший [9];

➢ *соліфлюкція (solifluction, gelifluction)* – повільний рух вниз по схилу відталих ґрунтово-рослинних мас у вигляді нешироких смуг з натічних "язиків" в умовах багаторічної мерзлоти. Відбувається внаслідок натікання розмерзлих насичених вологою невеликих фрагментів на замерзлі ділянки. Крутість схилів від 2°. На схилах утворюються соліфлюкційні тераси. Їхня висота 20–60 см. Розрізняють швидку (швидкість руху від кількох мм до кількох см) і повільну (від кількох мм до кількох м на рік) соліфлюкції. В умовах вологих тропіків відбувається *тропічна соліфлюкція*, зумовлена значними опадами й інтенсивним хімічним вивітрюванням [8].

✓ *Методи вивчення гравітаційних процесів:*

– морфологічні: локалізація за висотою, параметри проявів процесів, ураженість території, швидкість руху. Дані отримують на підставі польових маршрутних і стаціонарних спостережень, за результатами повітряного (з безпілотних літальних апаратів) і космічного великомасштабного знімання, наземного лазерного сканування або топографічного знімання, а також з оновлених топографічних карт;
– неотектонічні: сейсмічність території, активність неотектонічних рухів, наявність диз'юнктивних порушень на ділянках розвитку гравітаційних процесів;
– літогенетичні: літологічний склад порід, їхня структура та текстура, фізико-механічні властивості (міцність, тріщинуватість, пористість, водонасиченість тощо), глибина захоплення порід процесом, гранулометричний склад плаща уламків, поширення і потужність четвертинних відкладів;
– гідрогеологічні: глибина ґрунтових і підземних вод, їхній дебіт, напрям течії, зони постійного і тимчасового зволоження;
– морфодинамічні: характер змін процесів у часі, порівнюючи різночасові карти, дистанційні матеріали (затухання/активізація), наявність давніх проявів, видозміни мікрорельєфу поверхні;
– кліматичні: коливання добових і середньорічних температур, величина і характер опадів, висота снігового покриву, швидкість танення снігу;
– інженерно-геологічні: розрахунок стійкості схилів, сили зчеплення частинок, ефективності захисних споруд, ступеня пошкоджень господарських об'єктів, моделювання і прогнозування характеру проходження процесів за різних умов;
– екологічні: з'ясування видів впливу гравітаційних процесів, ступеня ураження довкілля та людей, величини завданих збитків.

✓ *Методи реєстрації гравітаційних процесів та явищ:*

– картографічні: створення карт поширення процесів, класифікацій проявів за морфологічними, геологічними, тектонічними тощо характеристиками, детальні карти морфології гравітаційного явища, зазначаючи абсолютні висоти, параметри явища;
– геодезичні: отримання абсолютних величин деформацій порід на схилах, глибини їхнього захоплення, необхідне для з'ясування динаміки процесів [32, 33];
– геоінформаційних систем: точна прив'язка до координат місцевості, створення баз даних з детальними характеристиками проявів процесів, візуалізація морфометричних параметрів, моделювання морфодинаміки окремих елементів і процесу у цілому, виявлення площі охоплення території, 3d-анімації явищ;
– методи дистанційного зондування: оперативні повітряні знімання й опрацювання матеріалів у реальному часі, їхнє подання для спеціалізованих установ, прив'язка процесів до місцевості, нанесення контурів на аерофото- і космознімки з вивченням ураження господарських чи житлових споруд, земельних ділянок;
– метод блок-діаграм: відображення конкретних гравітаційних явищ у просторі координат X, Y, Z із зазначенням висот, елементів рельєфу та складу порід;

– метод кадастрів або паспортизації гравітаційних явищ. Виконують у табличній формі у Micrisoft Exel або у вигляді бази даних в ArcGIS чи MapInfo.

Серед великої групи гравітаційних процесів суттєвий вплив на довкілля мають зсуви. Вони періодично повторюються, мають високу динамічність і раптовість, через що завдають значної шкоди господарствам і зумовлюють катастрофічні наслідки. Тому вивчимо їх детальніше.

3.4.2. Вивчення зсувних процесів. Чинники виникнення

Зсуви виникають там, де ґрунт або гірські породи на схилі втрачають стійкість. Найчастіше це відбувається тоді, коли на схилі залягають глинисті породи, які відіграють роль своєрідного мастила – поверхні сковзання. Головна умова – наявність води. Не випадково зсуви, як і обвали, особливо енергійно розвиваються весною, або під час літніх дощів, а на берегах морів – після сильних штормів, під час яких хвилі з подвоєною силою підрізають берег. Проникаючи всередину гірських порід, особливо глинистих, вода заповнює пори між окремими частинками, зменшує зчеплення їх між собою, збільшує масу породи. Якщо рельєф має невеликий нахил, то перезволожені породи під дією сили тяжіння починають рухатись. Процеси сповзання можуть бути пов'язані і з підземними водами – порушенням їхнього режиму. Підняття рівня води може спричинити зсуви навіть там, де їх до цього не було.

✓ *Чинники виникнення, активізації та поширення зсувів такі.*

1. Геоморфологічні: крутість (понад 15–20°), певна форма й експозиція схилу, втрата стійкості нижньої частини схилу внаслідок екзогенних процесів.
2. Геологічні: поширення глинистих відкладів, перешарування водопроникних шарів (піски) з водотривкими пластами (глини, сланці), залягання масивних міцних порід над пластичними, узгодженість падіння пластів із падінням схилу, наявність і характер тріщин на поверхні схилу; зміни порід, пов'язані з вивітрюваннями іншими фізико-хімічними процесами:
   – розм'якшення тріщинуватих глин;
   – фізична дезінтеграція таких порід: граніт і пісковик;
   – гідратація глинистих мінералів, за якої: а) поглинання глинистих мінералів великої кількості води зменшує зчеплення всіх глинистих ґрунтів; б) монтморилонітові глини набухають і втрачають зчеплення; в) лес помітно ущільнюється під час змочування через руйнування зв'язків між пилуватими частинками;
   – іонний обмін, тобто вплив іонів, що заміщаються, на фізичні властивості глин;
   – висихання глин, що призводить до розтріскування, втрати зчеплення і можливості проникнення в них води;
   – висихання сланців, що сприяє розтріскуванню вздовж шаруватості, веде до утворення сколових тріщин та перетворення сланців в уламки, зерна та дрібні частинки;
   – руйнування цементації породи [1].
3. Тектонічні: сейсмічні поштовхи, наявність розломів, тектонічних тріщин, розташованих у напрямі падіння схилу.
4. Гідрогеологічні: наявність і режим підземних вод, різка зміна режиму підземних вод під час злив, їхній відтік у сторону падіння схилу, насиченість порід водою.
5. Метеорологічні: режим та об'єм атмосферних опадів, надлишкове надходження води під час обложних дощів, танення снігу.
6. Антропогенні: штучне підрізання основи схилу під час прокладання доріг, трубопроводів, капітальних споруд, додаткове техногенне навантаження на схили [43].

Важливим чинником формування зсувів є видалення нижнього упору. Приклади видалення упору внизу схилу такі:

1) підмив берегів річками або хвилями;
2) субаеральне вивітрювання, змочування або висихання і морозна дія;
3) підземне вилуговування, за якого віддаляються розчинні карбонати, сіль і гіпс, а також суфозія рихлого матеріалу під найміцнішими породами;
4) гірські роботи та подібні штучні чинники;
5) втрата міцності, руйнування порід, що залягають нижче по схилу;
6) видавлювання пластичних ґрунтів біля підошви схилу [20].

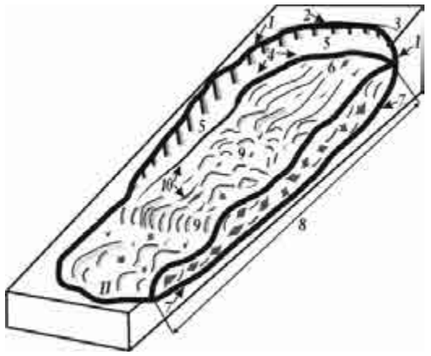


Рис. 3.4.2. Будова зсуву (за В.Д. Ломтадзе): *1* – зсувний цирк; *2* – брівка головного уступу; *3* – тріщина відриву; *4* – тиловий шов; *5* – головний уступ; *6* – вершина зсуву; *7* – поверхня ковзання; *8* – тіло зсуву; *9* – нерівності на поверхні зсуву (вали, горби); *10* – тріщини сколювання та внутрішні; *11* – підошва зсуву

На виникнення зсуву також впливає слабка закріпленість схилу коренями рослин; ослаблення підніжжя схилу внаслідок активізації кріпу; діяльність тварин, які риють нори.

Загалом причини утворення зсувів можна звести до таких трьох груп.

А. Зміна форми та висоти схилу: підрізання чи підмив схилу, які зумовлені антропогенною та природною діяльністю.

Б. Зміни будови, стану і властивостей порід на схилі під дією процесів фізичного, хімічного вивітрювання, суфозії, карсту, зволоження атмосферними та підземними водами.

В. Додаткові навантаження на схил: сейсмічні, гідродинамічні, гідростатичні, штучні статичні та динамічні впливи [37].

У кожному зсуві виділяють: *зсувне тіло* – маси переміщених порід і *поверхню ковзання*, вздовж якої відбувається зміщення (рис. 3.4.2). Породи можуть зсунутися у вигляді блоку непорушеного масиву (структурні зсуви) або у вигляді в'язко-плинної субстанції (пластичні зсуви). Фронтальна частина зсуву зминається в складки, в ній формуються напірні горби і вали, а тильна частина, відірвавшись від схилу, оголює зазвичай вертикальний уступ – *стінку відриву*. Місце виходу поверхні ковзання на денну поверхню у верхній частині схилу називають *вершиною*, а в його основі – *підошвою зсуву*. Вихід поверхні ковзання на схилі праворуч і ліворуч від осі зсуву позначає його борти [19].

Вздовж вершини зсувного тіла, перед початком його руху, виникають *тріщини відриву*. Нависаюча площина цих тріщин після зміщення порід утворює в рельєфі стінку відриву. Тріщини та стінки часто мають дугоподібну форму, через що на схилі залишається виїмка у вигляді амфітеатру. Ця концентрична виїмка має назву *зсувний цирк*. Вздовж бортів зсуву внаслідок його руху формуються *тріщини сколювання (здвигу)*, які позначають бокові границі зсуву.

На підставі деформації шарів порід і різної швидкості переміщення окремих блоків, поверхня зсуву має складний мікрорельєф – трапляються вали, горби, тріщини, борозни і вимоїни. Іноді утворюються *зсувні тераси*, які відрізняються від річкових і морських терас нахилом у бік корінного берега і горбистим мікрорельєфом.

3.4.3. Класифікації зсувів

➢ За особливостями процесу зміщення (за А. Павловим, 1932) [24]:

детрузивні зсуви (з лат. *detrusio* – скидання), у випадку яких зміщення відбувається під напором, або шляхом штовхання блоками, які відірвались від схилу, блоків, розміщених нижче;

деляпсивні зсуви (з лат. *delapsa* – стікати), коли гірські породи зісковзують під впливом власної ваги зі збереженням у зсувному тілі послідовності залягання шарів, дещо закинутих у сторону непорушеної частини схилу. Іншими словами, у деляпсивних зсувів рух мас гірських порід починається у нижній частині схилу, а в детрузивних – у верхній.

➢ За формою в плані виділяють зсуви:

циркоподібні – головний і внутрішній уступи півколом облямовують зниження, утворюючи амфітеатр (рис. 3.4.3). Довжина вздовж схилу (по фронту) приблизно дорівнює ширині ($L = B$);

фронтальні – головний уступ витягнутий вздовж схилу на значні відстані ($L > B$);

зсуви-потоки (глетчероподібні, дендритоподібні) сильно витягнуті уздовж знижень (улоговини стоку) в напрямі падіння схилу ($L < B$) [21].

Є. П. Ємельянова, крім циркоподібних, фронтальних і глетчероподібних, виділяє також зсуви: невизначених обрисів (лабіринт), ложкоподібні, зі звуженою горловиною, віялоподібні, опливини еліпсоїдальної або грушеподібної форми, без виразних границь, складних форм [1].

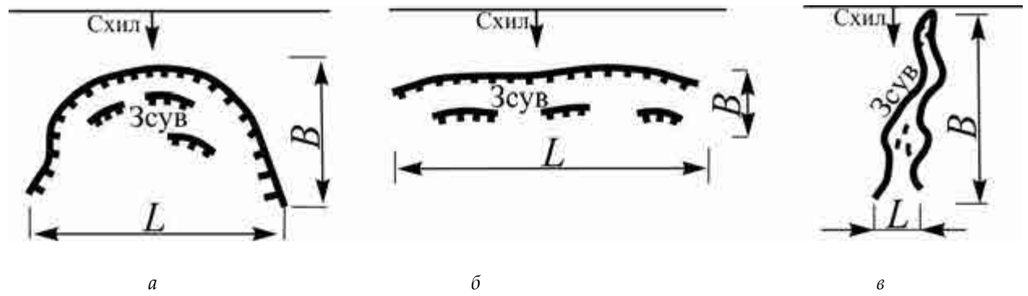


Рис. 3.4.3.Форма зсувів у плані: *а*) циркоподібна; *б*) фронтальна; *в*) зсув-потік [19]

➢ За глибиною захоплення поверхні ковзання (за Ф. Саваренським, 1935):

поверхневі – менше 1 м;

дрібні – менше 5 м;

глибокі – менше 20 м;

дуже глибокі – більше 20 м [29].

➢ За часом виникнення (за І. Поповим, 1946) (див. табл. 3.3):

Таблиця 3.3

Схема класифікації зсувних явищ за віком [21]

Вік зсувів	Вид зсувів	Стан рівноваги мас гірських порід
Сучасні, які відповідають сучасному положенню базису ерозії та рівня абразії	*Активні* (ті, що рухаються)	Процес усталення рівноваги триває
	Призупинені (тимчасово стабілізовані)	Дія сили, що зумовлює порушення рівноваги, тимчасово врівноважена факторами стійкості
	Зупинені (стабілізовані)	Сили, які порушують рівновагу, тимчасово усунулися
	Закінчені (повністю стабілізовані)	Дія сили, що зумовлює порушення рівноваги, вичерпана
Давні, які не відповідають сучасному положенню базису ерозії та рівню абразії	*Відкриті*	Зсувне тіло виходить на поверхню
	Поховані	Зсувне тіло перекрите пізнішими відкладами

Використовують ще такі терміни (за О.І. Шеко, 1984):

"*старі*" зсуви – призупинені, зупинені та закінчені, морфологічні риси яких на поверхні землі згладжені поверхневими процесами;

"*свіжі*" зсуви – морфологічні обриси майже не змінені наступними поверхневими процесами;

"*активні*" зсуви – протягом деякого часу періодично рухаються або деформуються [23].

Також розрізняють зсуви:

сучасні – відбуваються протягом останнього десятиліття;

давні – відбувалися менше, ніж 3–5 тисяч років тому;

прадавні – утворилися багато тисяч років тому.

Залежно від швидкості проходження процесів зсуви бувають:

а) *постійні*; б) *періодичні*; в) *одномоментні* [43].

➢ За будовою виділяють зсуви (за Ф. Саваренським, 1935):

асеквентні (з лат. *a* – означає відсутність риси, *sequentia* – послідовність, дотримання; в нашому випадку – не дотримуватись якихось поверхонь) – зсуви, які утворюються в однорідних нешаруватих відкладах (глини, суглинки, леси, супіски тощо). Поверхня, на якій відбувся зсув – ввігнута, і залежить тільки від внутрішнього тертя порід, якими вона збудована. Маси гірських порід сповзають вниз уздовж схилу у вигляді блоку або блоків порід без будь-якого суттєвого порушення їхньої внутрішньої будови (рис. 3.4.4);

консеквентні зсуви (дотримуються наявної поверхні) утворюються в неоднорідних та однорідних, але тріщинуватих породах. Прикладом зсувів у неоднорідних породах є сповзання глин по масиву пісковиків, а прикладом зсуву в однорідних тріщинуватих породах – рух брил вапняків,

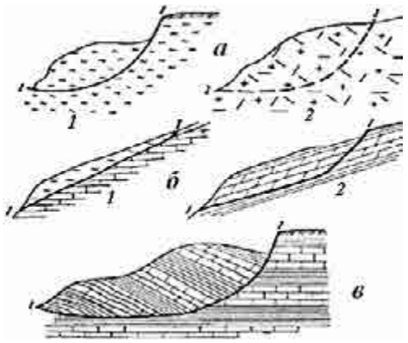


Рис. 3.4.4. Схема типів будови зсувів [19]: *а*) асеквентні: *1*) в однорідних глинистих породах; *2*) в тріщинуватих твердих породах; *б)* консеквентні: *1*) зміщення делювію по поверхні корінних порід; *2*) у моноклінально похилих шаруватих породах; *в*) інсеквентний

аргілітів тощо. Отож, сповзання мас порід відбувається подібно до руху в'язкої рідини вздовж похилих поверхонь або у вигляді блоку (у випадку тріщинуватих порід). Поверхнями ковзання можуть бути: 1) моноклінально нахилена поверхня нашарування гірських порід; 2) похилі шари або прошарки слабких порід (глин, аргілітів, вугілля); 3) поверхня корінних порід або нижня межа зони сильно вивітрілих порід; 4) поверхня тріщин; 5) поверхня мерзлих порід. Форма поверхні ковзання у консеквентних зсувів плоска, хвиляста, похило-ступінчаста;

інсеквентні зсуви (з лат. *in* – до чогось) розташовані впоперек простягання порід і формуються також у неоднорідних, шаруватих породах, які залягають горизонтально чи нахилені згідно з падінням схилу. Поверхня ковзання перетинає шари різного складу. У вершині зсуву вона крута, спрямована уздовж поверхні тріщин, а до підошви виположується, зрізаючи шари порід. Переміщення відбувається впоперек структурних поверхонь [29].

➢ За формою переміщення виділяють зсуви:

структурні – сповзання (зсув) блоку або блоків гірських порід. Структурні зсуви – це завжди зсуви ковзання, в яких практично не порушена внутрішня будова. Серед них розрізняють асеквентні, консеквентні й інсеквентні типи;

пластичні – переміщення мас порід у формі стікання в'язкої рідини [35].

➢ За механізмом руху і масштабом явищ виділяють зсуви (за Г.С. Золотарьовим, 1956):

1) *зміщені масиви* скельних порід (дуже великі);
2) *зсуви-блоки* – зміщення блоків головно глинистих і напівскельних порід;
3) *зсуви-потоки*, утворені під час роздріблення порід, які зсуваються;
4) *спливи* – поверхневі зміщення глибиною до 2–5 м, які відбуваються під час зволоження атмосферними опадами, рідше ґрунтовими водами;
5) *зсуви-опливини* – невеликі та неглибокі (до 2–3 м) зсуви, які виникають під час зволоження атмосферними опадами, без участі підземних вод;
6) *зриви* – невеликі за площею і глибиною зсуви, які надають схилу дрібноступінчастий характер [13] (рис. 3.4.5).

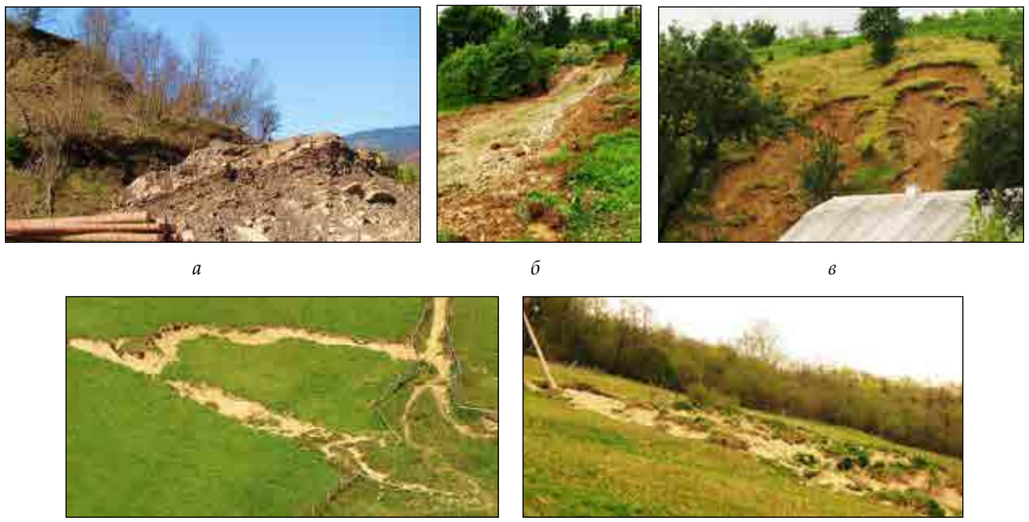
➢ За механізмом руху виділяють такі чотири типи зсувів [10]:

1) *видавлювання* (описав Н.Я. Денісов, 1958) – витиснення шарів, які лежать нижче вагою покриваючих пластів масиву. Це детрузивні, блокові, фронтальні зсуви. Їхня важлива особливість – зміщення вздовж горизонтальної поверхні, тобто поверхня ковзання приурочена до майже горизонтально залягаючих глинистих порід; зазвичай також зорієнтована горизонтально на значній відстані;
2) *ковзання* – зрушення покривних відкладів вздовж нахиленої крівлі корінних порід, неміцних прошарків, площин напластування, зісковзування неврівноважених ґрунтових мас вниз по схилу. Це деляпсивні, консеквентні, циркоподібні зсуви;
3) *зсуви-потоки та спливи* – рукавоподібні зміщення водонасичених розріджених глинистих, лесових і уламково-глинистих мас уздовж схилу. Мають значну довжину. Це деляпсивні, глетчероподібні зсуви;
4) *складні зсуви* – зсуви великих об'ємів, які формуються під дією багатьох чинників і за складної будови довгих схилів. Склад, властивості та механізм їхнього руху змінюється протягом часу основного зміщення.

➢ К.І. Богданович (1911) розрізняв *зсуви першого порядку*, які захоплюють раніше не зміщувані породи, і *зсуви другого порядку*, які виникають у тілі від раніше утворених зсувів.

➢ За характером руйнування схилу виділяють зсуви (за Є.П. Ємельяновою, 1972):

1) *справжні* (нормальні, звичайні), які виникають унаслідок невідповідності величини напруги в схилі та міцності гірських порід. Вони поділяються на: а) глибокі, які можуть розвиватися в однорідному середовищі та в горизонтальних шарах, по похилих поверхнях зон ослаблення; б) поверхневі (зсуви покривних утворень й опливини);



а *б* *в* *г* *д*

Рис. 3.4.5. Зсуви у районі Славської Верховини та Сколівських Бескидів у Карпатах: *а)* блоковий зсув; *б*) зсув-потік; *в*) сплив; *г*) опливина; *д*) зрив

2) *псевдозсуви* (особливі зсуви), які формуються під час: а) просідання над пустотами (карстові, вигоряння, штучні); б) осідання у разі ущільнення порід, які лежать нижче (у тім числі суфозійні, у просадках в лесах) [1].

➢ *За швидкістю руху* зсуви поділяють:

3 м/с – винятково швидкі;
0,3 м/хв – дуже швидкі;
1,5 м/доба – швидкі;
1,5 м/місяць – помірно-швидкі;
1,5 м/рік – дуже повільні;
0,06 м/рік – винятково повільні [1].

➢ *Об'єми зсувів*, м^3:

< 1000 – невеликі;
> 1000 – досить великі;
> 10 000 – великі;
> 100 000 – дуже великі;
> 10^6 – величезні;
> 10^7–10^8 – катастрофічні [14].

Величина зсувів за В.Д. Ломтадзе (1977):

– малі: окремі брили, невеликі зриви, об'ємом в одиниці кубічних метрів;
– невеликі: від десятка до 100–200 м^3;
– середні: 200–1 000 м^3;
– великі: 1 000–200 000 м^3;
– грандіозні: 200 000 м^3 і більші [19].

Зсуви можуть відбуватися і розвиватися на одному висотному ярусі (*одноярусні*) або на декількох (*багатоярусні*). Найчастіше багатоярусні зсуви трапляються в гірській місцевості і рідше на рівнинах (головно там, де схили мають довжину понад 100–200 м).

Розрізняють також *прості* та *складні* зсуви. *Прості* зсуви зумовлені одноразовим сповзанням маси порід. *Складні* зсуви формуються протягом тривалого часу, а процес сповзання відбувається неодноразово. В таких складних (багатоярусних) зсувах зазвичай поєднується і деляпсивний, і детрузивний типи зміщень. Найбільші за площею зсуви зачисляють до складних. Вони мають об'єм у мільйони і мільярди тон, захоплюють товщу глибиною в 100 м і більше [25].

3.4.4. Методи досліджень зсувів

3.4.4.1. Стаціонарні методи

Локальні закономірності зсувних процесів визначають методи їхнього стаціонарного дослідження, які є головними для одержання кількісної інформації. Виділяють такі різновиди досліджень на стаціонарних ділянках:

1) комплекс робіт, зосереджений на дослідженні механізму та динаміки геологічних процесів;
2) комплекс робіт, спрямований на вивчення умов і чинників зсувних процесів.

Перший комплекс робіт передбачає: детальне вивчення геологічних умов розвитку і режиму зсувів; розташування ослаблених зон у пачці порід; вивчення морфології і морфодинаміки зсувів; проведення детального візуального обстеження; періодичного інженерно-геологічного нагляду; інженерно-геологічна розвідка; обладнання стаціонарної ділянки технічними засобами контролю; вивчення пружно-деформованого стану порід зсувних схилів і зміна його в часі; вивчення гідрогеологічних умов зсувів.

До другого комплексу робіт належать роботи з дослідження тектоніки, стратиграфічних, геоморфологічних, гідрогеологічних, гідрологічних і ландшафтно-кліматичних умов ділянок проходження зсувів. Уточнюють геолого-геоморфологічні умови, зокрема, морфологічні особливості зсувних схилів, їхній генезис, динаміку тріщин та їхню класифікацію, умови обводнення порід. Найвідповідальніша задача – визначення поверхні ковзання в геологічному розрізі.

Для виявлення зазначених характеристик застосовують топографічне знімання, зсувне знімання, інженерно-геологічну розвідку, а також бурові роботи та геофізичні вимірювання. Для відображення складної будови зсувного тіла будують блок-діаграми та тривимірні ГІС-моделі.

Початок стаціонарних спостережень приурочують до підготовчого періоду зсувних процесів і завершують до закінчення спорудження господарських чи житлових будівель. Періодичність спостережень залежить від періодичності прояву (у сезон, кілька років) і швидкості зсувних процесів. У середньому це становить 2–4 рази в рік або щорічно. Під час підвищення активності зсувів та проходженні природних явищ (паводки, землетруси, шторми) спостереження проводять цілодобово. В районах із складною зсувонебезпечною обстановкою спостереження продовжують і в період експлуатації споруд, проте об'єктом стають протизсувні споруди та їхня ефективність.

✓ *Види досліджень на стаціонарних майданчиках*

Рис. 3.4.6. Вигляд ґрунтового репера [34]

1. *Фіксація зсувних зміщень*. Важливо визначати параметри зміщення мережі точок на зсувному схилі. Для цього створюють стаціонарні майданчики систематичних спостережень за вектором зміщення. Використовують поверхневі та глибинні репери, цифрові нівеліри для високоточної реєстрації величин зміщення. Поверхневі репери – це сталеві палі довжиною 2–2,5 м чи коротші, залежно від потужності пухкого покриву на схилі (рис. 3.4.6). Їх забивають у товщу корінних порід через 50–200 м залежно від величини зсувів. Сталеві палі фіксуватимуть параметри зміщень порід стосовно незміщених товщ. Глибинні репери ставлять у свердловини і за їхньою допомогою виявляють положення площини зміщення зсуву та зсувні деформації на різних глибинах. Прикладом свердловинних вимірювань є *метод інклінометрії* – покрокове опускання зонду на фіксовану відстань з визначенням у кожній точці вимірювань кута нахилу зонду стосовно прямовисної лінії. Таким методом вимірюють глибину розташування поверхні ковзання, величину і напрям зміщення. Застосовують також прилади – тріщиноміри, нахиломіри, деформографи та ін.

На стаціонарних ділянках у місцях активних зсувів спостерігають за:

– фазами (стадіями) розвитку зсувів (початок активізації чи затухання процесів);
– величиною, напрямом і швидкістю зміщень;
– закономірностями змін подвижок у часі (періодичність, циклічність) та їхній зв'язок зі зсувотвірними чинниками;
– змінами швидкостей деформацій у глибину [11, 15].

2. *Вивчення ураженості схилів зсувами*. Виконують вимірювання відстаней між нерухомими реперами та рухомими (зсувними) точками, використовуючи мірну рейку та нівелір. Цим методом визначають лінійну, площинну та загальну ураженість схилу зсувними процесами.

3. *Спостереження за змінами напруженого стану порід і порового тиску.* Виявляють передвісників активізації зсувів. Визначають нормальні напруги перетворювачами ґрунтового тиску, які встановлюють на різних глибинах. Поровий тиск вимірюють у водонасичених глинистих ґрунтах, використовуючи п'єзометри та давачі з різними перетворювачами (струнними, трансформаторними, індуктивними тощо).

4. *Гідрометеорологічний моніторинг.* Ведуть дослідження метеорологічних і кліматичних чинників, які впливають на стійкість схилів у цілому й активізацію окремих зсувів. Об'єктом досліджень стають також береги морів, водосховищ, які розташовані в зоні абразії, що руйнує підніжжя схилів. Спостерігають за зонами підмиву берегів постійними та тимчасовими водотоками.

5. *Режимні спостереження за підземними водами.* На зсувонебезпечних ділянках облаштовують 1–3 створи з 3–4 свердловин. Створи розташовують паралельно до брівки схилу в таких місцях: на корінному схилі, на тілі зсуву і в його підніжжі. Визначають глибину підземних вод, особливості притоку та відтоку вод до зсувного схилу, хімізм, дебіт тощо.

6. *Спостереження за вологістю ґрунтів.* Відбирають зразки ґрунтів через 15–20 см у розрізі зі спеціально пробурених свердловин для лабораторних аналізів. Застосовують також геофізичні методи. Визначають динаміку вологості ґрунтів. Проби беруть у зонах зміщення порід, враховуючи морфологію і тип зсуву, його будову, а також на ділянках передбачувано-різного водонасичення.

7. *Дослідження процесів вивітрювання порід.* Виконують невеликі розчистки уступів, закладають шурфи чи короткі штольні для оголення не вивітрілих чи слабковивітрілих порід. Пункти ставлять на різних елементах рельєфу (незміщена ділянка схилу, зсувна стінка), з різною експозицією та крутістю так, щоб охопити схили з різним ступенем вивітрілості порід. З'ясовують характер, умови й інтенсивність змін властивостей гірських порід, їхній гранулометричний склад, об'єми зносу та накопичення продуктів вивітрювання на схилах [4].

Інформацію, яку отримують на стаціонарних ділянках, використовують для створення картографічних і математичних моделей зсувів.

3.4.4.2. Візуальні обстеження і кадастр

Враховуючи цільову спрямованість робіт, можна передбачити візуальну оцінку стану зсуву на певний момент часу з можливою повторною деталізацією. Детальне візуальне обстеження рекомендують проводити на зсувних ділянках, які загрожують важливим об'єктам народного господарства.

✓ Детальну *програму дослідження зсувів* розробив Н.І. Ніколаєв (1950) [22]. Вона передбачає такі *аспекти вивчення*.

1. Виявлення приуроченості зсувів до елементів рельєфу (уступів терас, схилів річкових долин тощо).
2. Визначення висоти і крутості схилів, з'ясування деталей мікрорельєфу.
3. Картування площ поширення зсувних тіл.
4. Виявлення головних чинників розвитку зсувів у минулому і сьогодні.
5. Дослідження морфологічних особливостей зсувного тіла і поверхонь ковзання.

✓ *Схема опису схилу, на якому виник зсув*:

1) розташування у рельєфі, експозиція, генезис (морський, озерний, річковий, ярковий, на берегах водосховищ, штучний укіс або насип), довжина схилу, відносна висота;
2) форма в профілі та плані, крутість (максимальна, середня);
3) літологічні та петрографічні різновиди порід, їхні умови залягання, наявність тектонічних порушень, стан – вологість, консистенція, тріщинуватість, вивітрілість;
4) гідрогеологічні умови: глибина ґрунтових вод, напрям течій (збігається чи ні з напрямом падіння схилу), місця обводнення схилу, наявність джерел, їхній дебіт;
5) мікрорельєф схилу, його зв'язок з геологічною будовою;
6) наявність рослинності та штучних споруд;
7) характеристика рельєфу між вододілом і брівкою схилу – плато, тераса, більш пологий схил, відстань від вододілу до брівки, протилежний схил;
8) характеристика підніжжя схилу: наявність підмиву або штучного підрізування схилу, інтенсивність підмиву;

9) вік схилу й основні етапи його формування (для штучних укосів – час і спосіб їхнього спорудження).

✓ *Загальні відомості про зсув*:

1) тип за особливостями процесу зміщення, будовою, формою переміщення, механізмом руху, формою в плані тощо;
2) причини та значення у виникненні різних чинників;
3) взаємозв'язок з іншими процесами;
4) стадія розвитку зсуву.

✓ *Послідовність опису зсувного тіла:*

1) розташування на схилі, базис;
2) розміри та форма в плані, в поздовжньому і поперечному профілі;
3) перевищення вершини брівки зриву над базисом, висота і характер стінки зриву, бортів і валу випирання, амплітуда зсуву;
4) рельєф поверхні зсуву;
5) площа водозбору зсуву, умови поверхневого стоку вздовж зсуву, джерела живлення тіла зсуву водою;
6) рослинний покрив на тілі зсуву та його відмінності від рослинності поза ним;
7) вплив зсуву на споруди і їхні деформації;
8) потужність зсуву;
9) форма та положення поверхні ковзання, склад, умови залягання і стан зміщених ґрунтів, механізм зміщення;
10) свіжість зсувних деформацій, можливий вік зсуву [3].

✓ *Характеристика сусідніх зсувів:*

1) відстань до них і їхня коротка характеристика (якщо вони розташовані на тому ж схилі);
2) міжзсувні миси – наявність, розміри, морфологія.

✓ *Відомості про підготовку та розвиток зміщень*:

1) рельєф схилу й умови до зсуву, час, швидкість і характер зміщення, явища, що передували і супроводжували зсув;
2) подальше розростання зсуву по площі, виникнення зсувів другого порядку;
3) повторні зрушення;
4) активність зсуву і режим деформацій;
5) завдані збитки, деформації та руйнування споруд;
6) зворотні розрахунки або перевірка розрахункових схем і показників для часу зміщення [21].

✓ *Виконані протизсувні заходи*:

– склад, розміри, розташування, час спорудження;
– стан у досліджуваний період;
– ефективність заходів;
– прогноз подальшого розвитку зсуву та попередні рекомендації щодо його стабілізації [14].

За результатами детального візуального обстеження зсувонебезпечної території виникає можливість схарактеризувати стан схилу зсуву в зоні його впливу на об'єкти господарства. Особливого значення набуває проведення детального візуального обстеження в ситуаціях, які потребують прийняття швидкого інженерного рішення у разі впливу зсувів на важливі інженерні споруди (гідротехнічне будівництво, газо- і нафтопроводи, лінії електропередач тощо).

Візуальні дослідження дають змогу також записувати інформацію про зсуви в єдину систему ведення їхнього обліку в певній адміністративній області та районі. Такий облік за єдиною схемою називають кадастр.

Кадастр зсувів розробляють у табличній формі у програмі Microsoft Excel. Номер зсуву визначається геологічною партією відповідно до наявної в них нумерації зсувів, ділянок. У кадастрі зазначають таке.

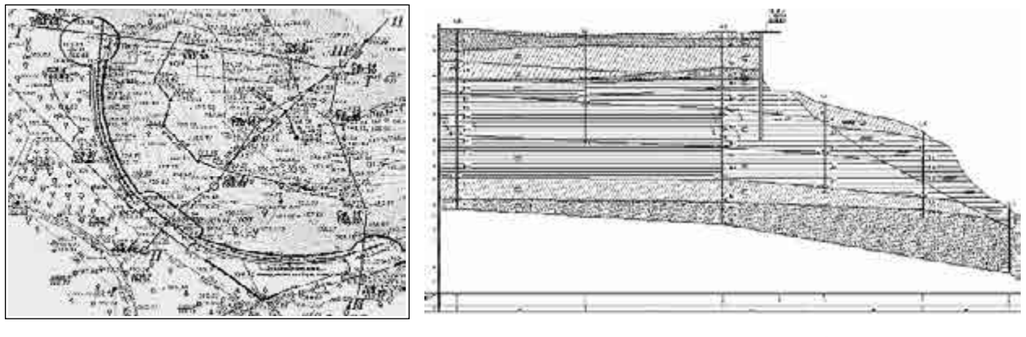
1. Місце розташування зсуву: а) адміністративно-територіальна прив'язка (область, район, місто, село); б) прив'язка до ерозійної та гідрографічної мережі. Зазначають дати повітряних фотознімань і польового обстеження.
2. Форма схилу в плані: а) ввігнута; б) пряма; в) опукла; г) ступінчаста.
3. Генетичний тип зсувного схилу, його протяжність і висота.
4. Вік і склад порід основного горизонту, який деформується.

5. Гідрогеологічні та гідрологічні умови, які впливають на активізацію зсуву.
6. Тип зсувів за формою в плані: а) циркоподібні; б) фронтальні; в) кострубатих обрисів (лабіринт); г) глетчероподібні (дендритоподібні); д) ложкоподібні; е) зі звуженою горловиною; ж) віялоподібні; з) опливини еліпсоїдальної, грушеподібної форми; і) без виразних границь; к) складних форм. Для фронтального типу зсувів у тому ж пункті зазначають кількість елементарних форм зсувів, амфітеатрів і подають їхню нумерацію.
7. Геометричні параметри зсуву: довжина, ширина (м), площа (м^2), а також дата, до якої вони належать. Згідно з нумерацією елементарних форм можна записати параметри декількох показних амфітеатрів (для фронтального типу).
8. Крутість, експозиція та форма схилу в профілі: а) плоскі; б) випуклі; в) ввігнуті; г) випукло-ввігнуті; д) ввігнуто-випуклі; є) хвилясті; ж) ступінчасті.
9. Візуальна потужність зсувних накопичень (м) і висота стінки відриву (м).
10. Генетичний тип зсуву і вид руху гірських мас порід. Вік зсуву: а) свіжий; б) давній.
11. Чинники, які мають вирішальне значення для цього зсуву.
12. Відомості про динаміку зсуву: активні, тимчасово-стабілізовані, стабілізовані, повністю стабілізовані, давні.
13. Фізико-географічні процеси, які відбуваються в зоні розвитку зсуву і прямо або опосередковано впливають на активізацію зсуву.
14. Короткі рекомендації зі стабілізації зсуву, дотримання яких є необхідною умовою.
15. Пояснювальна записка до кадастру зсувів. Пояснювальну записку складають для проведення аналізу природної обстановки досліджуваної території. Вона є текстовою частиною звіту про результати робіт зі складання кадастру зсувів. Кадастр зсувів доповнюють паспортом конкретного зсуву.

Паспорт зсуву складається з:

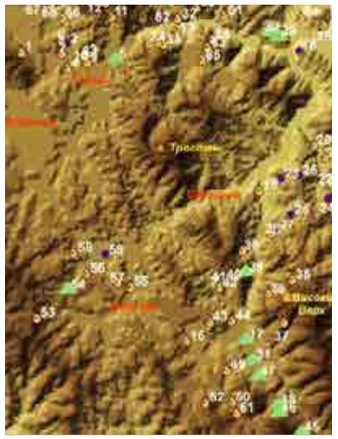
1) просторового положення зсуву;
2) номера на карті;
3) коду звіту за каталогом геологічної вивченості;
4) номенклатури листа;
5) адміністративної прив'язки;
6) річкового басейну *n*-го порядку;
7) часу утворення зсуву;
8) геоморфологічної прив'язки;
9) інженерно-геологічної прив'язки [26].

Виявлені прояви зсувних процесів із лінією геологічного розрізу та гирлами свердловин наносять на топоплан, на підставі чого будують геологічний розріз (рис. 3.4.7). Виготовляють також великомасштабну карту в одному з програмних середовищ ГІС (ArcGIS, MapInfo) (рис. 3.4.8). Карти в геоінформаційному середовищі дають змогу отримувати точні географічні координати зсувів. Як картографічну основу застосовують адміністративні, гіпсометричні та геологічні карти, а також великомасштабні космознімки. Поєднання різних шарів тематичних карт з картою зсувів допо-



а *б*

Рис. 3.4.7. Зсувний схил із розташованим на ньому оглядовим майданчиком у м. Київ: *а*) топоплан із лінією розрізу і точками свердловин; *б*) розріз [38]



1, 2, 3.

Рис. 3.4.8. Фрагмент карти поширення зсувів Славської верховини, виконаної в ArcGIS (основа – дані SRTM). Типи зсувів за механізмом руху: *1* – блокового ковзання; *2* – зсуви-течії; *3* – перехідних типів. Цифрами на карті позначені порядкові номери зсувів

магає візуалізувати приуроченість проявів процесів до форм рельєфу, корінних порід, четвертинних відкладів та об'єктів природокористування. Кожен прояв процесу на геоінформаційній карті має атрибутивну таблицю, в якій зазначено дані про зсув – пункти кадастру (див. вище). Крім розташування й інформації про зсуви, на картах можуть бути зазначені: стійкість схилів, можливість проведення земляних робіт, гідрогеологічні умови району, місця розташування стоків, дренажних басейнів, затоплюваних ділянок і розподіл підземних вод. На карту наносять також місця минулих зсувів, зазначають контури районів можливого майбутнього сповзання.

3.4.4.3. Розрахункові методи

Розрахункові методи – це методи математичних обчислень можливих рухів природних сил на схилі. Основою методу розрахунків є теорія граничної рівноваги однорідного сипучого середовища. Цими методами визначають *стійкість зсувів*, а у випадку, коли процеси ще не відбулися – *стійкість схилів* і штучних укосів. Стійкість схилів оцінюють залежно від їхніх обрисів, виду та розташування порушених поверхонь (тріщинуватості, шаруватості).

Розрахунок стійкості схилу зводиться до визначення *тангенціальної* сили (сила зчеплення), яка спрямована на зміщення масиву порід (Ft, див. рис. 3.4.1) і сили, що чинить опір зрушенню (притискаюча, *нормальна* сила або сила тертя Fn). Як показник стійкості схилу використовують відношення $k_{ст}=Fn/Ft$, тобто відношення сил, що утримують масив у рівновазі, до сил, які намагаються зумовити зрушення у схилі. Якщо $k_{ст}=1$, то схил перебуває у стані граничної рівноваги, якщо $k_{ст}<1$, – схил перебуває в нестійкому стані, або $Fn<Ft$, і навпаки.

Розрізняють такі методи розрахунку стійкості зсувів

1. *Метод розрахунку стійкості зсувів, які мають похилу поверхню ковзання*. Цей метод застосовують для консеквентних зсувів, які мають плоску похилу поверхню ковзання. Приймемо Fn як N і Ft як T, тоді $T=P\cdot sin\alpha$, $N=Pcos\alpha$ (рис. 3.4.9), де P – загальна вага порід, які утворюють зсув.

Умови рівноваги зсуву вздовж поверхні ковзання $I-I$ визначатимуться рівністю

$$T=Ntg\phi+CL,$$

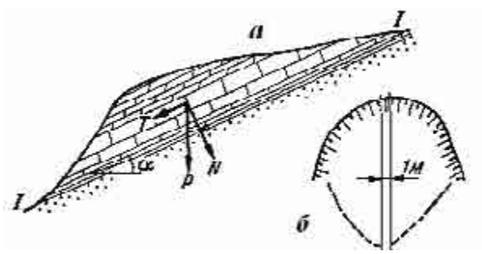


Рис. 3.4.9. Приблизна розрахункова схема стійкості зсуву з похилою плоскою поверхнею ковзання: *а*) розрахунковий геологічний розріз: P – вага порід, які утворюють зсув, складові сили тяжіння – T (тангенціальна сила) і N (нормальна сила), α – кут нахилу поверхні ковзання, $I–I$ – поверхня ковзання; *б*) план зсувної ділянки [19]

де $tg\phi$ – розрахунковий коефіцієнт внутрішнього тертя частинок породи; ϕ – кут внутрішнього тертя; C – розрахункова величина зчеплення породи, яка творить поверхню ковзання, в н(ньютон)/м; L – довжина поверхні ковзання $I-I$, в м.

Розрахунок виконують для масиву порід шириною 1 м, який виділяють вздовж лінії розрахункового геологічного розрізу. Визначивши за розрізом площу S (м^2) і, відповідно, об'єм V (м^3) виділеного масиву, обчислюють його вагу за формулою $P=V\cdot\gamma$, де γ – розрахункова щільність порід, які формують зсув, в н/м^3. Визначають величини складових сил T і N. Формула для визначення коефіцієнта стійкості зсуву з плоскою похилою поверхнею ковзання набуває вигляду

$$k_{ст}=(Ntg\phi+CL)/T \text{ [19].}$$

Наприклад, величини коефіцієнта і кута внутрішнього тертя глинистих порід загалом малі, швидко зменшуються у разі підвищення вологості порід, змінюючись, від 0,4–0,5 (кут 20–25°) у глин і суглинків, що перебувають у твердому стані, до 0,25–0,30 (кут 14–17°) у м'якопластичних глин і суглинків.

2. *Метод розрахунку стійкості зсувів, які мають ввігнуту (круглоциліндричну) поверхню ковзання*. Цей метод має багато різновидностей, тому відомий як шведський метод відсіків: метод В. Філленіуса, метод Терцагі, метод Терцагі-Крея, метод Петерсона, метод вертикальних елементів, метод Іванова-Тейлора, метод Свена Гультена тощо.

Застосовують для асеквентних і частково інсеквентних зсувів. Поверхня ковзання має ввігнуту, плавноввігнуту, умовно круглоциліндричну форму (рис. 3.4.10).

Вважають, що сповзання ґрунту може трапитись лише внаслідок обертання зсувного масиву навколо центра O. Поверхня ковзання $I–I$ в цьому випадку буде зображена дугою деякого кола з радіусом R, окресленого з центра O. Зсувний масив розглядають як деякий твердий блок, який всіма своїми точками бере участь в одному загальному русі.

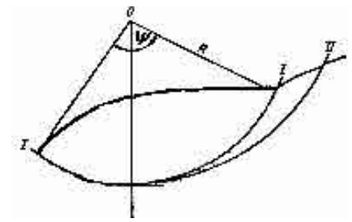


Рис. 3.4.10. Зсув із круглоциліндричною поверхнею ковзання

Щоб отримати найдостовірніші дані щодо рівноваги зсуву чи схилу, намічають декілька поверхонь ковзання радіусами різної довжини в напрямі від головного уступу чи окремих тріщин до підошви. Вздовж кожної з намічених поверхонь ковзання перевіряють стійкість зсуву. Найбільш імовірною поверхнею ковзання буде та, яка має найменшу величину [10].

3. *Метод розрахунку стійкості зсувів, які мають ступінчасту поверхню ковзання.* Якщо поверхня ковзання внаслідок наявності порід різної твердості має неоднорідний нахил, то розрахунок стійкості зсуву є складнішим. У таких породах поверхня ковзання частково проходить вздовж поверхонь напластувань, частково – вздовж поверхонь поперечних тріщин. У скальних і напівскальних породах поверхня ковзання часто повністю поширюється вздовж поверхні тріщин, які відокремлюють об'єм зсуву від корінного схилу.

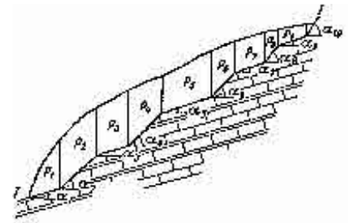


Рис. 3.4.11. Розрахункова схема стійкості зсуву зі ступінчастою поверхнею ковзання [6]

Для цього методу зсувний масив на геологічному розрізі розбивають на блоки 1, 2, 3, …, i з таким розрахунком, щоб у межах кожного блоку нахил поверхні ковзання був однорідним (рис. 3.4.11). Визначають вагу кожного блоку P_1, P_2, P_3, …, P_i. Далі обчислюють величину кожної складової

$$N=f\,(P_1cos\alpha_1+P_2cos\alpha_2+P_3cos\alpha_3+\ldots+P_icos\alpha_i);$$

$$T=P_1sin\alpha_1+P_2sin\alpha_2+P_3sin\alpha_3+\ldots+P_isin\alpha_i\,.$$

Коефіцієнт стійкості зсуву $k_{ст}=(\Sigma fN_i+CL)\,/\,\Sigma T_i$.

У випадку, коли зсуви ще не відбулися, проводять прогнозування на підставі розрахунків стійкості зсувонебезпечних схилів.

4. *Метод розрахунку стійкості схилу, який складений однорідними породами*.

Зсування масиву відбувається під впливом сили ваги, яку зобразимо прикладеною до центра ваги сповзаючого масиву у вигляді вектора P (рис. 3.4.12). Переміщуванню масиву породи перешкоджає сила зчеплення T. Силою тертя N, з огляду на її незначність, нехтуємо.

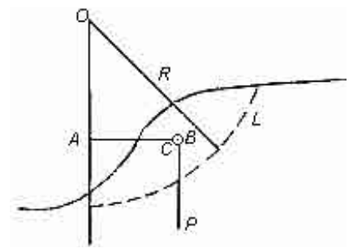


Рис. 3.4.12. Схема розрахунку ступеня стійкості схилу, складеного з однорідної пластичної глини, якій властиві тільки сили зчеплення, без тертя [30]

Довжину поверхні ковзання позначимо через L, а ширину сповзаючого масиву для простоти розрахунку приймемо такою, що дорівнює 1 м. Якщо C – розрахункова величина

зчеплення породи вздовж всієї поверхні ковзання, то загальну силу зчеплення виразимо через *CL*. З центра кривизни *O* проведемо вертикальну лінію і розглянемо співвідношення сил.

Моментом сили ваги буде добуток з величини сили на плече, тобто $Q=P|AB|$. Моментом другої сили, яка перешкоджає зміщенню масиву, буде сила зчеплення *CL*, помножена на плече, яким є радіус кривої ковзання *R*. Звідси умова граничної рівноваги $Q = P|AB| = CL{\cdot}R$.

Очевидно, що збільшення сили ваги, наприклад, завдяки зволоженню схилу або штучного перевантаження на схил, призведе до порушення стійкості схилу. Рівновага порушиться також у разі зменшення сили зчеплення під впливом надмірного зволоження порід.

Якщо схил, складений з порід, які мають і зчеплення і тертя, то розрахунок його стійкості відрізняється від попереднього. Поверхню ковзання приймають також за круглоциліндричну. Щоб скласти рівняння стійкості схилу, сповзаючий масив розбивають вертикальними площинами на окремі призми (рис. 3.4.13).

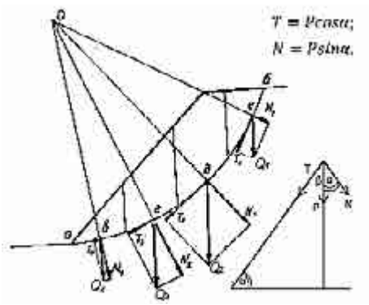


Рис. 3.4.13. Схема розрахунку ступеня стійкості схилу з урахуванням сил тертя [31]

Із точки *O* проводять радіуси до точок *в, г, д, е*, які розташовані в середині кривої ковзання кожної призми. З цих точок відкладають вагу кожної призми *G* і сили, що до неї належать *N* і *T*. Умова рівноваги для кожної призми (блоку порід)

$$T=Ntg\phi+CL,$$

де *T* – тангенціальна або сила зчеплення; *N* – нормальна або сила тертя; ϕ – кут внутрішнього тертя частинок породи; *C* – розрахункова величина зчеплення породи; *L* – довжина поверхні ковзання. Тоді границя стійкості всього масиву виражається рівнянням

$$\Sigma T=\Sigma Ntg\phi+\Sigma CL.$$

З рівняння випливає, що зі збільшенням сил, які намагаються зрушити масу порід, вони втрачають рівновагу і зміщуються вздовж схилу.

Звідси можна визначити коефіцієнт стійкості схилу, складеного однорідними породами

$$k_{ст}= (\Sigma Ntg\phi+\Sigma CL) / \Sigma T.$$

5. Метод розрахунку стійкості схилу, який складений неоднорідними породами. Використовують для схилів, які мають чіткі границі поділу напластувань гірських порід, нахилені до основи схилу або утворені нахиленими тріщинами. Наприклад, в умовах залягання делювіальних відкладів на поверхні корінних порід, делювіально-елювіальних відкладів на поверхні менш вивітрілих порід, маси порід на нахиленій поверхні тріщини тощо. Ці границі поділу ще не є поверхнями ковзання, але можуть ними стати і найімовірніше ті, вздовж яких коефіцієнт стійкості мас порід матиме мінімальне значення – менше одиниці. Стійкість таких схилів перевіряють вздовж декількох можливих поверхонь і виявляють найбільш імовірну. Розрахункова схема тотожна схемі розрахунку стійкості зсувів, які мають похилу поверхню ковзання (див. метод 1). На геологічному розрізі намічають не виявлену, а ймовірнісну поверхню ковзання. Подають: детальний геологічний розріз, який є основою обґрунтування розрахункової схеми; обчислюють коефіцієнти γ, *f*, ϕ, *C*; обґрунтовують моменти, для яких виконують розрахунок, тобто найбільш несприятливе поєднання силових впливів [19].

6. Метод розрахунку стійкості схилів Фісенко. Метод Г.Л. Фісенко (1965) розробили у Всесоюзному науково-дослідному інституті гірської механіки та маркшейдерської справи (ВНІМІ). В основі методу є певний порядок побудови найбільш імовірної поверхні ковзання, яку приймають як круглоциліндричну. Для цього визначають можливу ширину призми зсування, осі головних напруг, їхні зміни, намічають можливу поверхню ковзання в однорідних гірських породах. Враховують, що елементарні майданчики ковзання можуть виникати з глибини, де напруги не менші $2ctg\,(45-\phi/2)$ і розташовуватись під кутом $45°-\phi/2$ до напряму головних напруг. Тоді розраховують глибину виникнення поверхні ковзання в однорідних породах, яка становить

$$H_{90} = \sigma_1/\gamma = 2C/\gamma = (2C/\gamma){\cdot}ctg\,(45° - \phi/2).$$

Тут H_{90} – максимально можлива висота вертикального відкосу (рис. 3.4.14.); γ – розрахункова щільність порід, які формують зсув, у н(ньютон)/м^3; ϕ – кут внутрішнього тертя; *C* – розрахункова величина зчеплення породи, яка творить поверхню ковзання, в н/м; σ_1 – нормальні напруги в точці схилу, яку досліджують [37].

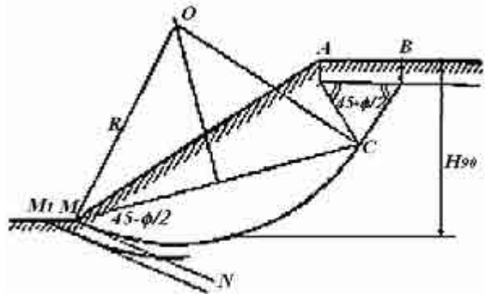


Рис. 3.4.14. Приблизна схема побудови поверхні ковзання в однорідних породах за методом Фісенко (ВНІМІ)

7. Метод розрахунку стійкості схилів Маслова. Н.Н. Маслов (1955) назвав його методом рівноміцного відкосу. Рівноміцним називають такий схил чи відкіс (у штучних насипів), у якого в будь-якому горизонтальному перерізі забезпечена стійкість порід, що його утворюють. Тобто,

$$k_{ст} = tg\psi_\sigma / tg\alpha = 1,$$

де α – кут нахилу схилу чи відкосу в межах деякого горизонту порід (рис. 3.4.15); ψ_σ – кут опору зсуву того ж горизонту за нормального напруження σ. Кут опору порід зсуву визначають за рівнянням

$$F_\sigma = tg\psi_\sigma = \tau/\sigma = tg\phi + C/\sigma.$$

Тут $F_\sigma = tg\psi_\sigma$ – коефіцієнт зсуву порід за нормального напруження σ; τ – здвигаюче зусилля; σ – нормальне ущільнювальне напруження; *C* – загальне зчеплення [20].

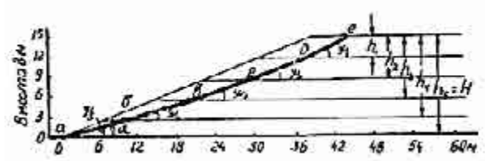


Рис. 3.4.15. Схема розрахунку стійкості схилу методом рівноміцного укосу [14]

На схилі зазвичай діє напруження від власної ваги порід, тому коефіцієнт зсуву на будь-якій глибині H_i дорівнює

$$F_\sigma = tg\phi_\sigma + C/\gamma_{сер}{\cdot}H_i,$$

де $\gamma_{сер}$ – середня щільність порід від поверхні землі до глибини *H*.

Отож, знаючи кут опору здвигу порід кожного горизонту, які лежать в основі схилу, враховуючи розподіл напружень від власної ваги порід, можна намітити обриси стійкого схилу.

У практиці інженерно-геологічних розрахунків існує багато інших методів обчислення стійкості схилів, наприклад, метод Ю.В. Соловйова (1962) з врахуванням принципу можливих переміщень масиву ґрунту; метод Г.М. Шахунянца для визначення конфігурацій поверхонь ковзання; метод Л.П. Ясунаса та ін. Існують також розрахункові номограми (графіки) для визначення граничної висоти стійкого вертикального укосу за сприятливого/несприятливого розташування ослаблених поверхонь, або за наявності двох чи більше систем ослаблених поверхонь.

Розрахунки стійкості схилів є попереднім кроком для розроблення моделей формування зсувів, які дають змогу прогнозувати їхню швидкість і площу розповсюдження. Види й аспекти моделювання викладені в п. 2.5.6.

3.4.4.4. Методи прогнозування й обґрунтування протизсувних заходів

Прогноз сучасних екзогенних процесів – це наукове передбачення місця, часу, характеру, типу і масштабу проявів тих чи інших процесів, яке ґрунтується на аналізі їхніх закономірностей розвитку, а також передбачення територій та об'єктів господарства, які будуть піддані їхньому впливу [23].

Прогноз зсувів – це передбачування можливої появи (чи ступеня поширення) активних зсувів на досліджуваних схилах у подальших можливих змінах природних умов або антропогенних чи природних впливів [10]. Види прогнозів ми розглянули в п. 2.5.7.

Методи прогнозування за видом поданих результатів можна поділити на якісні та кількісні. Якісні – це методи словесного опису намічених проблем з подальшим винесенням рішень і рекомендацій для попередження негативного впливу сучасних зсувних процесів. Кількісні методи – це числові вирази різних прогнозних схем або бальні оцінки. Прогнозні методи ґрунтуються

головно на розумінні геологічних закономірностей району дослідження і фактичних даних стаціонарних спостережень.

Об'єкти прогнозування такі:

– місця зсуву. Впевнено визначають у випадку наявності деформацій на схилах або тріщин відриву. Якщо на схилі немає зсувних деформацій, то застосовують *метод аналогій*: порівнюють характеристики цього схилу зі схилами, на яких в голоцені відбулися зсуви. Порівнюють: склад, потужність покривних і корінних порід, висоти схилу, поперечні профілі, крутість, наявність зон ослаблення, вплив сейсмогенерувальних розломів тощо. Передбачають можливість зсуву на досліджуваній ділянці;
– об'єм зміщення. Майже кожен зсувний масив складається з частинок різної стійкості. Застосовують *метод теодолітного чи GPS-знімання* для точного визначення границь масиву, а також *буріння чи геофізичне знімання*, щоб з'ясувати поверхні ковзання і місце відчленування. Обчислюють загальний (максимальний) і частковий об'єми;
– одночасність зміщення. Оцінюють за ступенем ослаблення його частин свіжими деформаціями в зонах відчленування, характером літологічного розрізу, нахилом частин головної та часткових поверхонь сповзання тощо, а також за аналізом розрахунків стійкості;
– шлях руху. Питання вирішують залежно від типу явища, будови та профілю схилу, на підставі даних чи припущення про блоково-компактний чи дезінтегрований стан мас у процесі зміщення;
– механізм і швидкість зміщення. Тип явищ визначають за даними про будову схилу, висоту розміщення, форму та геоструктурну приуроченість ніш відриву, характером деформацій, що вже відбулись. Використовують *методи теоретичних передбачень та аналогій, математичне та фізичне*, зокрема, *лабораторне моделювання*. Закономірності руху величезних мас порід вздовж високих гірських схилів аналізують на підставі геологічних закономірностей формування схилових явищ у певному комплексі порід, а також методом аналогій. Швидкість зміщення зсувів виявляють методом математичного моделювання;
– межі зони зсувної небезпеки. Межі небезпечної зони в зоні акумуляції зсувних мас визначають за максимальною відстанню майбутнього зсувного тіла вздовж головного геологічного розрізу з урахуванням механізму зміщення, профілю і контурів тіл-аналогів. Використовують дані про давні зсувні зони в основі схилу. Межі небезпечної зони зазначають, враховуючи найбільш несприятливий випадок – зміщення всього масиву під час землетрусу максимальної сили [1, 6].

У системі прогнозування активно використовують оціночні методи, до яких належать експертні та бальні оцінки.

✓ *Метод експертних оцінок* ґрунтується на досвіді і знаннях спеціалістів цієї сфери – експертів. Перший етап передбачає інтуїтивно-логічний аналіз задачі, другий – розв'язання та подання напівкількісних та якісних оцінок. Експерти формують рішення з визначеної проблеми, дають оцінку очікуваних результатів. Отримані від експертів оцінки опрацьовують і отримують підсумкові висновки з проблеми. Працює один або колектив експертів, які пропонують колегіальне рішення. В експертних оцінках застосовують: а) метод асоціацій або порівнянь, який полягає у порівнянні подібного за властивостями об'єкта з об'єктом досліджень; б) метод фокальних об'єктів, ґрунтується на перенесенні ознак аналогів на досліджуваний об'єкт [37].

✓ *Метод бальних оцінок.* Застосовують для відображення: 1) ступеня ураження території зсувами; 2) зсувного потенціалу. У першому випадку обчислюють кількість або площу зсувних проявів, яку ділять на площу окремих ділянок. Означують критерії виділення малого, середнього чи високого ступеня ураження і присвоюють їм відповідні бали. Територію поділяють на райони з відповідним ступенем ураження зсувами.

У другому випадку, для виявлення зсувного потенціалу, враховують вплив головних чинників в утворенні зсувів. Величину впливу кожного чинника приймають незалежним від інших зсувотвірних чинників. До них належать: породи в основі схилу, гідрогеологічні умови, тектонічні порушення, середні багаторічні суми опадів, крутість схилів, вплив ерозії чи абразії, антропогенний вплив. Кожному чиннику присвоюють певну кількість балів залежно від його значущості. Сумарний чинник обчислюють як суму кількості кожного чинника, помножену на його важливість (значимість). Районують територію за величиною сумарного значення зсувотвірних чинників [35].

✓ *ГІС-технології.* На підставі ГІС складають карти поширення зсувів (див. рис. 3.4.8), карти прогнозування сходження зсувів, карти зсувної небезпеки для об'єктів господарства та площ

пошкодження території зсувами, а також виконують прогнозне моделювання руху зсувів залежно від впливу головних чинників.

Основою карт у ГІС, наприклад, в програмі ArcGIS є цифрова модель рельєфу у вигляді TIN або grid. До неї прив'язують і формують як окремі шари геологічну карту, четвертинних відкладів і карту рівня підземних вод. За даними цифрової моделі рельєфу генерують такі морфометричні карти: крутості, експозиції схилів і кривизни земної поверхні. Далі на підставі польових спостережень, фондових та архівних джерел створюють карту проявів зсувів як точковий шар. За результатами аналітичних розрахунків виготовляють карту прогнозованих ділянок проявів зсувів як полігональний шар.

Для відображення на картах зсувної небезпеки й оцінки передбачуваних завданих збитків застосовують поєднаний аналіз цифрової моделі рельєфу та космознімків високої роздільної здатності. На підставі прив'язаних до карт рельєфу космознімків створюють карти об'єктів природокористування. Методом моделювання поширення зсувів визначають, які саме об'єкти господарства чи ділянки території потрапляють у зону ураження зсувами. Визначають ступінь імовірнісного їхнього ушкодження за інтенсивністю впливу на них зсувних мас. Основою моделей зсувів у великому масштабі є цифрова модель тіла зсуву у 3d. Для проведення розрахунків використовують не тільки стандартні засоби ГІС, а й програмують скрипти чи спеціальні додатки [46].

У прогнозуванні зсувів використовують також методи регресивного та кореляційного аналізу, багатомірної статистики та ін.

На підставі прогнозування зсувонебезпечних проявів і враховуючи великі збитки, які вони завдають, актуальною є проблема інженерного захисту територій від зсувних процесів. Головна вимога до комплексу *протизсувних заходів* – це необхідність забезпечення коефіцієнта стійкості схилу, за якого схил не набирає властивостей зсуву.

Ці заходи розрізняють:

– за інтенсивністю втручання у природний стан. Пасивні або профілактичні – заборонні (підрізання схилів, знищування рослинності, розорювання, вибухові роботи), обмежувальні (рух транспорту) й активні (інженерні заходи);
– за умовами створення потрібного запасу стійкості схилу.

Головні протизсувні заходи

1. Боротьба з підмиваннями.

а) пасивний захист. Не змінює режим водойм або водотоків (спорудження стінок, покривання схилів залізобетонними плитами, створення штучних пляжів); б) активний захист – спорудження хвилеломів, спрямовування русла.

2. Зміна обрису та перебудова схилів. Потребує зрізування верхніх частин схилу, терасування, замін ґрунту, засипання ярів.
3. Механічне утримування схилів, споруджуючи контрфорси, ін'єкційні перегородки.
4. Дренування підземних вод.
5. Регулювання поверхневого стоку.
6. Укріплення схилів рослинністю, штучними розчинами [11].

У багатьох регіонах України, де розповсюджені зсуви, зараз розроблено генеральні схеми протизсувних заходів і намічено першочергові дії для захисту територій.

Запитання для самоперевірки знань

1. Назвати види гравітаційних процесів і головні методи їхнього дослідження.
2. Перелічити чинники виникнення зсувних процесів.
3. Як класифікують зсуви?
4. Які види досліджень зсувів на стаціонарних ділянках?
5. Послідовність опису зсувного схилу і тіла зсуву.
6. Які види розрахункових методів?
7. Які методи прогнозування зсувів?

Бібліографія

Основна

1. *Емельянова Е.П.* Основные закономерности оползневых процессов / Е.П. Емельянова. – Москва: Недра, 1972. – 308 с.
2. *Сіренко І.М.* Динамічна геоморфологія / І.М. Сіренко. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2003. – 224 с.
3. *Спиридонов А.И.* Рельеф, обусловленный склоновыми процессами / А.И. Спиридонов // Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. – Москва: Высш. школа, 1970. – С. 262–274.

Допоміжна

4. *Беспалова О.М.* Динаміка зсувного процесу Середнього Придніпров'я на прикладі ділянки Трипілля-Канів: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук / О.М. Беспалова. – Київ, 2003. – 24 с.
5. *Билеуш А.И.* Оползни и противооползневые мероприятия / А.И. Билеуш. – Киев: Наук. думка, 2009. – 560 с.
6. *Бондарик Г.К.* Инженерная геодинамика / Г.К. Бондарик, В.В. Пендин, Л.А. Ярг. – Москва: КДУ, 2007. – 327 с.
7. *Васильев Ю.П., Разумных М.М.* Локальная оценка устойчивости оползневых склонов Туапсинского района (на территории Джубгинской ТЭС). Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://sibac.info/conf/innovation/xxx/37125
8. *Воскресенский С. С.* Динамическая геоморфология. Формирование склонов / С.С. Воскресенский. – Москва, 1971.
9. Гравітаційні процеси. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://old.geology.lnu.edu.ua/GEO/E-books/Sivoronov_gen-geo/5-2_9.pdf
10. *Гулакян К.А.* Прогнозирование оползневых процессов / К.А. Гулакян, В.В. Кюнтцель, В.П. Постоев. – Москва: Недра, 1977. – 135 с.
11. ДБН В.1.1-24:2009. Захист від небезпечних геологічних процесів. Основні положення проектування. – Київ: Мінрегіонбуд України, 2010. – 69 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://profidom.com.ua/v-1/v-1-1/1247-dbn-v-1-1-242009
12. *Ерыш И.Ф.* Оползни Крыма. История отечественного оползневедения / И.Ф. Ерыш, В.Н. Саломатин. – Ч. 1. – Симферополь: Апостроф, 1999. – 247 с.
13. *Золотарёв Г.С.* Инженерная геодинамика / Г.С. Золотарёв. – Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1983. – 328 с.
14. Зсуви, заходи та споруди для запобігання зсувних явищ. Лекція 1. – Львів: Львівський державний університет безпеки життєдіяльності, 2012. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://ubgd.lviv.ua/moodle/mod/resource/view.php?id=8028
15. *Іванік О.* Методичне забезпечення прогнозування зсувної небезпеки на регіональному та локальному рівні: принципи, методи, моделі / О. Іванік // Геологія. – Вип. 3(66). – 2014. – С. 55–60.
16. *Колтун О.* Попередні результати вивчення причин циклічності зсувів у м. Хмельницькому / Оксана Колтун // Українська географія: сучасні виклики. Зб. наук. праць у 3-х т. – Київ: Прінт-Сервіс, 2016. – Т. 3. – С. 74–76.
17. *Колтун О.* Причини зсуву по вул. Купріна у м. Хмельницькому Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://www.researchgate.net/publication/309428818
18. *Кузьменко Е.Д.* Довгостроковий прогноз зсувної активності на території правобережжя Київського водосховища / Е.Д. Кузьменко, І.В. Чепурний, О.О. Нікіташ, Л.В. Штогрин // Геодинаміка. – Вип. 1(12). – 2012. – С. 93–102.
19. *Ломтадзе В.Д.* Инженерная геология. Инженерная геодинамика / В.Д. Ломтадзе. – Ленинград: Недра, 1977. – 479 с.
20. *Маслов Н.Н.* Условия устойчивости склонов и откосов в гидроэнергетическом строительстве / Н.Н. Маслов. – Москва; Ленинград: Госэнергоиздат, 1955. – 468 с.
21. *Нечипорова Т.Н.* Оползневые процессы. Метод. руководство по курсу "Геоморфология". – Ростов-на-Дону, 2007. – 30 с.
22. *Николаев Н.И.* Подземные воды / Справочник путешественника и краеведа / Н.И. Николаев. – Т. 2. – Москва: Географгиз, 1950.
23. Оползни и сели / А.И. Шеко, Г.П. Постоев, В.В. Кюнтцель и др.; гл. ред. Е.А. Козловский. – Москва: Произв.-изд. комбинат ВИНИТИ,1984. – Т. 1. – 352 с.

24. *Павлов А.П.* Оползни Симбирского и Саратовского Поволжья. Материалы к познанию геологического строения / А.П. Павлов // Избранные сочинения. – Т. 2. – Москва: МОИП, 1951.
25. *Петров Н.Ф.* Оползневые системы. Простые оползни (аспекты классификации) / Н.Ф. Петров. – Кишинев: Изд-во "Штиница", 1987. –161 с.
26. Узагальнення матеріалів по вивченню екзогенних геологічних процесів по території діяльності підприємства та інженерно-геологічне довивчення території Львівської і частково Закарпатської областей: звіт про НДР / ДНВП "Геоінформ України", ДП "Західукргеологія"; викон.: Т. Стахів – Львів, 2006. – 228 с.
27. *Рудько Г.И.* Оползни и другие геодинамические процессы горноскладчатых областей Украины (Крым, Карпаты): монография / Г.И. Рудько, И.Ф. Ерыш. – Киев: Задруга, 2006. – 624 с.
28. *Рычагов Г.И.* Общая геоморфология / Г.И. Рычагов. – 3-е изд., перераб. и доп. – Москва: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. – 416 с.
29. *Саваренский Ф.П.* Опыт построения классификации оползней / Ф.П. Саваренский // Труды I Всесоюзного совещания. – Ленинград; Москва: ОНТИ, 1935.
30. СП 11-105-97. Инженерно-геологические изыскания для строительства. Правила производства работ в районах развития опасных геологических инженерно-геологических процессов. – Ч. II.– Москва: ПНИИИС, 2000. – 180 с.
31. Справочник по инженерной геологии. – Москва: Недра, 1981.
32. *Тер-Степанян Г.И.* Геодезические методы изучения динамики оползней / Г.И. Тер-Степанян. – Москва: Недра. 1972. – 135 с.
33. *Тер-Степенян Г.И.* Новые методы изучения оползней / Г.И. Тер-Степанян. – Ереван: Изд-во АН Арм. ССР. 1978. – 152 с.
34. *Тимченко О.М.* Моніторинг та прогноз руйнування схилів автомобільної дороги Сімферополь–Ялта–Севастополь / О.М. Тимченко // Міжвузівський збірник "Наукові нотатки". – Луцьк, 2014. – Вип. 45. – С. 546–552.
35. *Тихвинский И. О.* Оценка и прогноз устойчивости оползневых склонов / И. О. Тихвинский. – Москва: Наука, 1988. – 144 с.
36. *Трофимчук О.М.* Концепція системної оцінки ризику зсувонебезпечних схилів і її застосування / О.М. Трофимчук, В.П. Берчун, Т.Ю. Калюх // X Міжнародна науково-практична конференція "Сучасні інформаційні технології управління екологічною безпекою, природокористуванням, заходами в надзвичайних ситуаціях" – Київ; Харків; АР Крим, 2011. – С. 281–294
37. *Фоменко И. К.* Методология оценки и прогноза оползневой опасности: автореф. дис. на соискание науч. степени д-ра геол.-мин. наук / И. К. Фоменко. – Москва, 2014. – 318 с.
38. *Шумінський В.Д.* Оцінка стійкості схилу на ділянці оглядового майданчика / В.Д. Шумінський, С.В. Степанчук, О.В. Шидловська, О.М. Данилюк // Будівельні конструкції. – 2013. – Вип. 79. – С. 115–124. Інтернет-ресурс. Режим доступу: http://nbuv.gov.ua/UJRN/buko_2013_79_17
39. *Crozier Michael* Slope Evolution, in Goudie, A.S., ed. // Encyclopedia of Geomorphology. Vol. 2. – Routledge, New York, NY, 2004. – P. 963–970.
40. *Cruden D.M., Varnes D.J.* Landslide types and processes. In: Turner A.K.; Shuster R.L. Landslides: Investigation and Mitigation: Transportation Research Board, US National Research Council. -Washington, D.C., 1996. – Spec. Rep. No. 247. – P. 36–75.
41. *Guthrie RH, Evans SG.* 2007. Work, persistence, and formative events: the geomorphic impact of landslides. Geomorphology 88: 266–275. DOI: 10.1016/j.geomorph.2006.11.010
42. *Guzzetti F.* Landslide hazard evaluation: a review of current techniques and their application in a multi-scale study, Central Italy / F. Guzzetti, A. Carrara, M. Cardinali, P. Reichenbach // Geomorphology. 1999. – Vol. 31 – P. 181–216.
43. http://opolzni.ru/оползни-что-это
44. *Klimaszewski M.* Geomorfologia. – Warszawa: PWN, 1985.
45. Landslide Science for a Safer Geoenvironment: Vol.1 / The International Programme on Landslides (IPL) / Editors Kyoji Sassa, Paolo Canuti, Yueping Yin. – Springer, 2014. – 493 p.
46. *Lee S.* Landslide Susceptibility Analysis Using Gis And Artificial Neural Network / S. Lee, J.-H. Ryu, K.Min, J.-S.Won // Earth Surface Processes and Landforms. – Vol. 28. – 2003. – P. 1361–1376.

3.5. Дослідження карстових проявів

Карст – це процес розчинення гірських порід атмосферними та підземними водами з утворенням від'ємних форм рельєфу і підземних порожнин. Наука про карстові явища називається *карстологією або карстознавством*, а наука про підземні карстові порожнини – *спелеологією* (від грец. *σπήλαιον*, *spelaion* – печера та *λόγος* – вчення, наука).

Для означення карстового процесу часто застосовують термін *вилуговування*. У загальному розумінні – це переведення у розчин, зазвичай водний, одного або декількох компонентів твердого матеріалу. *Вилуговування гірських порід* – це природний процес розчинення та вимивання водами деяких компонентів гірських порід [9]. Під час дії води на розчинні породи відбувається хімічний процес розчинення та механічний процес вимивання. Розчинення – головний процес, який зумовлює утворення карстових форм, а вимивання – другорядний, підпорядкований розчиненню. Розчинення пов'язане з наявністю у воді вуглекислого газу, який переводить монокарбонати в бікарбонати. Воду, яка містить CO_2, називають агресивною, оскільки вона збільшує розчинність карбонатних порід у 10 разів.

Головні атрибутивні ознаки карсту: 1) є результатом взаємодії природних вод з гірськопородним субстратом; 2) розвиток карсту пов'язаний з розчиненням гірських порід природними водами. Інші ознаки – зміна властивостей порід, зосередження підземного стоку, локалізованість проявів, наявність порожнин, висока каналова проникність [30].

Термін "карст" походить від назви вапнякового плато Kras у південно-західній частині Словенії, де широко розвинені класичні форми карсту і його тут найраніше почали досліджувати [62].

Основоположником спелеологічних досліджень вважають французького дослідника Е. Мартеля (1859–1938), який започаткував свої дослідження 1884 р. з вивчення карстових форм у Піренеях [63]. Проте сам термін "спелеологія" ввів Е. Рів'єр 1890 р. [50]. В Україні цей термін вперше використав В. Махаєв на початку XX ст. Карстознавство як наука виділилось дещо пізніше – 1947 р.

Історія вивчення карсту в Україні бере початок з кінця XVIII – початку XIX ст. від праць Г. Ржечинського (Г. Ржончинський, Г. Жончинський) (1721), який подав невеликий опис печери в с. Кривче Борщівського району на Тернопільщині, та А. Ремана (1833), праця якого була присвячена поверхневим карстовим формам Поділля. У 1907 р. вийшла монографія В. Лозинського, в якій були подані результати вивчення карсту Поділля польськими дослідниками. О. Крубер (1915) детально описав карстову область Криму, зокрема перелічив 31 печеру Криму.

Значно розвинулися дослідження карстових областей України у 20–30-х роках XX ст. Відомі праці з проблем поширення та розвитку карстових форм на Поділлі Е. Дуніковського (1931), В. Нехая (1931), А. Маліцького (1938), І. Олексишина (1938). Районуванням карстово-уражених територій займалися Р. Флежерова (1933), М. Зубащенко (1939). У 1950 роках відкрили печери у Карпатах (геолог В. Славін та ін.). У 1960 роках дослідили понад 300 карстових порожнин Гірського Криму [25].

У середині XX ст. детальні пошукування карстових форм на Поділлі виконували О.Д. Кучерук (1947–1976), В.М. Дублянський, Г.О. Бачинський (1961–1981), К.А. Татарінов (1962–1965), В.О. Радзієвський (1960–2002), О.О. Ломаєв (1970), В.М. Андрійчук (1980), польові загони Карстової експедиції та спелеосекції. У 60–70 роках XX ст. були досліджені печери Оптимістична (188 км, загальна – 207 км), Озерна (114 км), Золушка (88 км), Млинки (27 км), Кришталева (22 км), Вертеба (8 км) та ін. [28]. На підставі даних різнопланових досліджень з'ясували, що неогенові гіпсово-ангідритові відклади розвинуті смугою до 40–60 км шириною, яка простягається на 300 км з північного заходу (Польща) через Львівську, Тернопільську, Чернівецьку області, тобто вздовж зони зчленування Східно-Європейської платформи та Передкарпатського прогину. Гіпси мають потужність 10–40 м і їх зачисляють до середнього баденію (тираської світи) [38].

У 1992 р. була створена Українська спелеологічна асоціація для підтримки спелеологічного руху, розвідки нових, охорони та вивчення вже розвіданих печер. Вона є членом Міжнародного Спелеологічного Союзу (UIS - Union International of Speleology) [54]. На початку XXI ст. карстові утворення вивчали – Г.М. Амелічев, Ю.М. Касьян, О.Б. Климчук, В.П. Коржик, П.П. Купріч, Г.В. Самохін, Б.Т. Рідуш, Л.В. Ковальська та ін.

3.5.1. Класифікації та умови розвитку карсту як основи вибору методів його вивчення

➢ Розрізняють карст:
– *сульфатний* – у гіпсах та ангідритах;
– *карбонатний* – у вапняках, мергелях, мармурах, доломітах, крейді;
– *галогенний* – у кам'яних і калійних солях.

Найменшу розчинність мають вапняки (1 г кальциту розчиняється в 10 000 см^3 води за температури 15°) і найбільшу – кам'яна сіль (1 г галіту розчиняється в 3 см^3 води за 15°). За іншими даними, розчинність кальциту (породотвірного мінералу карбонатних порід) приблизно становить одну частину на 30 000 частин води, гіпсу – одна частина на 480 частин води, кам'яної солі – одна частина на три частини води [47].

➢ Виділяють карст (за М.А. Гвоздецьким, 1972):
– *голий, відкритий* або середземноморський – породи, які карстуються, залягають безпосередньо на денній поверхні (рис. 3.5.1);
– *покритий* або середньоєвропейський – породи, які карстуються, покриті різними типами четвертинних відкладів або ґрунтами;
– *задернований* – породи, які карстуються, залягають на поверхні, проте не оголені, а вкриті рослинністю;
– *похований або викопний* – карст давніх геологічних епох, наприклад, мезозою, палеозою, який залягає під товщею молодших порід (похований) або відкопаний екзогенними процесами на денну поверхню (викопний);
– *броньований* – розчинні породи розташовані під скальними та напівскальними нерозчинними породами [11].

Рис. 3.5.1. Голий карст і його форми – карри в Dent de Crolles, Франція (джерело: wikipedia)

➢ Карстові форми бувають двох головних типів:
– *поверхневі – карри*[1], *понори*[2], *блюдця, лійки, ванни (у днищах рік), западини, колодязі, провали, сліпі карстові яри, сліпі долини, польї*[3]. Іноді трапляються *карстові мости, арки*, які виникають у разі обвалення стелі печерних тунелів, ніш. У тропіках поширені *карстові останці*;
– *підземні – щілини, канали, печери, шахти, ходи, галереї, прірви*.

➢ За гіпсометричним положенням виділяють:
1) низовинний карст (до 200 м над рівнем моря);
2) височинний і плоскогірний карст (200–500 м і вище).

М.А. Гвоздецький відокремлював *рівнинний* і *гірський* карст [12].

➢ За місцерозташуванням:
1) карст на вододільному плато (рис. 3.5.2);
2) карст на привододільних схилах;
3) долинний карст:
а) карст на терасах;
б) карст на схилах;
в) карст у днищах долин (рис. 3.5.3).

➢ Зональні типи карсту:
арктичний і субарктичний;
карст багаторічної мерзлоти;
карст помірного клімату;
середземноморський;
пустельний (аридний);
тропічний (рис. 3.5.4).

Рис. 3.5.2. Карстова лійка на вододільному плато Прут-Дністерського межиріччя

Рис. 3.5.3. Карст у днищах рік (Плітвицькі озера, Словенія)

[1] Карри – борозни на поверхні розчинних порід, величиною від кількох см до 1–2 м.
[2] Понори – канали у днищі лійок чи сліпих долин, якими поверхневі води переходять у підземні.
[3] Полья – великі до 10 км западини, які утворилися внаслідок розвитку та з'єднання карстових долин.

Рис. 3.5.4. Тропічний карст у вигляді останців (Індонезія)

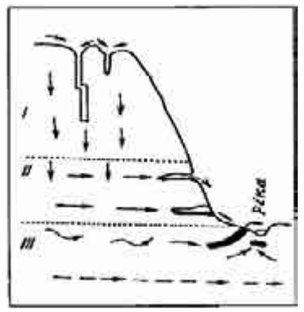


Рис. 3.5.5. Гідродинамічні зони карстового масиву [1]

У тропіках за морфологією додатних форм рельєфу та стадіями їхнього розвитку І.С. Щукін виділяв карст: *куполоподібний, баштовий, конічний* та *улоговинний* [58].

У карстовому масиві порід виділяють такі *гідродинамічні зони* (за Д.С. Соколовим, 1962):

зона аерації (*I*) або поверхневого руху, де здебільшого відбувається спадний рух поверхневих і ґрунтових вод, з якими пов'язане формування поверхневих карстових форм (рис. 3.5.5);

зона періодично повного насичення (*II*). Численні тріщини та вертикальні карстові порожнини проводять воду вглиб карстового масиву. За високого рівня стояння відбувається горизонтальний рух води, за низького – вертикальний (рис. 3.5.6);

зона постійно повного насичення (*III*). Це зона горизонтального руху карстових вод, для якої характерна постійна обводненность і наявність слабкого ухилу водного дзеркала до ріки. У цій зоні виділяють дві підзони: повного насичення та глибинної циркуляції. Підзону повного насичення дренує місцева гідрографічна мережа. Нижче розташована зона глибинного руху, яка не пов'язана з місцевою гідромережею. Швидкість води тут незначна (менше 100 м/добу), і вона перебуває під напором [1].

На всіх континентах Землі карбонатні породи займають площу 40 млн км^2, гіпси – близько 7 млн км^2 і солі – до 4 млн км^2. В Україні породи, що карстуються, залягають на 67,3% території. Карст розвинений у всіх головних геоструктурних регіонах України. Найбільше поширення серед розчинних порід мають карбонатні (вапняки, крейда), але на заході та сході країни поширені також евапорити (гіпси, солі) (рис. 3.5.7).

Для розкриття масштабів розвитку карстових форм та інтенсивності процесів з'ясовують *умови розвитку карсту*:

- *літологічні:* наявність розчинних порід – карбонатних, сульфатних, галоїдних, їхня потужність, тріщинуваність, структура, текстура;
- *геоморфологічні*: характер і крутість поверхонь рельєфу (рівнинність спричиняє застій вод у пониженнях, збільшення інфільтрації і триваліший вплив на розчинні породи);
- *гідрогеологічні:* глибина й особливості циркуляції підземних і ґрунтових вод;
- *тектонічні*: характер та інтенсивність тектонічних рухів (зумовлюють розчленованість рельєфу, зростання чи зменшення його крутості, положення регіональних і місцевих базисів дренування), положення складчастих і розривних структур (спрямовують рух підземних вод);
- *кліматичні*: характер і кількість опадів (впливають на надходження атмосферної вологи у товщу порід);
- *наявність рослинності* (відмирання та перегнивання біомаси спричинює зростання агресивності вод).

Д.С. Соколов (1962) з'ясував такі головні умови розвитку карсту:

1) наявність розчинних порід;

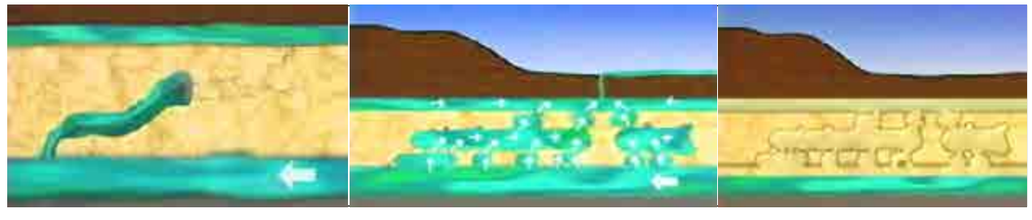


Рис. 3.5.6. Схема формування карстових пустот

2) їхня водопроникність;

3) наявність рухомих вод;

4) їхня розчинна здатність [49].

Ці чинники також визначив Ф.П. Саваренський (1933). Він зауважив, що для розвитку карсту і прогнозів змін процесів важливі дані геотектоніки та геоморфології, а також всі аспекти історії розвитку рельєфу [47]. Вивчення *геолого-геоморфологічної історії* району дає змогу визначити періоди посилення та затухання карстоутворення, зміни у ході розвитку карсту, пов'язані з переміщенням по вертикалі базису ерозії, з'ясувати глибину активного карстоутворення, наявність давніх похованих або викопних карстових форм, їхній геологічний вік тощо.

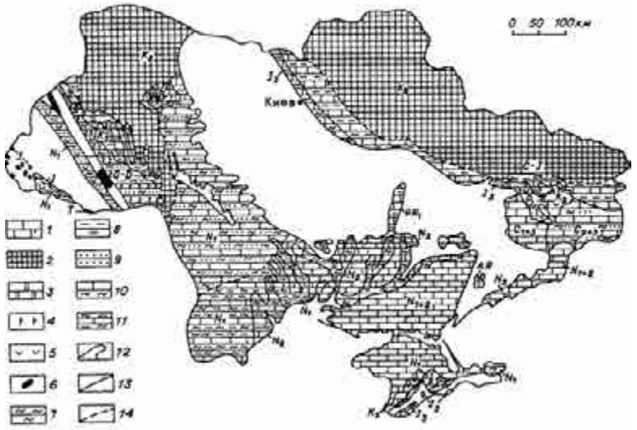


Рис. 3.5.7. Поширення порід, що карстуються в Україні (за Дублянською і Дублянським, 1992) [29]. Умовні позначення. Породи, що карстуються: 1 – вапняки; 2 – крейда; 3 – карбонатні породи без поділу; 4 – гіпси й ангідрит; 5 – кам'яна та калійна солі; 6 – різновікові карбонатні породи фундаменту; породи, які не карстуються (серед карстованих): 7 – глини, аргіліти; 8 – мергелі; 9 – піски, алевроліти, пісковики; 10 – перешарування порід; 11 – прошарки порід, що карстуються; 12 – породи, які не карстуються. Межі: 13 – стратиграфічні; 14 – літологічні

- Під час вивчення умов розвитку карсту детальніше з'ясовують таке:
  - чистоту, ступінь доломітизації порід (вміст у них CaO, MgO та нерозчинних домішків);
  - розвиток систем тріщинуватості (рис. 3.5.8), щільність і напрям тріщин у породах, зімкнутість, їхній генезис – тектонічні, напластування, вивітрювання, антропогенні, можливість руху вод вздовж них;
  - особливості формування карбонатної агресивності вод, їхній хімічний склад, температура, наявність газів – CO_2, H_2S;
  - напрям руху підземних вод, області живлення і місця розвантаження, режим, дебіт, інтенсивність поглинання, коливання рівнів;
  - характер і потужність гідродинамічних зон;
  - наявність покриву четвертинних глинистих порід;
  - характер рослинності – трав'яна, деревна;
  - середньорічна та максимальна кількість опадів, сезон випадання, висота і розподіл снігового покриву, період сніготанення, промерзання та відтаювання ґрунту, вологість повітря, процеси конденсації водяних парів, зміни температури – сезонні та добові (для з'ясування процесів конденсації);
  - техногенні чинники: закладання кар'єрів, водосховищ і ставків, меліоративні заходи, складування відвалів пустих порід, які підвищують або знижують рівень ґрунтових вод;
  - інтенсивність неотектонічних рухів у районі, їхній градієнт і спрямованість [39].

Рис. 3.5.8. Зімкнуті тріщини вивітрювання на поверхні вапняку

Варто пам'ятати, що зазначені чинники впливають на карстовий процес неоднаково і мають різний ступінь дії.

3.5.2. Методи вивчення поверхневих карстових форм

Польові експедиційні дослідження

Польові дослідження мають бути спрямовані на виявлення закономірностей розвитку карсту. Оскільки карстовий процес – довготривалий і дуже повільний, то стаціонарні ділянки для вивчення його розвитку закладати недоцільно. Виконують головно експедиційні (маршрутні) спостереження.

Польові експедиційні дослідження розкривають значення головних і другорядних чинників в активізації карсту. Вивчення карстових проявів виконують на фоні загального геологічного та геоморфологічного дослідження території. Передує польовим дослідженням ознайомлення з геологічною картою для вияву приуроченості карстових явищ до конкретних типів гірських порід і стратиграфічних горизонтів, а також з топографічною, геоморфологічною та картою четвертинних відкладів.

У польових умовах з'ясовують *склад і структуру гірських порід, що карстуються*, співвідношення між породами, які карстуються і тими, що не карстуються у вертикальному розрізі та горизонтальному напрямі, виходи порід, що карстуються, на поверхню. Описують відслонення. На добре розчищених розрізах вивчають тріщинуватість, пористість і кавернозність[1] порід. Заміряють напрям, ступінь розкриття та інші характеристики тріщин, з'ясовують їхній генезис. Беруть зразки порід для наступних лабораторних аналізів на ступінь доломітизації. Зразки мають бути невивітрілі, без поверхневих кірок і значних мінеральних прожилок.

Вивчають *рельєф карстово-уражених районів* – його горизонтальне, вертикальне розчленування, крутість, їхні зміни на площі поширення карстових форм. Виконують профілювання вздовж напряму найбільш контрастних змін геоморфологічних умов з кроком у середньому 200 м. Профілі охоплюють різноманітні форми й елементи рельєфу, на які наносять виходи гірських порід, підземні та поверхневі карстові форми, карстові озера, джерела тощо.

У польових маршрутах зазначають *зв'язок карстових проявів з гідрографічною мережею*. Густота річкової мережі залежить від ступеня закарстованості території. Вивчають витрати водних потоків і склад поверхневих вод. Особливу увагу звертають на місця посиленого поглинання вод у закарстованих долинах і на притік у ці долини підземних карстових вод [55]. Виконують комплексні лімнологічні дослідження карстових озер.

Знаходять місця розвантаження ґрунтових чи підземних вод (джерела), визначають приуроченість до певних горизонтів порід, їхній режим і дебіт.

З'ясовують *морфологічні обриси* поверхневих форм:

- прості чи складні. До простих форм лійок зараховують: блюдцеподібні, лійкоподібні, чашоподібні, ящикоподібні. У складних формах наявні прості лійки другого, іноді третього, порядків. Форми меншого рангу можуть бути розміщені на дні, рідше на схилах чи біля брівки головної форми. Карри поділяють на: V-подібні, жолобоподібні, U-подібні [31];
- симетричні чи асиметричні [45]. Лійки, глибина яких більша від потужності покривних відкладів, мають асиметричний поперечний профіль, різні за крутістю схили. Лійки, глибина яких дорівнює або менша потужності перекриваючої товщі, мають симетричні форми;
- за розмірами: малі (до 5 м у діаметрі), середні (5–25 м), великі (25–50 м), дуже великі (більше 50 м);
- за глибиною – малі (до 1 м), середні (1–5 м), глибокі (5–10 м), дуже глибокі (більше 10 м);
- за формою в плані: лійки – круглі, овальні, здвоєні, амебоподібні (хвостаті лійки з ярами); карри – меандруючі, прямолінійні, ламані;
- за обводненістю: сухі, періодично затоплені та заповнені водою (карстові озера).

У польових умовах отримують інформацію про характер і поширення ґрунтово-рослинного покриву, який у певних геоморфологічних та кліматичних умовах по-різному впливає на розвиток форм.

Поверхневі карстові форми, описуючи у польових умовах, одночасно наносять на карту, замальовують і фотографують.

Зображають контури карстових проявів у плані, у розрізах, по довгій і короткій осях (за складної будови подають декілька поперечних розрізів). На кресленні і в описах відзначають

[1] Пори – менше 2 мм, каверни – більше 2 мм.

горизонтальні та вертикальні розміри, показують зв'язок з елементами залягання шарів гірської породи з шарами різної закарстованості, з тріщинуватістю. Зазначають характер бортів і країв, ступінь задернованості схилів і дна, особливості рослинності, наявність на дні та схилах обвальних утворень, елювію і делювію, понор, їхню відкритість (а також форма та напрям) або замуленість, заболоченість, накопичення води або снігу тощо. *Гіпсометричне положення карстових форм* з'ясовують за топографічною картою та використанням GPS. Вивчають характер розподілу різних карстових форм у плані, зв'язок їхнього розподілу з ерозійними формами, системами тріщин.

З'ясовують *генетичний тип лійок та інших карстових форм*. За М.О. Гвоздецьким (1954), за генетичними ознаками лійки поділяють на три групи: 1) поверхневого вилуговування; 2) провальні; 3) карстово-суфозійні [10].

Щільність форм. Обчислюють кількість поверхневих форм (лійок, блюдець, западин) на одиницю виміру поверхні (1 км^2) у різних умовах рельєфу та геологічної будови. Густота карстових форм залежить від порід, що карстуються, характеру, потужності покривних відкладів, тектоніки та тріщинуватості, періоду карстоутворення, стадії розвитку карсту, розміру форм, клімату, рельєфу тощо.

Якщо щільність розташування лійок 50–60 шт/км^2 і більше, то виділяють *карстові поля*. У плані карстові поля бувають площинні та лінійні, лінійні поділяють на прямолінійні та дугоподібні.

Зазначають *роль карсту* у фізико-географічних процесах території досліджень, його вплив на поверхневий і підземний стік. Окремо з'ясовують вплив карстових форм на мікроклімат і розподіл ґрунтово-рослинного покриву, а порід, що карстуються, – на хімічний склад карстових вод, ґрунти і рослинність, ландшафти в цілому. Дренуюча здатність карсту посилює нестачу вологи в засушливих областях і створює сприятливіші умови для розвитку ландшафтів у надмірно зволожених місцевостях.

Методи дистанційних досліджень

Під час дослідження карстових явищ активно використовують аерофотознімки та великомасштабні космознімки. Найпоширеніші види знімань: фотографічні, лазерні, радіотеплові та радіотелеметричні. За допомогою дистанційних матеріалів часто вперше виявляють окремі карстові форми, карстові ділянки і навіть цілі карстові поля. Дякуючи специфічним зовнішнім ознакам, вони добре дешифруються. Найчастіше *поверхневі карстові форми виявляють за округлими в плані формами, чіткими межами та темнішим фототоном* на чорно-білих і насиченими відтінками на кольорових знімках (рис. 3.5.9). Якість зображення карстових форм залежить від:

1) літолого-петрографічних особливостей порід, які карстуються;
2) четвертинних відкладів, які їх перекривають, і їхньої потужності;
3) особливостей мезо- та мікрорельєфу;
3) мозаїчності рисунка зображення, яка визначає різнотипність рослинних асоціацій і різноманіття ґрунтів, розвинутих на різних елементах карстового рельєфу [48].

Рис. 3.5.9. Карстові лійки заповнені водою на Городоцько-Щирецькій рівнині (космознімок з веб-вузла "Планета Земля")

Інтерпретацію космічних чи аерофотознімків виконують під час допольових, польових і після польових робіт за окремими компонентами ландшафту. Морфологічні та генетичні характеристики карсту доповнюють багатьма оцінками ураженості території карстовими деформаціями. Такі оцінки рельєфу в районах розвитку геодинамічних процесів слугують критеріями інженерної значущості цих процесів і явищ.

Методика оцінки ізометричних контурів карстового рельєфу полягає в розрахунку даних дешифрування для отримання таких показників.

1. Питома площа западинності (K_1 – площинний коефіцієнт западинності) характеризує ураженість дослідженої ділянки западинами. Значення показника дорівнює відношенню сумарної площі западин до площі ділянки

$$K_1 = \frac{Sz}{Sd},$$

де $0 < K_1 < 1$; Sz – площа западин; Sd – площа ділянки. Величина площинного коефіцієнта западинності змінюється від нуля до одиниці, якщо $K_1=0$, то $Sz=0$; якщо $K_1=1$, то $Sz=Sd$. Для харак-

теристики величини площі, зайнятої западинами, площинний коефіцієнт можна виражати у відсотках.

2. Коефіцієнт K_2 характеризує густоту западин на ділянці і виражається кількістю западин Nz на площу Sd (в 1 км²)

$$K_2 = \frac{Nz}{Sd}.$$

3. Середню площу однієї западини (K_3) обчислюють з даних K_1 K_2

$$K_3 = K_1 = \frac{Sz}{K_2 \cdot Nz}.$$

Для визначення кількісних характеристик западинного рельєфу треба знати площу ділянки, на якій відбувається підрахунок (Sd), кількість западин на ділянці (Nz) і площу всіх западин на досліджуваній ділянці (Sz) [53].

Використовуючи зазначену методику обчислення западинності рельєфу, вибирають вирівняні, слабо розчленовані території. Обчислення западинності проводять у рамках робочої площі знімка.

Основні кількісні характеристики западинності рельєфу на ключових ділянках дають змогу отримати середні показники западинності рельєфу для карстових районів.

Практика використання дистанційних матеріалів для вивчення карсту виявила велику перспективність таких робіт на території всіх карстових районів, а також високу економічну ефективність робіт насамперед для районів, де карст є у відкритих і напіввідкритих стадіях свого розвитку, і в покритих.

Дані інтерпретації космічних та аерофотоматеріалів використовують для вивчення:

1) геоморфології карсту, зокрема, виділення різнозакарстованих підрайонів, ділянок і блоків з деформаціями різного генезису – карстового, карстово-суфозійного, суфозійно-карстового, карстово-ерозійного, ерозійно-карстового рельєфу;
2) морфогенезу карсту – відокремлення підрайонів, ділянок і блоків з кількісними показниками інтенсивності розвитку карстових форм і окремих різновидностей у рамках цього типу карсту і його різновидностей;
3) гідрології карсту – картування різнотипної закарстованості орографічно виражених водозборів і ступеня вибіркового закарстування геоморфологічних елементів у зв'язку з розташуванням гідрографічної й ерозійної мережі;
4) гідрогеології карсту – виділення площинних, лінійних і точкових територій, напрямів і пунктів живлення тріщинно-карстових вод у зв'язку з особливостями структурного плану, виходами карстуючих порід на денну поверхню чи під малопотужні покривні водопроникні породи, наявність ослаблених зон у товщах карстуючих порід, пов'язаних зі специфічним поширенням наземних карстових деформацій;
5) аероландшафтознавстві карсту – виділення територій, на яких розвиток карсту перебуває в різних стадіях, виділення некарстових територій, поверхневий стік з яких надходить на закарстовані ділянки і блоки, виділення різнотипних ґрунтово-рослинних асоціацій, некарстових елементах ландшафту, відповідно до розвинутих на корінних рельєфотвірних і покривних водопроникних і водонепроникних породах [16].

У всіх випадках дешифрування дистанційних матеріалів закарстованих територій має керуватися принципово загальним положенням про карст як природно-історичний чи техногенно-активізований процес, для обмеження чи ліквідації впливу якого на земну поверхню потрібні інженерні заходи. Тому космічні й аерофотознімки допомагають оцінити територію з погляду її придатності для розміщення трас доріг і трубопроводів, для вибору варіантів майданчиків для будь-яких об'єктів з подальшим карстологічним вивченням. Передбачають, що для надзвичайно важливих типів господарського використання закарстованих територій варто проводити великомасштабні повітряні знімання (у тім числі лазерне сканування): для відкритого та напіввідкритого карсту у вапняках і гіпсах – в масштабах до 1:10 000, для напівпокритого і покритого карсту в глинисто-мергельних породах – до 1:25 000 [8].

3.5.3. Методи вивчення підземних порожнин

Польові експедиційні дослідження

Найактивніший і плідний період у дослідженнях підземних карстових порожнин – 60–80 роки XX ст. Провели топографічні, геологічні знімання, геохімічні, біоспелеологічні, мікрокліматичні та інші дослідження печер світу та України. Дякуючи дослідженням професійних спелеологів, науковців, спелеотуристів, ентузіастів і любителів печер, виявили нові порожнини, продовжили ходи відомих печер, пояснили особливості формування пустот, описали їхній підземний світ.

Під час польових експедиційних досліджень з'ясовують *належність підземних порожнин до таких класифікаційних схем*:

- за генезисом: карстові, ерозійні, гравітаційні, абразійні, антропогенні та ін.;
- закладені у породах: вапняках, гіпсах (рис. 3.5.10), крейді, кам'яних солях, а також вапнякових туфах, конгломератах, гранітах, базальтах, вулканічних породах, льоді;
- сформовані у зонах низхідної циркуляції вод – шахти, ущелини, вертикальні печери, складні форми частково з горизонтальними ходами, та у зонах висхідної циркуляції [12];
- за розмірами: *малі, середні, великі та велетенські*. Малі підземні утворення мають довжину до 10 м і площу до 20 м²; середні – до 100 м і до 250 м², відповідно; великі – до 500 м і до 1000 м²; велетенські – довжину 500 м і більше та площу 1000 м² і більше;
- за глибиною розрізняють: колодязі, шахти;

а *б*

Рис. 3.5.10. Печери, закладені у:
а) вапняках (Постойна, Словенія);
б) гіпсах (Кришталева, Тернопільщина)

- печери за формою у розрізі: *одноповерхові (горизонтальні, каскадні) та багатоповерхові*;
- за нахилом підошви печери стосовно горизонту: *горизонтальні, вертикальні, комбіновані, нахилені та складні* (у тім числі багатоповерхові);
- за формою у плані: *лантухоподібні, коридорні, лабіринтові*;
- за мікрокліматом – *статичні й динамічні, теплі та холодні* (льодяні);
- за наявністю води – *сухі, обводнені, частково обводнені* [11];
- за кількістю отворів: *наскрізні та не наскрізні (глухі)*. Наскрізні печери характеризуються одним і більше входами, які з'єднані хоча б з одним виходом. Здебільшого вони тунелеподібні або дугоподібні. Не наскрізні (глухі) утворення можуть мати один або декілька близько розташованих входів, ходи від яких заглиблюються у товщу порід, а виходу на поверхню не мають. Закінчуються глухі печери або системою дуже вузьких ходів і тріщин, або обвальними чи натічними утвореннями, що закупорюють її;
- за складністю будови печери поділяють на: *прості, розгалужені та лабіринтові*. У формуванні простих утворень визначальним чинником є локальне живлення, а другорядним – структура порід. В утворенні розгалужених систем головним чинником є існування декількох джерел живлення, а другорядним – дислокації порід (рис. 3.5.11). Лабіринтові підземні форми характеризуються багатьма ділянками живлення, лінійним стоком підземних вод, розвиваються у сильно дислокованих породах [19];
- за категоріями складності для проходження: *обладнані, загальнодоступні та спортивні*. Обладнані печери мають деякі зручності – сходи, бетонні доріжки з поручнями, оглядові майданчики, спеціальну підсвітку, поряд з входом до печери розміщується служба сервісу (кафе, бар, сувенірні лотки), готелі (рис. 3.5.12). Це, наприклад, печера Кришталева. Загальнодоступні – неглибокі колодязі або похило-горизонтальні печери, для відвідин яких не потрібні спеціальне спорядження і тривала спортивна підготовка. Спортивні

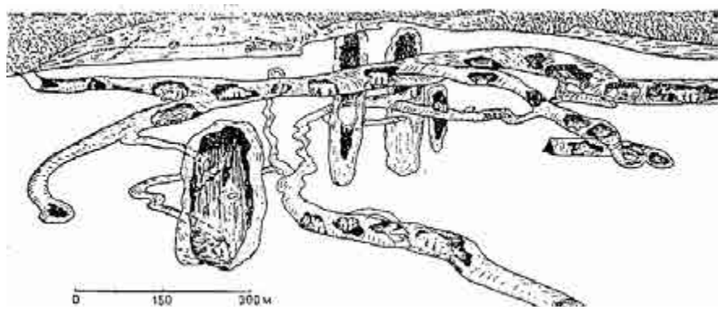


Рис. 3.5.11. Схема розгалуженої печери (Мамонтова, США)

Рис. 3.5.12. Вертикальна обладнана печера (Трьохглазка, Крим)

печери – для проходження потрібні спеціальні навики, технічні засоби (крім каски і джерела світла). Їх поділяють на дев'ять категорій складності: 1, 2А, 2Б, 3А, 3Б, 4А, 4Б, 5А, 5Б. Головний критерій для визначення категорії складності печери – тривалість подорожі, кількість перешкод на маршруті, їхня складність (завали, каменепади, лабіринти, вузькі лази й щілини, підземні озера й ріки, водоспади й сифони, похилі ділянки постійного зледеніння, стрімкі скельні ділянки, прямі стовбури колодязів і шахт глибиною понад 60 м). Якісний стрибок відбувається, коли переходять від 1 до 2А, від 2Б до 3А і т. д. Наприклад, печера першої категорії складності: для проходження потрібна мінімальна кількість допоміжних засобів, глибина колодязів не більше 40 м, вони сухі, прості для проходження; у горизонтальних печерах мають бути перешкоди: вузькості, ділянки нескладного скелелазіння або обводнені ділянки. Час проходження – 2–8 год. Загальна глибина – 20–100 м. Наприклад, сюди зачисляють печеру Млинки Чортківського району на Тернопільщині (рис. 3.5.13). Печери п'ятої категорії складності: безліч перешкод на трасі – ділянок складного лазіння, сифони, для них потрібна установка декількох підземних таборів. Час проходження – понад 18 днів, загальна глибина понад 1100 м. Наприклад, Озерна печера має категорію складності 2Б-3Б, Оптимістична – 2Б, вертикальна Дружба – 3А [24].

- Під час вивчення підземних порожнин з'ясовують:
  - ступінь закарстованості та просторове поширення масиву порід, що карстуються, їхня потужність і витриманість за простяганням;
  - геологічну історію розвитку, наявність складчастих і розривних структур;
  - планове поширення порожнин – картування маловідомих і невідомих ходів, визначення протяжності печер;

Рис. 3.5.13. Горизонтальна печера першої категорії складності з вузькими лазами та вертикальними стінками (Млинки, Тернопільщина)

  - петрографо-мінералогічний склад, фаціально-літологічні відміни, розчинність порід, наявність глинистих прошарків;
  - гідрогеологічні умови, особливості руху вод у карстовому масиві, насиченість вод вуглекислотою, концентрацію поверхневого стоку та його потрапляння у порожнини;
  - генетичний тип і величину тріщин у підземних ходах, їхню орієнтацію у просторі, збігання з простяганням головних і другорядних ходів;
  - морфометричні характеристики залів і переходів між ними;
  - наявність і параметри сифонів, колодязів, прямовисних стінок тощо.
  - у вапнякових печерах: ускладненість сталактитами[1], сталагмітами, сталагнатами, їхні типові й унікальні форми. У гіпсових печерах: скупчення кристалів – кількість, величина, приуроченість до стінок;
  - тип і потужність печерних відкладів – залишкових, обвальних, водних механічних, водних хемогенних, кріогенних, органогенних, особливості їхнього утворення [42];
  - мікрорельєф стінок печер (тріщини, виступи, складні форми);
  - наявність у печерах рік, водоспадів, озер, снігових конусів, їхні параметри;
  - температуру на вході та всередині печер;
  - підземний світ печер [4].

Для визначення поширення порід, що карстуються, застосовують середньо- та великомасштабні геологічні карти. Для з'ясування впливу тектонічних структур і активності неотектонічних рухів використовують карти розломно-блокової тектоніки, лінеаментів, планетарної та регіональної тріщинуватості, тектонічні і карти неотектоніки. Геологічну історію розвитку визначають за палеогеографічними картами. Розчинність порід, вміст у них кальциту знаходять у лабораторних умовах. Решта досліджень передбачає детальні польові знімання з використанням приладів для орієнтування, нівеліра, мірних стрічок, геологічного молотка, а також відповідного спелеологічного спорядження.

Оціночні методи

Важливе завдання вивчення карстових процесів – оцінка ступеня закарстованості масиву порід. З нею пов'язане питання швидкості проходження карстових процесів у цьому регіоні.

Н.В. Родіонов рекомендує оцінювати швидкість карстових процесів великих територій за *показником сучасної активності карсту Ак. Ак* – це відношення кількості розчинної речовини у відсотках до загального об'єму карстового масиву порід за тисячоліття. Кількість розчинної речовини визначають за даними режимних спостережень, за сумарною мінералізацією вод джерел і водоносного горизонту в оцінюваному масиві. Недоліки методу такі: а) неможливість точно визначити водний баланс закарстованого масиву; б) отримані величини *Ак* характеризують тільки обмежені роки спостережень, а поширюються вони на тисячоліття; в) немає підстав вважати незмінною інтенсивність процесів у попередні епохи.

Багато дослідників – Г.А. Максимович (1963), І.А. Саваренський (1962), К.А. Горбунова (1979) та інші характеризують ступінь стійкості території за показником *N – виникнення нових карстових лійок* (за їхньою кількістю, сумарною площею чи об'ємом) за рік на площі 1 км^2. Отже, чим більше з'являється лійок і чим більша їхня загальна площа або об'єм, тим інтенсивніше відбуваються карстові процеси.

Застосовують також *гідродинамічні методи оцінки інтенсивності карсту*, які ґрунтуються на даних про водний баланс відповідно до реальної гідродинамічної зональності, що склалася. Тобто визначають інтенсивність водообміну різних частин карстового масиву, їхню величину і склад мінералізації підземних вод за сезонами року для кожної гідродинамічної зони.

Ефективними вважають *ймовірнісно-статистичний метод* оцінки та прогнозу карстових процесів. Передбачається, що інтенсивність карстових провалів пропорційна щільності лійок і їхніх розмірів. За допомогою коефіцієнтів зв'язку з теорії якісних ознак визначають вплив незалежних між собою чинників, наприклад, глибини залягання порід, що карстуються, потужності глин над ними, з оцінкою значущості кожного чинника на кількість провалів як більш небезпечного

[1] Терміни "сталактит" і "сталагміт" ввів у літературу 1655 р. данський натураліст Олао Ворм. *Сталактити* (від грец. *Stalaktites* – "натік по краплі") – це натічні-краплинні утворення, найчастіше кальциту ($CaCO_3$), що звисають зі стелі печери. *Сталагміти* (від грец. *Stalagmites* – "крапля") – це натічні-краплинні утворення, що ростуть у вигляді конусів з дна печер [57]. *Сталагнати* – карстові колони, утворені внаслідок з'єднання сталактитів і сталагмітів.

результату карстових процесів. Чим більше враховують чинників, тим крива зв'язку ближче до нормального розподілу [53]. Ймовірнісно-статистичний метод застосовують на рівні регіональних приблизних прогнозів, коли є дані про постійність процесу й однорідність середовища його розвитку. Це пов'язано з тим, що метод виключає можливість оцінки та прогнозу карсту під впливом техногенних чинників, які змінюють режим і хімізм підземних вод, зумовлюють інші чинники.

Геофізичні методи

Наявність, величини та протяжності підземних пустот вивчають геофізичними методами, зокрема, використовують електро-, сейсмо-, гравіметричну розвідки та ядерно-фізичні методи.

Геофізичні методи відрізняються між собою глибиною досліджень, роздільною здатністю та задачами, які вони вирішують. Тому для виявлення карстових пустот всі геофізичні методи можна поділити на головні та допоміжні. За допомогою головних методів отримують максимальний об'єм інформації про будову, склад і властивості товщі порід, що карстуються, за оптимальних затрат засобів і часу. Допоміжні методи мають забезпечувати отримання додаткової інформації для усунення неточностей і неоднозначностей висновків, які одержують головними методами.

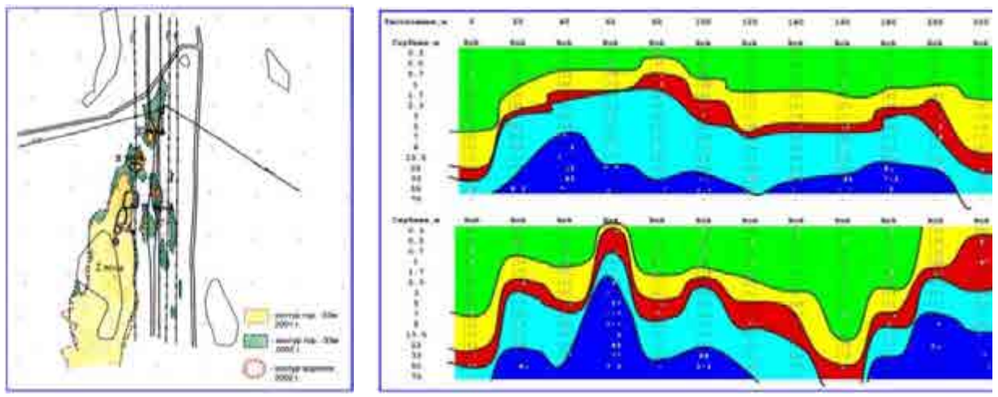
До головних геофізичних методів зачисляють *електрометрію та сейсмопрофілювання, а до допоміжних – георадарне зондування*.

Електророзвідка допомагає розділити закарстований масив від незакарстованого, з'ясувати структурні неоднорідності масиву, зокрема, величину тектонічних тріщин і розломів, які супроводжують ділянки розвитку карсту, а також геометрію карстових порожнин. Ця властивість важлива для визначення можливості руйнування крівлі земної поверхні і з'ясування ступеня небезпеки карстопроявів. Електричне зондування дає інформацію про рельєф крівлі порід, що карстуються, глибину залягання підземних вод і базис корозії, гідродинамічні зони карстового масиву.

Електророзвідка ґрунтується на вимірюванні питомого електричного опору порід, який зумовлений їхнім складом, будовою та властивостями гідрогеологічного характеру. Причиною зміни електричних властивостей масивів порід є сильнорозвинута тріщинуватість і порожнистість, яка є показником закарстованості масиву [46].

Електророзвідку виконують *двома способами: електропрофілюванням і вертикальним електричним зондуванням*. Електропрофілювання виконують на поверхні карстової товщі (рис. 3.5.14, *а*). На підставі вимірювань будують карту розподілу питомого електричного опору порід, на якій в ізолініях відображають зони високого та низького стосовно один одного опору. В геологічному та гідрогеологічному відношенні він відповідає різним за складом, будовою і водоносності гірським породам, об'єднаним у пласти, зони, дайки, контакти тощо.

Вертикальне електрозондування передбачає вимірювання опору порід вздовж вертикалі на конкретних точках місцевості (рис. 3.5.14, *б*). Щоб отримати будову масиву порід, треба поставити близько двох десятків пунктів спостережень на закарстованій площі.

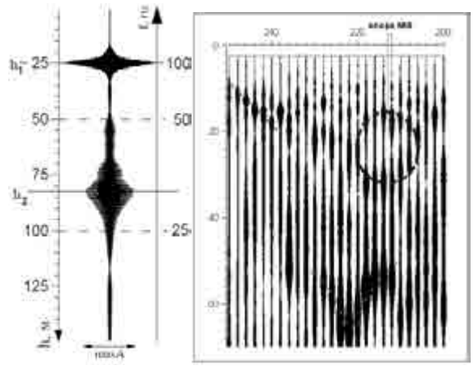


а *б*

Рис. 3.5.14. Приклади електрозондування закарстованого масиву:
а) методом електропрофілювання; *б*) методом вертикального електрозондування [40]

До головних геофізичних методів виявлення карстових пустот належить *сейсморозвідка*, зокрема, *спектральне сейсмопрофілювання*. Цим методом уточнюють розміри виявлених тріщин і пустот у породі, їхні обриси, глибину залягання.

Метод ґрунтується на вимірюванні реакції геологічного середовища на акустичну хвилю (удар). Ударна хвиля проникає в товщу порід і її реєструє сейсмоприймач. Він "чує" власні коливання тільки тих шарів, до яких безпосередньо торкається. Це дає змогу будувати більш реальний розріз товщі. Сейсмосигнал перетворюють у спектральний вигляд (рис. 3.5.15). На схемі сигналу виділяються екстремуми (h_1 і h_2, див. рис. 3.5.15). Вони відповідають особливо виразним границям, наприклад, контакту карбонатних порід і теригенних, осадових і кристалічних порід за невеликої потужності осадових тощо. Також добре виявляються зімкнуті тріщини, що неможливо віднайти іншими методами. Для спектральної акустики зімкнута тріщина є границею, тоді як для інших методів – вона границею не є і, відповідно, не буде виявлена. Отож, сейсмічними методами надійно виявляють зони тріщинуватості карстового масиву, шляхи проникнення по них підземних і ґрунтових вод.



а *б*

Рис. 3.5.15. Приклади сейсмопрофілювання:
а) збільшений фрагмент ударної хвилі;
б) сейсмопрофілювання масиву порід [40]

Георадарне зондування або радіолокація. В основу методу покладено вловлювання відбитої електромагнітної хвилі від границь між геологічними середовищами, які мають різні електромагнітні властивості. Глибина зондування до 25–50 м (рис. 3.5.16). На поверхні землі розташовують передавальну антену, яка випромінює імпульс радіохвиль. Ці хвилі проходять у землю через приповерхневі шари і частина з них відбивається від границь між шарами, а частина проникає глибше. Глибина проникнення хвиль залежить від діелектричної проникності ґрунту (його вологості, складу, наявності мінеральних вод тощо).

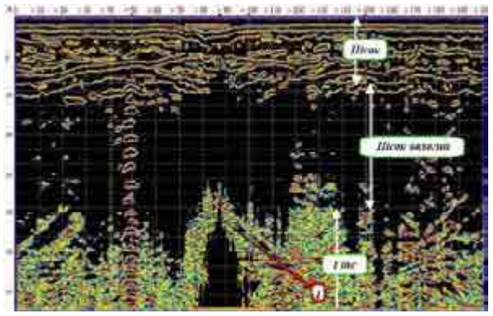


Рис. 3.5.16. Приклад георадарного зондування закарстованого масиву:
1 – зона розвитку карсту, підтверджена бурінням [40]

Георадарними методами виявляють загальне положення порід, що карстуються, наявність у них пустот – їхню величину, форму, протяжність, глибину залягання.

Отже, геофізичні методи допомагають виявляти поховані під товщею пухких порід закарстовані площі. Методи достатньо інформативні, економічні, за їхньою допомогою досить детально і надійно вивчають структуру масиву порід, що карстуються.

Запитання для самоперевірки знань

1. Назвати види карстових проявів.
2. Які умови розвитку карсту?
3. Що з'ясовують під час польових експедицій з вивчення поверхневих карстових форм?
4. Які аспекти карстових проявів вивчають методами дистанційного зондування Землі?
5. Як класифікують підземні порожнини?
6. Перелічити особливості, які з'ясовують під час обстеження підземних карстових форм.
7. Види методів оцінок карстових форм.
8. Які геофізичні методи застосовують для виявлення карстових пустот?

Бібліографія

Основна

1. *Спиридонов А.И.* Изучение карстового рельефа // Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. – Москва: Высш. школа, 1970. – С. 325–339.
2. *Стецюк В.В.* Карст і карстова морфоскульптура // Основи геоморфології: навч. посібник / В.В. Стецюк, І.П. Ковальчук; За ред. О.М. Маринича. – Київ: Вища школа, 2005. – С. 305-328.

Допоміжна

3. *Амеличев Г.Н.* Кадастр карстовых полостей Крыма: прошлое, настоящее, будущее / Г.Н. Амеличев, А.Б. Климчук, С.В. Токарев, Э.И. Меметова // Геополитика и экогеодинамика регионов. – Симферополь, 2014. – Т. 10. – Вып. 1. – С. 345–351.
4. *Амеличев Г.Н.* Пещеры как объект экологического туризма // Учёные записки КФУ им. В.И. Вернадского. – Т. 1(67). – № 3, 2016. – С. 71–77.
5. *Андрейчук В. Н.* Кадастр печер Західно-Українського регіону. // Проблеми вивчення, екології та охорони печер / В.Н. Андрейчук. – Київ, 1987.
6. *Андрейчук В.Н.* Закономерности развития карста на юго-востоке зоны сочленения Русской платформы с Предкарпатским краевым прогином. Диссертации о Земле. Інтернет-русурс. Точка доступу: http://earthpapers.net/zakonomernosti-razvitiya-karsta-na-yugo-vostoke-zony-sochleneniya-russkoy-platformy-s-predkarpatskim-kraevym-progibom#ixzz4zMr45oeG
7. *Андрейчук В.Н.* Провалы над гипсовыми пещерами-лабиринтами и оценка устойчивости закарстованных территорий / В.Н. Андрейчук. – Черновцы: Прут, 1999. – 52 с.
8. *Валях В.М.* Аэрофотографические и сканерные аэрометоды при инженерно-геологических исследованиях / В.М. Валях. – Москва: Недра, 1982. – 261 с.
9. Вилуговування. Інтернет-русурс. Точка доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/Вилуговування
10. *Гвоздецкий Н.А.* Карст. Вопросы общего карстоведения / Н.А. Гвоздецкий. – Москва: Географгиз, 1954. – 351 с.
11. *Гвоздецкий Н.А.* Проблемы изучения карста и практика / Н.А. Гвоздецкий. – Москва: Мысль, 1972.
12. *Гвоздецкий Н. А.* Карст / Н.А. Гвоздецкий. – Сб. Природа мира – Москва: Мысль, 1981. – 214 с.
13. *Гвоздецкий Н.А.* Карстовые ландшафты / Н.А. Гвоздецкий. – Москва: Изд-во Московск.ун-та, 1988. – 112 с.
14. *Горбунова К.А.* Карст гипса СССР: учеб. пособие по спецкурсу / К.А. Горбунова. – Пермь: Изд-во Пермс. ун-та, 1977. – 84 с.
15. *Горбунова К.А.* Карстоведение. Вопросы типологии и морфологии карста: учеб. пособие по спецкурсу / К.А. Горбунова. – Пермь, 1985. – 88 с.
16. *Гудилин И.С.* Применение аэрометодов при инженерно-геологических и гидрогеологических исследованиях / И.С. Гудилин, И.С. Комаров. – Москва: Недра, 1978. – 320 с.
17. *Дублянская Г.Н.* Картографирование, районирование и инженерно-геологическая оценка закарстованных территорий / Г.Н. Дублянская, В.Н. Дублянский. – Новосибирск: Наука, 1992. – 144 с.
18. *Дублянский В.Н.* Карстолого-геофизические исследования карстовых полостей Приднестровской Подолии и Покутья / В.Н. Дублянский, Б.М. Смольников. – Киев: Наук. думка, 1969. – 151 с.
19. *Дублянский В.Н.* Карстовые пещеры / В.Н. Дублянский.– Москва: Знание, 1977. – 47 с.
20. *Дублянский В.Н.* Карстовые пещеры и шахты Горного Крыма / В.Н. Дублянский. – Ленинград: Наука, 1977. –182 с.
21. *Дублянский В.Н.* Карстовые полости Украины / В.Н. Дублянский, А.А. Ломаев. – Киев: Наук. думка, 1980. – 178 с.
22. *Дублянский В.Н.* Карстология и спелеология в Украине // Физическая география и геоморфология. – Киев: Вища школа, 1985. – С.3–10.
23. *Дублянский В.Н.* Терминология спелеологии / В.Н. Дублянский, В.Н. Андрейчук. – Кунгур, 1991. – 180 с.
24. *Дублянский В. Н.* Карстовая республика / В.Н. Дублянский, Г.Н. Дублянская. – Симферополь, 1996. – 84 с.
25. *Дублянський В.* З історії досліджень печер в Україні / Володимир Дублянський. – Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://geografica.net.ua/publ/sattti/statti/z_istoriji_doslidzhen_pecher_v_ukrajini_viktor_dubljanskij/3-1-0-110

26. Карст в карбонатных породах // Труды Моск. о-ва испытателей природы. Т. 47. – Москва: Изд-во МГУ, 1971. – 182 с.
27. *Климчук О.Б.* Гідрогеологічні умови розвитку і генезис карстових порожнин в неогенових сульфатних відкладах Волино-Подільського артезіанського басейну: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук / О.Б. Климчук. – Київ, 1999. – 25 с.
28. *Климчук А.Б.* Кадастр пещер Украины: методические материалы и перечень / А.Б. Климчук, Г.Н. Амеличев и др. – Симферополь, 2008. – 75 с.
29. *Климчук А.Б.* Карст и природные полости // Экологическая геология Украины / под ред. В.М. Шестопалова – Киев: Наукова думка, 2009.
30. *Климчук А.Б.* О сущности карста / А.Б. Климчук, В.Н. Андрейчук // Спелеология и карстология. – № 5. – 2010. – С. 22–47. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://institute.speleoukraine.net/sk-issues/issue5
31. *Ковальська Л.В.* Геоморфологія сульфатного карсту Прут-Дністерського межиріччя: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геогр. наук / Л.В. Ковальська. – Львів, 2005. – 20 с.
32. *Корженевский Б.А.* Карст Донбасса и его гидрогеологические и инженерно-геологические особенности // Фізична географія и геоморфологія. – Вип. 4. – Киев, 1970.
33. *Коржик В.П.* Карст і печери. У кн.: Середнє Придністров'я / за ред. Г.І. Денисика. – Вінниця: ПП Видавництво "Теза", 2007. – С. 79–100.
34. *Короткевич Г.В.* Соляной карст / Г.В. Короткевич. – Ленинград: Недра, 1970.
35. *Кучерук А.Д.* Карст Подолья / А.Д. Кучерук. – Киев: Наук. думка, 1976. – 197 с.
36. *Ласточкин А.Н.* Геоморфология / А.Н. Ласточкин, Д.В. Лопатин. – Москва: Академия, 2005. – 528 с.
37. *Ломаев О.О.* Умови розвитку та районування карсту Волино-Поділля // Фіз. географія та геоморфологія. – 1970. – Вип. 1. – С. 33–38.
38. *Ломаев. А.А.* Геология карста Волыно-Подолии / А.А. Ломаев. – Киев: Наук. думка, 1979. – 132 с.
39. *Максимович Г.А.* Основы карстоведения / Г.А. Максимович. – Т. 1. – Пермь: Кн. Изд-во, 1963. – 444 с.
40. *Мельник В.В.* Обоснование геомеханических факторов для диагностики опасности карстопроявлений при недропользовании: автореф. дис. на соискание науч. степени канд. техн. наук / В.В. Мельник. – Екатеринбург, 2010. – 30 с.
41. *Печеркин И. А.* Структурно-тектонические условия развития карста на юго-востоке зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Предкарпатского прогиба / И. А. Печеркин, В. Н. Андрейчук // Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. – № 10. – С. 18–24.
42. Пещерные отложения. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://be.convdocs.org/docs/index-86332.html?page=4
43. *Покалюк В.В.* Трещиноватость пещер Подолии. В аспекте ротационных и тектонических причин образования / В.В. Покалюк, А.А. Аронский, Н.В. Шафранская, А.А. Матошко. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://speleo.land.kiev.ua/fracturing.html
44. *Проскурняк М. М.* Структура закарстованих ландшафтів: Теорія. Методика. Регіональні особливості / М. М. Проскурняк, В. М. Андрейчук. – Чернівці: Рута, 1998. – 120 с.
45. *Радзієвський В.О.* Подорож у підземну казку: Путівник по карстових печерах Тернопільщини / В.О. Радзієвський. – Львів: Каменяр, 1984.
46. Рекомендации по изучению карста геофизическими методами/ ПНИИИС. – Москва: Стройиздат, 1986. – 112 с.
47. *Саваренский Ф.П.* Инженерная геология / Ф.П. Саваренский; изд. 2-е. – Москва: ГОНТИ, 1939. – 488 с.
48. *Садов А.В.* Изучение экзогенных процессов аэроландшафтным методом / А.В. Садов. – Москва: Недра, 1978. – 151 с.
49. *Соколов Д.С.* Основные условия развития карста / Д.С. Соколов. – Москва: Госгеолтехиздат, 1962. – 321 с.
50. Спелеологія. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/Спелеологія
51. *Татаринов К.А.* Карстові печери Середнього Придністров'я / К.А. Татаринов. – Львів: Видавництво Львівського університету, 1965.
52. Терминология карста / Д.А. Тимофеев, В.Н. Дублянский, Т.З. Кикнадзе. – Москва: Наука, 1991. – 260 с.
53. *Толмачев В.В.* Инженерное карстоведение / В.В. Толмачев, Ф. Ройтер. – Москва: Недра, 1990. – 151 с.
54. Українська спелеологічна асоціація. Історія створення. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.speleoukraine.org/index.php/uk/usa/istoriya/istoriya-stvorennya-asotsiatsiji
55. *Чикишев А.Г.* Географические условия развития карста / А.Г. Чикишев. – Москва: Изд-во МГУ, 1975.
56. *Чикишев А.Г.* Карст Русской равнины / А.Г. Чикишев. – Москва: Наука, 1978. – 197 с.
57. Чим відрізняється сталактит від сталагміта. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://ehow.com.ua/science/chim-vidriznyayetsya-stalaktit-vid-stalagmita.html

58. *Щукин И.С.* Карст тропиков // Общая геоморфология / И.С. Щукин. – Москва: Изд. Москов. ун-та. Т. III, 1974. – с. 142-150.
59. *Якуч Л.* Морфогенез карстовых областей / *Л.* Якуч – Москва: Прогресс, 1979. – 388 с.
60. *Ford D., Williams P.* Karst geomorphology and hydrology. – London: Unwin hyman, 1989. – P. 602.
61. *Gams I.* Kras. – Ljubljana, 1974.
62. Kras region in Slovenia – Classical Karst. Інтернет-ресурс. Джерело доступу: http://www.asak.org.rs/karst/kras/classicalkarst.html
63. *Martel E.A.* Les Cévennes. – Paris: Delagrave, 1890. – 400 p.

3.6. Вивчення еолового рельєфу

Еолові – це процеси та форми рельєфу, створені діяльністю вітру. Ця діяльність простежується у вигляді: а) видування (*дефляції*); б) транспортування; в) відкладання (акумуляції) піщаних чи пилуватих частинок; г) шліфування та полірування виходів кристалічних порід твердими частинками (*коразії*). Термін "еолові" походить від імені давньогрецького бога вітру – Еола [1].

Еолові процеси відбуваються всюди, де є незакріплені пухкі відклади – на берегах рік, озер, морів, у сухих степах, напівпустелях та особливо в пустелях – тропічних, помірних і холодних субарктичних. Пустелі тропічних широт, напівпустелі та пустелі помірних широт характеризуються зональними географічними показниками: значною сухістю клімату з жарким літом, інтенсивним фізичним вивітрюванням з утворенням незцементованих пісків і засолених ґрунтів. Еолові форми та процеси на берегах рік, озер, морів, зандрових рівнин помірних і холодних широт є азональними [6].

В Україні сучасні еолові форми розвинені на піщаних берегах Чорного й Азовського морів, у Херсонській (Олешківські піски), Харківській областях (Кіцевська пустеля), у низів'ях долини Дніпра, на пересипах лиманів і косах, реліктові – на Українському Поліссі та Малому Поліссі Волино-Подільської височини.

Еоловими формами зайнято близько 20% суші, вітрові процеси спричиняють зміни обрисів земної поверхні, впливають на характер господарської діяльності людей. Їх вивчати потрібно, щоб надійно здійснювати інженерно-будівельні роботи та господарські заходи.

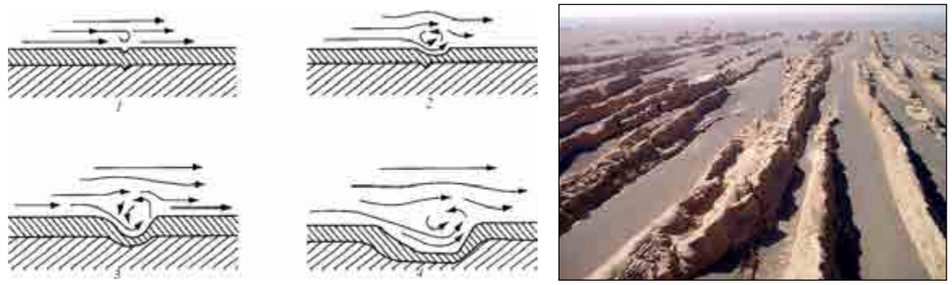
✓ Головні чинники формування еолового рельєфу такі:
– наявність піщаних і пилуватих фракцій порід на поверхні землі;
– відносна сухість продуктів вивітрювання;
– напрям, швидкість і тривалість вітрових потоків;
– незакріпленість форм рельєфу рослинністю;
– сухість клімату.

✓ Види еолового рельєфу.
I. Рельєф, створений внаслідок вітрової ерозії (дефляційний).
II. Рельєф, створений внаслідок вітрової акумуляції.
III. Рельєф, модифікований еоловими процесами (коразійний).

I. Еолові дефляційні форми рельєфу

До цього виду рельєфу належать різної величини округлоподібні замкнуті зниження – глибиною десятки і сотні метрів *котловини видування* (рис. 3.6.1, *а*), меншої глибини *западини, ями*, а також видовжені зниження – борозни (*ярданги*) (рис. 3.6.1, *б*), рови. За Б.А. Федоровичем, дефляційні форми поділяють на *площинні* та *локальні* [15]. *Площинні* розвинуті на значній площі деякої засушливої області, *локальні* – окремі форми в її межах.

Прикладом площинної вітрової ерозії є пилові бурі, які в освоєних регіонах підіймають у повітря тисячі тон верхнього родючого орного шару ґрунту, оголюючи нижні шари. У США в засушливому 1934 р. на території Великих рівнин тільки за один день було знесено близько 300 млн т ґрунту. На півдні України (від Приазов'я до лінії Вінниця–Конотоп) у 1926 р. пилова буря знесла верхній шар ґрунту на 30% площі; у 1960 р. у цьому регіоні були знищені посіви на площі близько 4 млн га, знесений шар ґрунту 34 см завтовшки. Потужні вітри переносять тверді частинки на значні відстані. Знесений у 1926 р. пил з полів України був помічений у Прибалтиці [18].



а *б*

Рис. 3.6.1. Прояви вітрової ерозії: *а*) котловини видування та стадії формування (1–4); *б*) ярданги в пустелі Гобі (джерело: http://sibved.livejournal.com/246030.html)

На значних площах розвинені форми чергування ерозії–акумуляції – *коміркові та лункові піски* [20]. Для них характерне поєднання котловин видування та насипів-перегородок між ними. У коміркових пісках котловини округлоподібні, в лункових – місяцевидні. Коміркові піски розвиваються в районах з перемінними вітрами, лункові – з однонаправленими.

Прикладом *локальних форм вітрової ерозії* є *западини, ями, рови, ярданги*. Видовжені форми видування розвиваються вздовж смугастого розташування пухких і зцементованих порід, тріщин гірських порід, а також вздовж лінійних антропогенних форм, таких як дороги. У лесових відкладах трапляються дефляційні рови. Ділянки видування розвинені вздовж сухих річкових долин (*ваді*) у пустелях.

Дефляційні процеси сприяють розвитку *солончаків* у засушливих областях. Їхнє формування пов'язане з підйомом солоних ґрунтових вод до поверхні під дією інтенсивного випаровування [13]. В Україні солончаки приурочені до піщаних берегів і дельт рік на Причорноморській низовині та мілководних затоках Сивашу.

Обриси та величина еолових дефляційних форм залежить від швидкості, повторюваності, напряму і тривалості дії вітрів. Від енергії вітру та величини частинок залежить їхній *спосіб перенесення*:

а) перекочуванням по землі (частинки діаметром 0,5–1,0 мм);
б) стрибками (0,1–0,5мм);
в) у зваженому вигляді (менше 0,1 мм). Частинки менше 0,05–0,01 мм внаслідок зростання сил зчеплення між ними чинять опір видуванню [2].

Швидкість вітру, потрібна для відриву дрібних частинок від поверхні землі, становить:
4,5–6,7 м/с – для піщинок діаметром 0,25 мм;
11,4–13,0 м/с – для піщинок розмірами 1,5 мм [12].

За іншими даними, вітер швидкістю 10 м/с переносить частинки діаметром до 1 мм, за швидкості 20 м/с – діаметром 4–5 мм, перекидає уламки у поперечнику 2–3 см. Величезну силу, яка переносить уламки, має ураган (від 30 м/с) [5]. Дрібні частинки починають рухатись вже за швидкості вітру 4 м/с, утворюючи піщану поземку [14]. Значне переміщення матеріалу відбувається за швидкості вітру 8 м/с, виникають пилові бурі. Найбільше піску переміщується за швидкості 12–18 м/с. Висота рухомої хмари не перевищує 1–2 м над поверхнею суші. Головна маса піску (понад 80%) переноситься в нижньому 10–20 см приповерхневому шарі [1].

✓ Під час вивчення еолових дефляційних форм з'ясовують таке:
– площу території, зайнятої формами видування, перевіюваними пісками;
– морфологічні обриси типових та унікальних еолових форм;
– середні і найбільші параметри форм;
– закономірності орієнтування та групування форм;
– наявність у формах видування піщаного матеріалу, його потужність, мінералогічний і гранулометричний склад; обкатаність;
– динаміка площі поширення, параметрів і закономірностей групування форм;
– наявність і величина неeолових форм, їхня геологічна будова;
– наявність і параметри вторинних дефляційних знижень – западин, ям у котловинах видування;

– максимальні, середні швидкості вітру, переважаючі напрями, час і тривалість їхньої дії;
– ємність (кількість піщаних частинок, які можуть рухатися в об'ємі повітря за заданої сили вітру), потужність (реальна кількість рухомих частинок), насиченість вітрового потоку (відношення потужності до ємності). Від насиченості залежить величина дефляції – чим вона менша, тим дефляція більша [2].

II. Еоловий акумулятивний рельєф

Утворюється внаслідок затухання сили вітру та відкладання матеріалу, що переміщувався. За складом у переміщуваному матеріалі переважають кварцові, польовошпатові, глинисті, вапнякові частинки, які є результатом вивітрювання гірських порід. Іноді вітер несе також пил і пісок вулканічного походження. Акумулятивні еолові форми бувають різних форм і розмірів, що пов'язано з особливостями вітрової енергетики – він дує поривами, то посилюючись, то послаблюючись, вітрові вихори мають то горизонтальні, то вертикальні осі, то виникають, то зникають і рухаються на різній висоті. Через це поверхня землі в еолових областях завжди нерівна.

Виникають *акумулятивні форми – брижі, купчасті (кучові) піски, горбисті (бугристі) піски, гряди* (рис. 3.6.2), *дюни та бархани.*

а *б*

Рис. 3.6.2. Акумулятивні еолові форми: *а*) брижі та горбисті піски або кучугури (Олешківські піски, джерело: www.commons.wikimedia.org); *б*) гряди (джерело: http://900igr.net/prezentacija/geografija/eolovye)

Серед *дюн* виділяють: *ембріональні (зачаткові), параболічні, поперечні* (рис. 3.6.3), *поздовжні, пірамідальні* (зіркоподібні) (рис. 3.6.4) та *прихилені* до гірського схилу.

Серед барханів виділяють одиночні форми та *барханні ланцюги*.

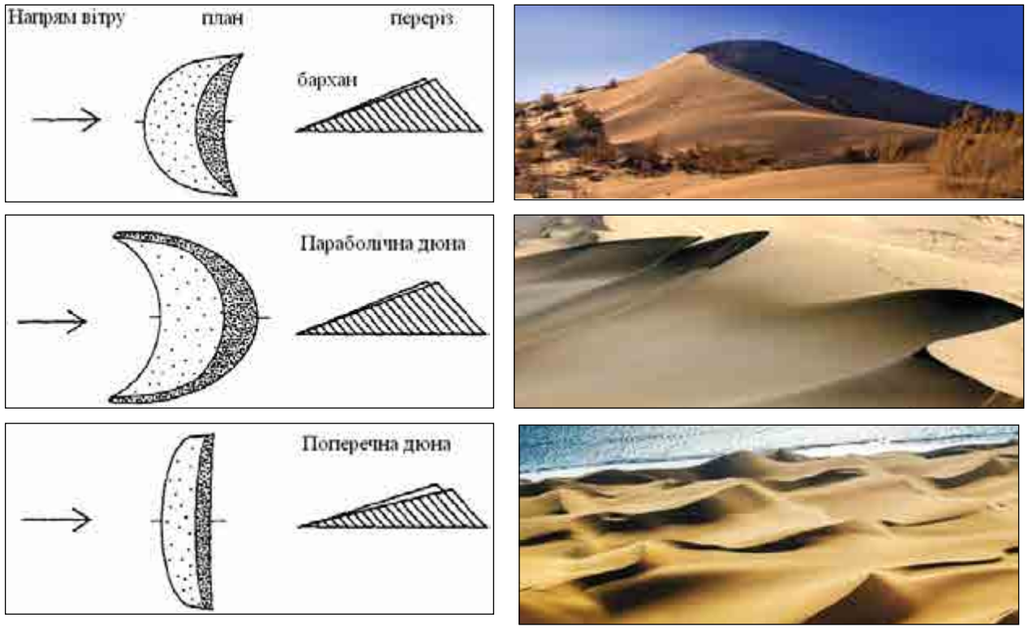
До горбистих пісків належать *кучугури* – творені розвіюванням раніше закріплених пісків.

За напрямом орієнтації еолової акумулятивної форми стосовно напряму вітру виділяють *поперечні, поздовжні та різнонапрямлені* види.

Поперечними, розташованими своєю основою впоперек напряму вітру, є:
– брижі,
– параболічні дюни,
– поперечні дюни,
– прихилені дюни,
– бархани,
– барханні ланцюги.

Поздовжніми формами є:
– гряди та грядові піски,
– грядово-горбисті піски,
– поздовжні дюни (коси-пагорби),
– кучугури.

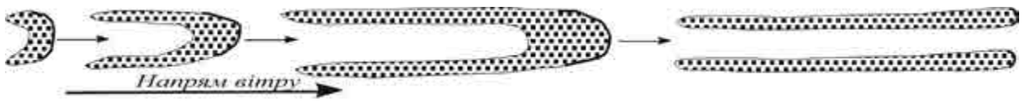
Різнонапрямленими формами є:
– пірамідальні дюни,
– купчасті (кучові) піски.
– горбисті піски,



а *б*

Рис. 3.6.3. Акумулятивні еолові форми: *а*) за Gradzinski, 1976 [1]; *б*) фото зі сайтів: http://turbina.ru; http://900igr.net/prezentacija/geografija/eolovye

Еволюція дюни йде у такому напрямі:



Серповидна → параболічна → шпилькоподібна → парні поздовжні гряди

а *б*

Рис. 3.6.4. Пірамідальні (зіркоподібні) дюни у пустелі Наміб: *а*) комплекс злитих пірамідальних дюн різної висоти (космознімок з веб-вузла "Планета Земля"); *б*) окрема дюна

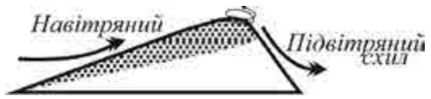
➢ За ступенем закріплення рослинності еолові акумулятивні форми поділяють на:
– *оголені (рухомі)* – брижі, бархани, барханні ланцюги, гряди та грядові піски;
– *закріплені (нерухомі)* – поздовжні, поперечні та пірамідальні дюни;
– *частково закріплені* – купчасті, горбисті піски, кучугури.

➢ *За висотою* розрізняють: піщані брижі – 5–50 см; купчасті піски – 0,5–2,0 м; горбисті піски, кучугури – 2–7 м; гряди, дюни – до 30 м, бархани – 10–200 м, пірамідальні дюни – до 300 м.

➢ *За формою в плані*: округлоподібні – купчасті, горбисті піски, кучугури, бархани, пірамідальні дюни; видовжені – брижі, гряди, поздовжні та поперечні дюни, барханні ланцюги.

✓ Під час вивчення еолових акумулятивних форм характеризують

1. Морфологію рельєфу, зокрема:
– обриси в плані;



– орієнтацію довгої осі до сторін горизонту і пануючих вітрів;
– середню довжину, ширину, висоту форм і максимальні значення;
– форму поперечного профілю та асиметрію схилів;
– кут падіння навітряного та підвітряного схилів;
– характер гребеня;
– наявність різних за еволюцією форм, їхнє групування у комплексі форм [2].

2. Будову піщаних відкладів, а саме:
– мінералогічний склад. Еолові піски, порівняно з вихідними пісками та пухкими продуктами вивітрювання, збагачені стійкими мінералами – кварцом, гранатом, цирконом, рутилом і збіднені частинками, які легко руйнуються – кальцитом, роговою обманкою, гіпсом. Також переміщені піски мають збільшену частку слюд і хлориду, зменшену – важких фракцій;
– гранулометричний склад. Визначають коефіцієнт сортування. Зазвичай для еолових відкладів характерна середня сортованість [9]. Переміщені піски збагачені тонкозернистим і дрібнозернистим матеріалом, а не переміщені – дрібно- та середньозернистими фракціями;
– обкатаність частинок. Матеріал в еолових пісках добре обкатаний, де більші зерна відрізняються ліпшою обкатаністю. Під мікроскопом кварцові зерна мають подряпини, вищерблення;
– розподіл частинок на елементах еолової форми. Підвітряні схили складені дрібнішим і ліпше обкатаним піском, ніж навітряні;
– колір пісків. Жовтого кольору надають пісках окиси заліза, чорного – вулканічний попіл, червоного – плівка гематиту, білого – переважання кварцових зерен, зеленого – глауконітових зерен;
– шаруватість товщ. Притаманна слабко-хвиляста будова, часто є зрізи одних хвилястих ліній іншими;
– фізико-механічні властивості (природна пористість, можливість ущільнення за динамічних навантажень);
– потужність піщаних товщ. Визначають загальний запас пісків від малопотужних локальних пісків до потужних піщаних товщ, які дають розвиток великим еоловим формам;
– положення покрівлі порід, що підстеляються пісками, характер контактів між ними;
– поширення й особливості залягання пісків різного генезису [16].

3. Палеогеографічні умови формування еолового рельєфу:
– панування морського чи континентального режимів у минулому;
– етапи формування вихідних піщано-еолових форм рельєфу – рівнин, терас;
– вік вихідного рельєфу, тривалість його еолового перетворення;
– палеокліматичні умови;
– палеогідрографічна мережа, її густота і напрям простягання, водність рік у минулому;
– глибина водоносних горизонтів у минулому і тепер.

4. Кліматичні умови (за даними метеостанцій):
– температурний режим;
– кількість опадів;

– повторюваність, потужність і напрям вітрів.

5. Види рослинності:
– наявність дерново-рослинного покриву та ступінь закріплення форм рослинністю, ділянки перевіюваних пісків;
– гербаризація та видові визначення рослин, які є показниками ступеня рухомості пісків;
– щільність травостою, розподіл рослинних асоціацій за щільністю.

Різновидом еолової акумуляції є відкладання лесових порід, значно поширених на рівнинній частині України. Типові леси відомі також у Китаї, Середній Азії, в західних районах США, Патагонії, де їхня потужність коливається від декількох до десятків метрів. В Україні потужність лесів досягає 10–50 м. Багато дослідників підтримують еолову гіпотезу походження лесів, яку висунув Ф. Ріхтгофен (1877), а розвинули В.О. Обручев (1904) на прикладі Китаю, П.А. Тутковський (1899) для України. Менш поширені флювіальна, ґрунтовоелювіальна, флювіогляціальна і комплексна гіпотези лесового генезису [21]. Для території України П. Тутковський пояснював походження лесів так: у плейстоценову епоху четвертинного періоду, коли значні площі холодних і помірних широт зазнавали материкового зледеніння, з поверхні льодовиків дули вітри, які, спускаючись з них, підхоплювали пилувато-глинисті частинки льодовикових відкладів, переносили їх на певні відстані, відкладали у прильодовикових районах. Згідно з іншими гіпотезами, пилуваті частинки осаджувались з мутних річкових, тимчасових водних чи флювіогляціальних потоків або утворювались внаслідок вивітрювання глин (ґрунтовоелювіальна гіпотеза).

III. Еоловий коразійний рельєф

Формується під впливом вітрового потоку, насиченого піщаним матеріалом. Піщані зерна, вдаряючись на великій швидкості об поверхню експонованої міцної породи, вибивають виокремлені вивітрюванням частинки. Поступово руйнуючи виступи на поверхні породи, тверді частинки обточують, шліфують поверхню, утворюючи згладжені, заокруглені обриси оголених порід. Формуються *скельні останці* у вигляді окремих *брил* або *скельні стінки* з заглибленнями, нішами. Різна стійкість шаруватих товщ порід зумовлює те, що окремі ділянки таких останців більш обточені, звужені, більше вибиті. Розвиваються останці у вигляді *шпиць, грибів, арок* чи інших дивних форм (рис. 3.6.5).

Скельні комплекси, утворені в епоху панування інтенсивних вітрів плейстоценових зледенінь, трапляються в Українських Карпатах. На північно-східному макросхилі Карпат поширені пісковикові скелі Бескидів і Покутсько-Буковинських Карпат. У Сколівських Бескидах виділяють більше десяти угруповань скель, серед яких Урицькі, Ямельницькі, Корчинські, Комарницькі, Розгірче, Межибродські, Тишівницькі, Кам'янка-Ключ, скелі Довбуша в с. Бубнище та ін. [8]. У Верхньодністерських Бескидах відомий Спаський камінь. Саме завдяки давнім процесам коразії та злущування матеріалу скелі мають таку гладку поверхню (рис. 3.6.6, *а*).

У помірних і холодних широтах на поверхні скель трапляються ділянки коміркового вивітрювання у вигляді округлих невеликих ямок (рис. 3.6.6, *б*). Ці виїмки утворювалися внаслідок вибивання вітровим потоком не тільки дрібного матеріалу, а й менш зцементованого. Заглиблення

Рис. 3.6.5. Скелі, обточені вітро-піщаними потоками
(фото: www.nationalgeographic.com)

а *б* *в*

Рис. 3.6.6. Скелі у Бескидах:
а) Ямельницькі, висотою у 12-15 м (Стрийський р-н Львівської обл.);
б) Спаський камінь, висотою у 7-8 м (Старосамбірський р-н Львівської обл.);
в) форми коміркового вивітрювання на поверхні Урицьких скель (Сколівський р-н Львівської обл.)

могли формуватися завдяки розчиненню карбонатного цементу лишайниками, які оселялися на поверхні пісковиків [4]. Скелі зазвичай ускладнені тріщинами різного генезису – тектонічними, вивітрювання, нашарувань, бокового відпору [7].

✓ Під час вивчення еолових коразійних форм описують

1. Параметри скель: висота, ширина основи і вершини, розміри окремих блоків. Абсолютні висоти поширення. Місцерозташування на схилі – у привершинній, середній чи придолинній частині (рис. 3.6.7). Експозиція схилів, на яких поширені скелі.

2. Морфологічний різновид скель. За формою виділяють *шпилеподібні, пасмоподібні, аркові* та скелі *складних* форм.

Шпилеподібними є такі різновиди скельних останців:

вежа – скеля, площа поперечного перерізу якої від основи до вершини практично незмінна;

шпиця – скеля, площа поперечного перерізу якої зменшується з висотою;

голка – різновид шпиці з вузькою загостреною вершиною;

гриб – скеля, площа поперечного перерізу незмінна або зменшується, а вершина в кілька разів ширша за основу.

Пасмоподібні скельні виходи такі:

ребра (стіна, огорожа, брама) – пасмоподібна форма, висота якої більша за ширину основи. Визначення різновидів – стіна, брама залежить від довжини форми та розчленування на окремі брили (рис. 3.6.8);

стіл (блок) – кубоподібна форма, висота та ширина якої приблизно однакові;

плита – видовжена форма, ширина основи якої більша за висоту.

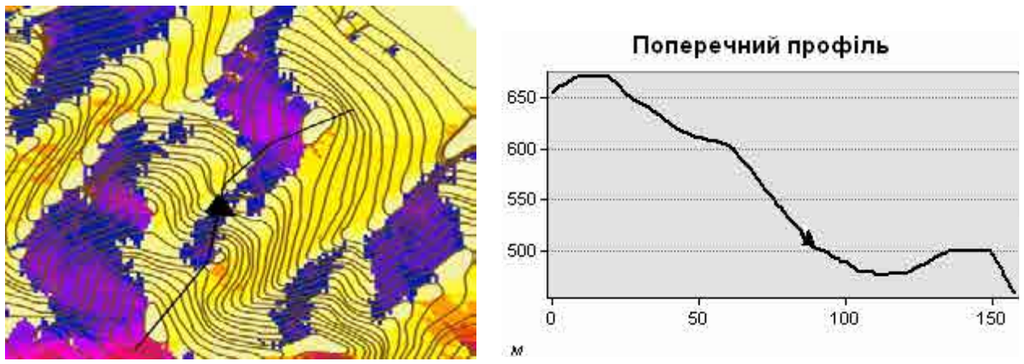


Рис. 3.6.7. Експозиція схилів і поперечний профіль із розташуванням скель Спаський камінь у Верхньодністерських Бескидах, виконані в ArcGIS

а *б*

Рис. 3.6.8. Типи скель: *а*) пасмоподібний, різновид ребра (с. Ямельниця);
б) шпилеподібний, різновид вежа та справа – різновид стіна (с. Урич)

Аркові скелі – різновид скель із подвійною основою і вершиною у вигляді вузького дугоподібного перекриття. В Карпатах існують *дугоподібні елементи* на поверхні скель. Найбільше поширені у штаті Юта (США) у національному парку Арки.

Складні форми скель мають різні опуклі та ввігнуті елементи, скупчення різновеликих уламків, скельні останці невизначених чудернацьких форм (наприклад, у вигляді корабля [22]).

3. *Форма привершинної частини* скелі: гостра, куполоподібна, плоска, "комин на даху", складна. За формою основи: мури (з "прямокутною" основою), вежі (з "квадратною" основою) та інші, що не підходять до жодного типу [25].

4. Характер поширення: одиночні чи скупчення форм (*група скель* – два і більше скельних останці або скельних виходів; *комплекс скель* – кілька груп скель, поширених у певній місцевості.

За поширенням групи скель виділяють: лінійного, дугоподібного, кільцевого, компактного, розсіяного простягання.

Розрізняють скельні групи не відірвані (стіна, вежа) та відірвані від основи (блок і скупчення блоків) [23].

У скельній групі чи комплексі виокремлюють еволюційні ряди скельних останців. Наприклад, стіна → огорожа → вежа → шпиця → блок. Визначають ступінь їхньої денудованості.

5. Вік і геохронологічна послідовність формування скель.

6. Належність скельних порід до конкретного стратиграфічного горизонту.

7. Потужність верстви порід, до яких приурочені скелі, їхній напрям простягання та характер залягання. Потужність оголень порід.

8. Літологічний і гранулометричний склад порід, які становлять скелі. Їхній колір. Склад цементу [7].

9. Характеристика тріщин.

10. Різні знаки на поверхні скель.

✓ Для вивчення еолових форм застосовують такі загальні методи:

– *польові стаціонарні спостереження*: за динамікою еолових форм, інтенсивністю пилових бур (встановлюють пиловловлювачі), швидкістю процесів розвіювання, характером закріплення рослинності, ефективністю заходів боротьби з дефляцією. Стаціонарні спостереження за вітровим режимом виконують метеостанції або дослідники отримують дані з архіву гідрометеоцентру;
– *польові експедиційні дослідження*: вивчають морфологічні характеристики еолових форм; мінералогічний склад середніх і великих зерен піску, їхню структуру, текстуру; виконують буріння для побудови геолого-геоморфологічних розрізів, визначення потужності шарів; беруть проби порід для подальших лабораторних аналізів. Застосовують безпілотні літальні апарати для визначення масштабів проявів еолових процесів;
– *лабораторні дослідження*: під мікроскопом або оптико-лазерними приладами з'ясовують мінералогічний склад середніх і дрібних фракцій піску, пилуватих частинок, середні діаметри, обкатаність, шорсткість частинок; виконують люмінісцентний аналіз для датування форм;
– *аналіз дистанційних матеріалів і карт*: визначають площу поширення форм, абсолютні та відносні висоти розташування, параметри великих форм, напрям простягання, ступінь задернованості і характер рослинності, близькість антропогенних об'єктів, вплив на них піщаних масивів.

– *ГІС-аналіз*: цифрують топооснову, відображають місцерозташування форм, отримують морфологічні характеристики території;
– *лазерне 3d-сканування* поверхні скель із БПЛА: на підставі цифрових даних створюють об'ємні моделі скель, одержують морфометричні характеристики форм в цілому та окремих їхніх частин.

Запитання для самоперевірки знань

1. Які види еолового рельєфу Ви знаєте? Які чинники його формування?
2. Яку роботу здійснює вітер і які дефляційні форми він утворює?
3. Що з'ясовують під час вивчення еолових дефляційних форм?
4. Назвати різновиди еолових акумулятивних форм і їхні відміни.
5. Послідовність вивчення еолових акумулятивних форм.
6. Які різновиди скель за морфологічними обрисами?
7. Які аспекти будови з'ясовують під час вивчення скель?
8. Назвати й схарактеризувати загальні методи вивчення еолових форм.

Бібліографія

Основна

1. *Сіренко І.М.* Динамічна геоморфологія / І.М. Сіренко – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2003. – 224 с.
2. *Спиридонов А.И.* Изучение эолового рельефа // Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. – Москва: Высш. школа, 1970. – С. 410–426.

Допоміжна

3. *Аристархова Л.Б.* Процессы аридного рельефообразования / Л.Б. Аристархова. – Москва, 1971.
4. *Байрак Г.* Формування скельних комплексів Бескидів / Г. Байрак, М. Гаврилів // Фізична географія та геоморфологія. Вип. 3(64). – Київ: ВГЛ "Обрії", 2011. – С. 63–72.
5. *Ваганов І.І.* Геологічна діяльність вітру// Інженерна геологія та охорона навколишнього середовища / І.І. Ваганов, І.В. Маєвська, М.М. Попович. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://posibnyky.vntu.edu.ua/geologiya/index.html
6. *Вихованець Г.В.* Сучасний еоловий морфогенез у береговій зоні морів: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геогр. наук / Г.В. Вихованець. – Одеса, 2004. – 53 с.
7. *Волошин П.* Інженерно-геоморфологічна характеристика Урицьких скель / П. Волошин // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій: матеріали четвертого міжнародного семінару (Ворохта, 6–9 вересня 2012 р.). – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2012. – С. 172–180.
8. Геологічні пам'ятки України у 3-х т. / За ред. В.І. Калініна, Д.С. Гурського, І.В. Антакової. – Київ: ДІА, 2006–2009. – Т. 1–3. – 320 с.
9. *Дубіс Л.* Літологічні особливості відкладів та вік реліктової дюни в околиці смт. Маневичі / Л. Дубіс, М. Длужевський // Вісник Львів. ун-ту. Серія геогр. – 2011. – Вип. 39. – С. 140–148.
10. *Дубіс Л.Ф.* Еоловий палеоморфогенез правобережної частини Українського Полісся: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геогр. наук / Л.Ф. Дубіс. – Київ, 2013. – 497 с.
11. *Зінько Ю.* Українсько-польський геотуристичний шлях "Гео-Карпати" / Ю. Зінько, Л. Скакун, А. Бучинська та ін. // Вісник Львів. ун-ту. Сер. міжнар. відносини. – 2012. – Вип. 25, Ч. 2. – С. 269–273.
12. *Паранько І.С.* Геологія з основами геоморфології: навч. посібник / І.С. Паранько, А.О. Сіворонов, О.І. Мамедов. – Кривий Ріг: Мінерал, 2008. – 323 с.
13. *Рычагов Г.И.* Общая геоморфология. 3-е изд., перераб. и доп. / Г.И. Рычагов. – Москва: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. – 416 с.
14. *Стецюк В.В.* Основи геоморфології: навч. посібник / за ред. О.М. Маринича; В.В. Стецюк, І.П. Ковальчук. – Київ: Вища школа, 2005. – 495 с.
15. *Федорович Б.А.* Вопросы классификации песков для целей картирования на примерах западной Туркмении / Б.А. Федорович // Землеведение. Т. V. – Москва,1960.
16. *Федорович Б.А.* Динамика и закономерности рельефообразования пустынь / Б.А. Федорович. – Москва, 1983.

17. *Чичагов В.П.* Аридная геоморфология. Платформенные антропогенные равнины: монография / В.П. Чичагов. – Москва: Научный мир, 2010. – 514 с.
18. *Шостак А.В.* Діяльність вітру (еолові процеси) / А.В. Шостак // Інженерна геологія: навч. посібник. – Інтернет-ресурс Київського університету. – geol.univ@kiev.ua. – 92 с.
19. *Шуйский Ю.Д.* Экзогенные процессы развития аккумулятивных берегов в северо-западной части Черного моря / Ю.Д. Шуйский, Г.В. Выхованец. – Москва: Недра, 1989. – 198 с.
20. *Щукин И.С.* Морфология аридных и семиаридных областей / И.С. Щукин // Общая геоморфология. Т. 3. – Москва: Изд-во МГУ, 1974. – С. 3–125.
21. *Якушко О.Ф.* Геоморфологические процессы и формы рельефа пустынных областей / О.Ф. Якушко // Основы геоморфологии. – Минск, 1997. – С. 62–65.
22. *Alexandrowicz Z.* Sandstone rocky forms in Polish Carpathians attractive for education and tourism // Przeglad Geologiczny, Vol. 56. – 8/1. – 2008. – S. 680–687.
23. *Alexandrowicz Z.* Waloryzacja i funkcje srodowiska abiotycznego w systemie ochrony przyrody (na przykladzie opracowan z Karpat Polskich) // Studia Natura. – 1990. – Supl. – S. 9–35.
24. *Brown A.C.*, MeLachlan A. Ecology of Sandy Shores. – Amsterdam: Elsevier Publ. Co., 1990. – 328 p.
25. *Mazurski K.R.* Skalne fantazje przyrody / Krzysztof Radoslaw Mazurski // Rocznik Jeleniogorski. – 1972. – T.X. – S. 65–81.

3.7. Вивчення льодовикового та водно-льодовикового рельєфу

Льодовиковий рельєф поширений в арктичних і субарктичних областях, на високогір'ях усіх широт, а також на рівнинах помірних широт, на яких широко представлені форми та відклади давніх зледенінь. Дослідження будови і динаміки льодовиків важливе для з'ясування їхнього впливу на клімат планети, тенденцій сучасних кліматичних змін і періодів похолодань-потеплінь у минулому. Водно-льодовиковий рельєф формується внаслідок танення льодовика і поширений у прильодовикових зонах.

Льодовиковий рельєф утворюється в областях, де відбувалися в минулому чи існують зараз *зледеніння* – тривале панування льодовикових товщ. Зледеніння можливе у випадку, коли ця територія розташована в межах *хіоносфери* (вище снігової границі), де накопичення снігу більше, ніж його танення. На екваторі хіоносфера розміщена на висоті 5 км, у помірних широтах – 2 км, в Антарктиді – на рівні океану. Льодовики мають властивість текти, тобто рухатися зі швидкістю приблизно до десятків м/рік.

Розрізняють два типи льодовикового рельєфу

Материкових (покривних) зледенінь.

Гірських зледенінь.

А. Рельєф материкових зледенінь

До цього типу рельєфу належить сучасний рельєф, сформований під льодовиковими щитами та поблизу їхньої периферії: Антарктичним, Гренландським, Північно-Канадським, о-вів Ісландія, Шпіцберген, Нова Земля, Франца-Йосифа. Максимальна потужність льодовикових товщ 3–4 км [3]. Підльодовиковий рельєф вивчають методами сейсмічного зондування, які дають змогу побачити під товщею льоду гірські вершини, рівнини, жолоби. Таким чином складені карти корінного ложа Антарктиди (А.П. Капіца, 1968) й островів із льодовиковими куполами на них.

До рельєфу материкових зледенінь зачисляють також рельєф плейстоценових зледенінь, поширений на рівнинах півночі Канади, Росії, у Патагонії, Скандинавії, Прибалтиці, Білорусі та на півночі України. У плейстоценовому відділі четвертинного періоду відбулися зледеніння, які мають назви:

в Альпах:	на Східноєвропейській рівнині:	
вюрм	валдайське	25–115 тис. р. тому
рис II	московське	180–230 тис. р. тому
рис I	дніпровське	280–300 тис. р. тому
міндель	окське	430–480 тис. р. тому
гюнц		

Міжльодовиков'я: Піхвинське (між окським і дніпровським зледенінням), Одинцовське (між дніпровським і московським), Микулинецьке (між московським і валдайським зледенінням).

Територія України зазнавала впливу окського льодовика, межа якого була на крайньому заході України, та дніпровського льодовика, границя якого відповідала лінії Любомль (Волинське Полісся) – Столин (Білорусія) зі смугою вздовж р. Дніпро до сучасного м. Кам'янська [24].

Всю фазу зледеніння (*гляціалу*) поділяють на холодні та періоди потеплінь – міжльодовикові *(інтергляціальні)* епохи. У періоді зледеніння виокремлюють холодні епохи – *стадіали*, короткі найхолодніші етапи – *осциляції* та тимчасові етапи теплішого клімату – *інтерстадіали*. Якщо період зледеніння тривав 20–90 тис. р., то стадіал 5–20 тис. р., осциляції – 1–5 тис. р. У міжльодовикові епохи льодовик повністю зчезав з території, в інтерстадіали – він тільки відступав, топився, існував лише на ділянці живлення.

В періоди й епохи похолодань і наступу льодовика формувався *льодовиковий* (*гляціальний*) рельєф та льодовикові відклади – *морени*. Під час потеплінь у міжльодовикові й інтерстадіальні епохи утворювався *воднольодовиковий* (*флювіогляціальний*) рельєф і відповідні воднольодовикові відклади.

Території, на яких безпосередньо панував льодовик і відбувалися *гляціальні процеси*, називають *льодовиковими зонами*; території поблизу льодовикових зон, які підлягали морозному впливу, називають *перигляціальними* (прильодовиковими) зонами, а території, які не зазнавали впливу ні нівальних[1], ні гляціальних[2] процесів, – *позальодовиковими зонами*.

Головна умова утворення льодовиків – панування від'ємних температур і випадання опадів у вигляді снігу. Ущільнення і кристалізація снігу призводить до утворення *фірну*, далі – *глетчерного льоду* [2]. Розтікаючись із первинних заглибин на навколишню територію, маси снігу та льоду формують льодовики. Якщо льодовики суходолу вкривають частину морської поверхні, то їх називають *шельфовими*.

Льодовиковий рельєф за морфогенетичними ознаками поділяють на *екзараційний* (льодовикової ерозії, денудації) й *акумулятивний*. Територію, яка зазнала впливу льодовика та його талих вод, за переважанням тих чи інших форм поділяють на *зони: льодовикової екзарації, акумуляції і воднольодовикову*.

✓ Форми екзараційного рельєфу материкових зледенінь: *баранячі лоби, кучеряві скелі* (рис. 3.7.1), *пасма (сельги) та западини льодовикової обробки, фіордові і шхерні береги морів.* Елементами екзараційного рельєфу є *штрихи та борозни* на поверхні виходів корінних порід на шляху руху льодовика.

✓ Форми акумулятивного рельєфу материкових зледенінь: *ози, ками, друмліни, моренні горби та пасма* (рис. 3.7.2). На етапах осциляції і наступання льодовика утворювалися *напірні та морени видавлювання*, а в інтергляціальні й інтерстадіальні етапи під час відступання льодовика – *кінцеві морени*. Танення мертвого льоду призводило до утворення *абляційних* морен [18]. Морена (від франц. *moraine*, вперше описана у Французьких Альпах) – це невпорядкована суміш суглинків, супісків, пісків, гравію, гальки, валунів у різному співвідношенні між собою.

а *б*

Рис. 3.7.1. Форми рельєфу льодовикової екзарації: *а*) кучеряві скелі (джерело: https://cont.ws/@ averbov/186664); *б*) баранячі лоби на Ладозькому озері (джерело: Panoramio Google Earth)

[1] *Нівальні процеси* (від лат. *nivis* – сніг) – руйнування гірських порід періодичним замерзанням-розмерзанням під товщею снігового покриву.

[2] *Гляціальні процеси* (від лат. *glasies* – лід) – процеси, які пов'язані з геоморфологічною діяльністю льоду [15].

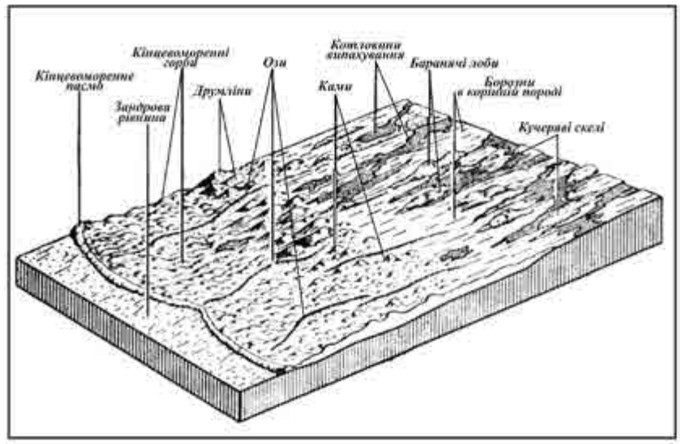


Рис. 3.7.2. Рельєф льодовикової та прильодовикової зон [9]

✓ Воднольодовикові форми рельєфу: *долинні, вододільні зандри та зандрові рівнини*, складені піщаним матеріалом, а також прильодовикові озера, в яких накопичувалися особливі відклади – *стрічкові глини* [2].

➢ Дослідження *давніх материкових зледенінь*

I. Визначення часових проміжків зледенінь:

1. Кількість, вік і тривалість льодовикових періодів.
2. Кількість, вік і тривалість льодовикових стадій (стадіалів, осциляцій, інтерстадіалів).
3. Особливості розвитку рельєфу від наступання першого до відступання кінцевого льодовикового покриву.
4. Палеогеографічні обстановки інтергляціальних та інтерстадіальних відрізків часу [1].

Для з'ясування цих аспектів виконують детальні польові дослідження морен і міжморенних горизонтів, їхньої потужності, літологічного і гранулометричного складу, найменші відміни яких виявляють льодовикові і міжльодовикові епохи та стадії. Виконують стратиграфічне розчленування четвертинної товщі, використовуючи методи оцінки вивітрілості матеріалу морен: чим вивітріліший, тим морена старша. Досліджують залишки організмів, які дають інформацію про періоди похолодань-потеплінь. Виконують споро-пилковий аналіз, який дає змогу реконструювати ландшафтну обстановку минулого, уточнити відносний геологічний вік різних міжльодовикових товщ. Детально вивчають форми й елементи рельєфу, які дають уявлення про такі фази зледеніння:

1) наступання льодів. Відбувається активна руйнівна робота льоду, перенесення уламкового матеріалу, затягування в тіло льодовика і перетирання в ньому підстильних відкладів, формування шару мореновмісного льоду. Відбувається розчленування льодовикового покриву на великі потоки відповідно до особливостей рельєфу, які він прорізає;

2) стаціонарне положення. Характерне досягнення граничних меж поширення і тимчасова стабілізація льодовикового краю. Прихід дорівнює витратам льоду. Йде активна акумулятивна діяльність. Виникають гляціодислокації та системи паралельно-грядового рельєфу крайових зон, льодорозділювальні міжлопатеві височини та зони фронтальної акумуляції;

3) відступання льоду. Відбувається зменшення маси льоду внаслідок його танення та випаровування (*абляція*), омертвіння периферії льодовикового покриву. Панує руйнівна діяльність талих льодовикових вод. На комплекси рельєфу, створені активним льодом, накладаються форми, типові для пасивного і мертвого льоду [16, 22].

II. Характеристика *зони льодовикової екзарації* охоплює:

1) площу поширення льодовикових денудаційних форм, площу їхніх скупчень;
2) середні та максимальні розміри форм (довжина, ширина, висота);
3) особливості морфографії, чіткість форм і виразність морфологічних границь, крутість різноорієнтованих схилів;

4) орієнтацію видовжених форм;
5) породи, якими складені екзараційні форми, їхні літологічні відміни і вплив на морфологію форм рельєфу;
6) наявність штрихів і борозен на поверхні корінних порід – їхні параметри, орієнтація на елементах форм і в межах мезорельєфу (на підвищеннях, схилових поверхнях, у пониженнях), співвідношення з орієнтацією форм рельєфу. Штрихи та борозни засвідчують напрям руху льодовика;
7) зламаність поздовжнього профілю рік (наявність порогів, водоспадів), складність обрисів гідрографічної мережі в плані, які свідчать про нерівномірність льодовикової ерозії;
8) обриси берегової лінії озер у котловинах випахування, сліди давніх берегових ліній та ознаки нерівномірних піднять за їхнім положенням [1].

Застосовують методи польових експедиційних пошукувань, а також методи дистанційних досліджень поширення і видозмін форм.

III. Вивчення *зони льодовикової акумуляції* передбачає такі аспекти.

1. Види льодовикових акумулятивних форм досліджуваної території та закономірності їхнього поширення.
2. Морфометричні параметри форм.
3. Особливості поперечного профілю – симетричний чи асиметричний, крутість схилів.
4. Характер вершин чи гребенів.
5. Орієнтування видовжених форм і простягання в плані – дугоподібне, прямолінійне, суцільне, переривчасте.
6. Петрографічна характеристика морени, якими складені акумулятивні форми. Порівняння петрографічного і мінералогічного складу морени та корінних порід, яке дає підставу з'ясувати звідки насувався льодовик.
7. Різниця у літологічному складі морени по вертикалі, вздовж простягання шарів і на різних елементах рельєфу.
8. Виділення кінцевоморенних і пагорбів стадіальних морен, які характеризують етапи скорочення льодовика, відміни у їхньому складі.
9. Колір морени. На Східноєвропейській рівнині переважає червоно-коричневий колір, який відповідає силікатному складу, а на Західноєвропейській – палевий, що свідчить про підвищену карбонатність [25].
10. Гранулометричний склад з відображенням результатів на кумулятивній кривій і у вигляді діаграм. За переважаючими компонентами виділяють *морени валунні* (рис. 3.7.3), *щебенисті, піщані, супіщані, суглинисті*.
11. Різниця гранулометричного складу вздовж розрізу, яка допомагає виділити різні типи морен – донну, внутрішню абляційну тощо. Для камів переважання піщано-гравійного матеріалу означає флювіогляціальне походження, а піщано-глинистого стрічкового – на лімногляціальне.
12. Включення *валунів*: насиченість (кількість на одиницю ваги чи об'єму породи), розміри, форма, обкатаність, петрографічний склад, орієнтування довгої осі (відображають на розідіаграмі). Часто валуни витягнуті довгими осями вздовж напряму руху льодовика, мають форму праски з відполірованою плоскою гранню. У донній морені валуни більш відшліфовані, мають борозни виразної орієнтації. У внутрішній абляційній морені – менш шліфовані, поганої орієнтації. Валуни та льодовикові брили допомагають розв'язати питання про кількість зледенінь, центри зародження, напрям руху і місця зупинок льодовикових потоків [19].

Рис. 3.7.3. Валунна морена на о. Ньюфаундленд (Канада)

13. Характеристика *міжморенних горизонтів*. Бувають інтергляціальні, інтерстадіальні та міжосциляційні. Представлені комплексом перигляціальних відкладів – флювіогляціальних, лімно-гляціальних, кріосоліфлюкційних. Охоплюють нижній, середній і верхній підгоризонти, які характеризують перехід від похолодання до потепління, власне потепління (міжльодовиковий період) і початок наступного похолодання. За складом – це тонкозернисті відклади з включеннями органогенного матеріалу.

14. Наявність корінних чи четвертинних порід в основі напірних морен, ознаки в них гляціодислокацій[1].
15. Для озів – текстурні особливості відкладів. Також означують їхнє радіальне (поздовжнє) чи маргінальне (поперечне до руху льодовика) поширення.
16. Для друмлінів – наявність корінного ядра в основі, їхній генезис – внаслідок танення і перевідкладання уламкового матеріалу в тріщинах льодовика чи внаслідок повторного наступу льодовика, перетворення раніше сформованого горбисто-моренного рельєфу.
17. Характеристика западин, котловин та улоговин, які сформувалися внаслідок нерівномірного відкладання морен, танення брил мертвого льоду, ерозії талих вод [1].
18. Морфометрія *дольодовикового рельєфу* (палеодолини, ерозійні останці). Маючи дані про контакти морени та корінних порід складають палеотопографічні карти, на яких відображають особливості дольодовикового рельєфу. З'ясовують ступінь успадкованості існуючого сучасного рельєфу з давнім дольодовиковим, сліди повного розмиву чи часткового перетворення внаслідок нерівномірної льодовикової акумуляції.

У польових експедиціях досліджують морфометричні риси рельєфу та геологічну структуру. Виконують буріння для з'ясування потужності морен, характеру крівлі корінного ложа чи підстеляючих четвертинних відкладів. У лабораторних умовах методами електронної мікроскопії, спектрального, мінералогічного, геохімічного аналізів визначають генетичні, динамічні та інші особливості формування відкладів. Термолюмінісцентним, ізотопним чи іншими видами методів виконують датування відкладів. На підставі топографічних карт, матеріалів дистанційного зондування визначають площу і характер поширення льодовикових форм, їхнє висотне положення, а на підставі палеогеографічних карт – потужність і границю поширення давнього льодовикового щита.

IV. З'ясування рис *водно-льодовикової зони*.

1. Характеристика поверхні зандрів – плоска, хвиляста чи горбиста (рис. 3.7.4). Для горбистих зандрів – щільність горбів, зміни їхніх форм і розмірів із віддаленням від передбачуваного краю льодовика.
2. Абсолютні висоти поширення.
3. Параметри конусів винесення та понижень між ними.
4. Для долин та улоговин стоку талих льодовикових вод – напрям, ширина, глибина, морфологія дна і схилів.
5. Літологічний і гранулометричний склад зандрів. Приділяють увагу фаціальному аналізу з виділенням відкладів потоків, розливів талих вод і застійних водойм. Описують відміни фацій, потужність, поширення, заміну однієї фації іншою.
6. Характеристика комплексу форм активного та мертвого льоду. До форм активного льоду належать акумулятивні і напірні кінцевольодовикові пасма, перигляціальні вододільні та долинні зандри, друмліни. До форм мертвого льоду належать горбисто-западинний рельєф з моренними горбами, камами та западинами в місці витаювання брил льоду, внутрільодовикові долинні зандри й улоговини стоку талих вод [7].
7. Характеристика *озерних котловин* воднольодовикового походження, їхніх терас і лімнологічних відкладів. Озерні відклади поділяють на теригенні, хемогенні й органогенні. Закладанням серії свердловин з'ясовують потужність і стратиграфію озерних накопичень, сучасний і початковий рельєф дна озер. За особливостями відкладів озер описують фізико-географічні обстановки післяльодовикових епох.

а *б*

Рис. 3.7.4. Водно-льодовикові форми на о. Ісландія:
а) плоска зандрова рівнина; *б*) конуси винесення біля краю льодовика

[1] *Гляціодислокації* – деформації попередньо відкладеної морени під час настання чергового льодовика.

8. Збереженість льодовиково-акумулятивних ландшафтів, ступінь їхнього наступного ерозійно-денудаційного перетворення. За цією ознакою виділяють первинні (неперетворені) та вторинні (різного ступеня перетворення) моренні рівнини. Ознаками перетворення є озерність території, западинність, горбистість, густота ерозійної мережі, вирівняність межиріч, вивітрілість морени, ступінь розмиву льодовикових відкладів [1].

Використовують методи польових експедицій для з'ясування морфології мезо- та мікрорельєфу зандрів, літолого-фаціальних відмін відкладів, текстурних особливостей, відбору зразків порід. У лабораторних умовах визначають мінералогічний склад, структуру відкладів. Дистанційні методи застосовують для визначення границь поширення водно-льодовикових типів рельєфу, його видозміни, переходи одних типів рельєфу в інші.

Б. Рельєф гірських зледенінь

Форми й елементи рельєфу гірських зледенінь відрізняються від форм та елементів рельєфу материкових зледенінь. Льодовики формуються на вершинах і у заглибленнях поблизу вершин гір, течуть вздовж схилів і долин річок. За місцеположенням виділяють такі *типи льодовиків*:

плоских вершин;
карові;
схилові;
долинні (рис. 3.7.5);
передгірські [18].

Також розрізняють *висячі льодовики* – різновид схилових льодовиків, які не доходять до підніжжя схилу. За формою в плані виокремлюють льодовики: *альпійські* (або долинні, які мають один язик, що спускається троговою долиною) і *деревовидні* (з бічними притоками). Виділяють *туркестанський* тип – без постійного фірнового басейну, який живиться сніговими лавинами [25].

✓ Екзараційні форми рельєфу гірських зледенінь: *кари*[1], *карові сходинки, цирки, карлінги*[2], *троги*[3], *висячі долини* (утворені на ділянках впадіння малих льодовиків у великі). Елементи рельєфу: *рігелі*[4], *борозни і штрихи* на оголеннях корінних порід на схилах (рис. 3.7.6).

✓ Акумулятивні форми рельєфу гірських зледенінь – *моренні горби та пасма*. Виділяють форми *кінцевої, основної та берегової морени*. В потужній основній морені розрізняють типи: *внутрішню, донну, бічну, серединну* (рис. 3.7.7). Після танення льодовика вони фактично проектуються одна на одну і формують основну морену. Якщо кінцева морена відмічає границю максимального поширення льодовика, то *берегова морена* – висотний рівень його поверхні і положення країв. Берегова морена відкладається на схилах гірських долин.

✓ Послідовність дослідження гірських зледенінь:

Рис. 3.7.5. Морфологічні типи льодовиків (Британська Колумбія)

1. Кількість і вік зледенінь у горах.

2. Висотне положення давньої снігової границі, її місцеві зниження та підвищення, порівняння з сучасною границею. Висоту снігової границі визначають за абсолютною висотою днищ карів, за середньою висотою поверхні гірського льодовика або як середнє арифметичне з середньої висоти вершин навколо фірнового басейну і висоти закінчення льодовика.

3. Характер дольодовикового рельєфу: середня абсолютна висота, глибина розчленування, обриси хребтів і долин. Визначають за обрисами реліктових форм рельєфу, наявністю поверхонь вирівнювання та корелятивними відкладами.

[1] *Кар* – кріслоподібне в профілі, округле в плані невелике заглиблення біля вершини гори, в якому формувався глетчерний лід. З'єднання карів утворюють *цирки*.

[2] *Карлінги* – гострі, відполіровані льодовиком, вершини гір.

[3] *Трог* – виорана льодовиком річкова долина з гладкими крутими схилами.

[4] *Рігель* – поперечний до ухилу кару чи долини виступ корінних порід, які слугували тимчасовим бар'єром льодовиковому потоку.

Рис. 3.7.6. Каровий льодовик (Канадські Скалисті гори)

Палеогеографічну обстановку в дольодовиковий час визначають за речовинним і гранулометричним складом дольодовикових алювіальних, пролювіальних, озерно-алювіальних відкладів.

4. Морфологічні типи гірських льодовиків (за місцеположенням).

5. Морфометричні параметри та геологічна будова гір, які зазнали давніх чи сучасних зледенінь.

Рис. 3.7.7. Типи морен льодовиків (гори Тянь-Шань)

6. Для кару – параметри та форма днища, перевищення стінки над дном кару, крутість стінок, схилові процеси з виділенням ділянок зриву і накопичення матеріалу, ступінь збереженості дна під дією сучасних екзогенних процесів, наявність у дні карового озера та його характеристики, наявність і виразність рігеля й ознаки його перепилювання водами озера чи льодовика.

7. Для групи карів – приуроченість до експозицій схилів, висот рельєфу, щільність розташування – поодиноко чи зближені з утворенням карлінгів, ступінь перетворення ними вихідного рельєфу, яруси (сходинки) карів і їхні відносні перевищення один над одним.

8. Для трогових долин – морфометричні параметри, сліди діяльності льодовика і до якого висотного рівня вони доходять, роль флювіальних і схилових процесів у формуванні долин, наявність і виразність плечей трогів, їхня ширина, висота над дном долини, літологічний склад. За ступенем збереження первинних екзараційних рис трогових долин виділяють: а) добре збережені (свіжі); б) змінені з врізаними в них ерозійними долинами, з розчленованими рігелями, спущеними озерами; в) сильно змінені троги, в яких переважають риси долин водно-ерозійного генезису.

9. Для моренних пасм і горбів – характер поверхні, ширина та висота, закономірності розташування і поширення. Відокремлення кінцевоморенних пасм від стадіальних, більш давніх кінцевоморенних форм від молодих, форм основної морени від кінцевої та берегової. Будують *поперечні профілі берегових морен*, на яких відображають: форму вершин валів чи поверхонь терас, сформованих береговими моренами, крутість схилів валів чи нахили терасовидних площин, перевищення вершин чи майданчиків один над одним та над дном долини.

10. Склад морен гірських льодовиків, їхня потужність, різниця у складі і потужності морен на різних формах й елементах рельєфу.

11. Для включень ератичних валунів – форма, розміри, обкатаність, напрям довгої осі, речовинний чи мінералогічний склад, порівняння з місцевими корінними породами, виявлення ділянок льодовикового знесення, ступінь полірування поверхні чи розчленованість штрихами.

12. Будова міжморенних горизонтів, їхній генезис, кліматичні умови утворення, наявні органічні включення.

13. Стратиграфія льодовикових відкладів і міжморенних горизонтів за розрізами в долинах гірських рік, у міжгірських депресіях і на периферії гір.

14. Для водно-льодовикових форм у прильодовиковій гірській і передгірській зоні – параметри озів, камів, конусів винесення, флювіогляціальних терас (які продовжують кінцевоморенні пасма), камових терас, долин стоку талих вод, льодовикових озер, склад їхніх відкладів.

15. Просторове чергування льодовикових і водно-льодовикових форм рельєфу з виділенням їхніх параметрів, ступеня збереженості у поздовжньому профілі (від карів до водно-льодовикових форм).

16. Особливості проходження льодовикового етапу розвитку рельєфу на підставі збереженості просторового ряду форм [1].

17. Динаміку гірських льодовиків та утворених ними форм рельєфу.

Вивчення льодовикових форм і будову їхніх відкладів виконують методами польових експедиційних досліджень із застосуванням лабораторних визначень мінералогічного та гранулометричного складу [10, 14]. Параметри важкодоступних форм екзараційного рельєфу (карів, цирків, вершин трогів) досліджують за допомогою гелікоптерів, безпілотних літальних апаратів – дронів, та на підставі космічних даних високого розрізнення. Багаторічну динаміку краю льодовика та льодовикових форм визначають за різночасовими космічними й аерофотозображеннями [17, 20]. Річну і сезонну динаміку визначають на підставі координат GPS-приймачів. Для з'ясування характеру дольодовикого рельєфу, його режиму розвитку застосовують палеогеографічні, неотектонічні та геологічні карти. Товщину сучасних гірських льодовиків визначають радіолокаційними методами. Об'єми льодовиків, запаси льоду в них з'ясовують площинним зніманням із закладанням системи профілів через поверхню льодовика, а також методом радіозондування з наступним обчисленням об'ємів за допомогою ГІС-технологій [11, 13].

Запитання для самоперевірки знань

1. Якими методами досліджують вік, тривалість льодовикових і міжльодовикових епох?
2. З чого складається характеристика рельєфу зони льодовикової екзарації?
3. Які аспекти досліджень рельєфу зони льодовикової акумуляції?
4. Перелічити види та методи вивчення рельєфу льодовикової акумуляції.
5. Назвати види та методи досліджень рельєфу водно-льодовикової зони.
6. Що саме вивчають у межах рельєфу гірських зледенінь?

Бібліографія

Основна

1. *Спиридонов А.И.* Изучение рельефа ледникового происхождения / А.И. Спиридонов // Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. – Москва: Высш. школа, 1970. – С. 340–389.
2. *Стецюк В.В.* Гляціальні процеси і відповідні форми рельєфу земної поверхні // Основи геоморфології: навч. посібник / за ред. О.М. Маринича; В.В. Стецюк, І.П. Ковальчук. – Київ: Вища школа, 2005. – С. 224–260.

Допоміжна

3. Атлас снежно-ледовых ресурсов мира. – Москва, 1997. – 392 с.
4. *Бердников В.В.* Палеокриогенный микрорельеф центра Русской равнины / В.В. Бердников. – Москва: Наука, 1976. – 126 с.
5. *Богуцький А. Б.* Плейстоценові зледеніння Волинського Полісся / А. Б. Богуцький, І. І. Залеський // Українське Полісся: вчора, сьогодні, завтра: зб. наук. праць. – Луцьк: Надстир'я, 1998. – С. 100–102.
6. *Величко А.А.* Криогенный рельеф позднеплейстоценовой перигляциальной зоны Восточной Европы / А.А. Величко // Четвертичный период и его история. – Москва: Наука, 1965. – С. 46–51.
7. *Герасимов И.П.* Четвертичная геология / И.П. Герасимов, К.К. Марков. – Москва: Учпедгиз, 1939.
8. *Глазырин Г.Е.* Распределение и режим горных ледников / Г.Е. Глазырин. – Ленинград: Гидрометеоиздат, 1985. – 179 с.
9. *Горшков Г.П.* Геологическая деятельность ледников / Г.П. Горшков, А.Ф. Якушова // Общая геология. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://popular.geo.web.ru:2082/materials/library/yakush/capt_9.htm
10. Краткое полевое руководство по комплексной геологической съемке четвертичных отложений. – Москва, 1957.
11. *Кузьмиченок В.А.* Математическое моделирование ледникового гистерезиса / В.А. Кузьмиченок. – МГИ. Вып. 105. – 2009. – С. 29–34.
12. *Марков К.К.* Четвертичный период (ледниковый период – антропогеновый период). Т. III / К.К. Марков, А.А. Величко. – Москва: Недра, 1967.

13. *Мачерет Ю.Я.* Радиозондирование ледников / Ю.Я. Мачерад. – Москва: Научный мир, 2006. – 394 с.
14. *Михаленко В.Н.* Глубинное строение ледников тропических и умеренных широт как основа палеоклиматических реконструкций: автореф. дис. на соискание науч. степени д-ра геогр. наук / В.Н. Михаленко. – МГУ, 2004. – 42 с.
15. *Олійник Я.Б.* Льодовики / Я.Б. Олійник // Загальне землезнавство. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://westudents.com.ua/glavy/9461-710-lodoviki.html
16. *Орешкин Д.Б.* Следы древних ледников и методы их изучения. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.activestudy.info/sledy-drevnix-lednikov-i-metody-ix-izucheniya
17. *Осипова Г.Б.* Проблемы исследования колебаний горных ледников по материалам космических съемок / Г.Б. Осипова, Т.Е. Хромова, Д.Г. Цветков. – МГИ. Вып. 98. – 2005. – С. 129–134.
18. *Панов Д.Г.* Общая геоморфология / Д.Г. Панов. – Москва: Высш. школа, 1966. – 428 с.
19. Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. – Москва: Наука, 1981.
20. *Протасьева И.В.* Аэрометоды в геокриологии / И.В. Протасьева. – Москва: Наука, 1967. – 132 с.
21. *Рычагов Г.И.* Общая геоморфология: учебник. 3-е изд., перераб. и доп. / Г.И. Рычагов. – Москва: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006. – С. 235–271.
22. *Тушинский Г.К.* Ледники, снежинки, лавины Советского Союза / Г.К. Тушинский. – Москва: Географгиз, 1963.
23. *Флинт Р.Ф.* Ледники и палеогеография плейстоцена / Р.Ф. Флинт. – Москва: ИЛ, 1963.
24. Четвертинні зледеніння. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.geodictionary.com.ua
25. *Якушко О.Ф.* Геоморфологические процессы и формы рельефа областей плейстоценового оледенения / О.Ф. Якушко // Основы геоморфологии. – Минск, 1997. – С. 44–51.

3.8. Вивчення рельєфу берегів

✓ Під *берегом* розуміють *смугу* взаємодії водойми (моря, озера, водосховища) та суходолу, внаслідок якої відбуваються сучасні берегові процеси й утворюються берегові форми рельєфу. Вони формуються під дією хвиль, згонів-нагонів води, припливів-відпливів за сучасного стану урізу води.

✓ *Берегова зона* складається з берега та підводного берегового схилу [11].

✓ *Берегова лінія* – це лінія дотику водної поверхні та поверхні суші за середнього багаторічного положення водного об'єкта. Це уріз води, межа між суходолом і поверхнею будь-якої водойми (моря, озера, водосховища) [4]. Для припливно-відпливних берегів, на яких ця лінія може змінюватися до десяти км по горизонталі і десяти м по вертикалі, використовують усереднену границю перетину рівня моря зі суходолом.

✓ *Узбережжя* – смуга суші, в межах якої морфологічно виразно виражені сліди її взаємодії з морем, створені у сучасному і давньому, вищому чи нижчому, положенні рівня моря [17]. Тому на узбережжі наявні сучасні та давні берегові форми рельєфу. Термін "узбережжя" звичайно застосовують до морського узбережжя, оскільки це широка смуга, на якій розвинені морські тераси, пляжі, коси та інші надводні і підводні форми рельєфу.

✓ За особливостями формування поширені такі типи берегів:

1) акумулятивні;
2) абразійні (від лат. *abrasio* – зішкрябування [2]);
3) абразійно-акумулятивні.

Акумулятивні береги утворюються за переважаючого відступання моря та підняття суші, абразійні, навпаки, за переважаючого наступання моря внаслідок підняття морського дна (тектонічний чинник) або збільшення об'єму водної маси (евстатичниий чинник). Акумулятивні береги – низькі, складені піщано-черепашковим матеріалом, тоді як абразійні – високі, зі скелястими урвистими стінками. Якщо підніжжя абразійного берега розташоване в зоні дії хвиль, то там формуються ніші, гроти, підводні печери; якщо воно вийшло з зони прибою, то формується смуга морських гравійно-галечникових чи схилових відкладів. Абразійно-акумулятивні береги утворюються за чергування мисів і заток. На мисах, які приймають на себе концентровану хвильову енергію, розвиваються абразійні береги, а в затоках – акумулятивні [13].

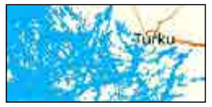
Особливий різновид акумулятивного берега – *коралові береги або рифи*. Вони формуються у тропічних морях з коралового вапняку.

У післяльодовиковий час, внаслідок танення льодів і розширення морських басейнів, відбулося затоплення морем форм рельєфу суші – *інгресія* моря (від лат. *ingressio* – входження, проникнення в щось) [14].

✓ За характером затоплення морем берегових форм рельєфу інгресійні береги класифікують на дев'ять типів (табл. 3.4)

Таблиця 3.4

Класифікація інгресійних берегів [1, 8, 11, 16]

Номер за пор.	Зображення	Типи	Поширення
1		Фіордові – затоплення трогових долин	Береги Норвегії, Ісландії, п-ів Лабрадор, Аляска, о-ви Гренландія, Ньюфаундленд та ін.
2		Шхерні – затоплення льодовикових форм – баранячих лобів, друмлінів, моренних пагорбів	Береги озер і морів Фінляндії, Ладозького й Онезького озер Росії
3		Ріасові – інгресія моря в річкові долини гірського типу	Береги північно-західної Іспанії, Которська затока в Чорногорії, Севастопольська затока в Криму
4		Лиманні – інгресія моря в річкові долини низинного типу	Чорноморське, північно-західне Азовське узбережжя України
5		Далматинські – підтоплення понижень структурно-денудаційного рельєфу, які простягаються паралельно до берега	Берег Хорватії
6		Скидові, лопатеві – підтоплення горстів і грабенів, узбережжя має вигляд мисів і півостровів	Береги Егейського моря
7		Аральського типу – затоплення еолових форм рельєфу	Східне узбережжя Аральського моря, південний берег оз. Балхаш
8		Лагунні – низинні береги з лагунами – водоймами, відділеними від моря косою, баром, пересипом	Берег в р-ні Будакського лиману, Тузловські лимани, Майамі, Боді-Айленд в США, Венеціанська затока тощо
9		Маршеві або ватові. *Вати* – мулисті низинні береги, які оголюються під час відпливів; *марші* – береги, що перестали затоплюватися, подальша стадія ватів і лагун	Береги Нідерландів, Німеччини, східної Великобританії, США біля Бостона

✓ За обрисами в плані всі типи берегів поділяють на:

звивисті (бухтові);

вирівняні.

Звивисті береги характеризуються чергуванням виступів (мисів, півостровів) і заглиблень моря у суходіл – заток (бухт). Звивисті береги бувають інгресійного й абразійного походження.

Інгресійного походження повторюють обриси суші, часто закритого типу, тобто затоки вузькі та довгі, так що хвилі відкритого моря проникають лише до їхньої середини. Це головно фіордові, ріасові, лиманні. Абразійного походження звивисті береги виникають там, де чергуються породи неоднакової міцності та різна висота прилеглої суші. Тоді хвилі нерівномірно руйнують берег і він має виступи та заглиблення.

Вирівняні береги поділяють на *первинно та вторинно сформовані*. Причинами утворення первинно рівних берегів є морфологічні або літологічні. У первинно сформованих суша одвічно має рівний берег, морські перетворення неактивні. У вторинно сформованих море руйнує береги, складені шаруватими породами – рівними контактами кристалічних і осадових порід, поверхнями напластувань стійких і податливих осадових порід тощо, які простягаються паралельно до берегової лінії. Вторинно рівні береги формуються внаслідок руйнування первинних бухтових берегів [6]. Вирівняні береги можуть мати акумулятивні й абразійні відрізки (абразійно-акумулятивний тип), або бути лише абразійного чи акумулятивного походження.

Морфологічна класифікація Ф. Ріхтгофена (1903): круті береги зі штрандом (оголеним бенчем) і низинні.

✓ Вивчення морфологічних обрисів берегів

З'ясовують:

– протяжність ділянок вирівняного чи звивистого берега;
– ранжування (порядок) мисів і заток за величиною;
– глибину врізу заток, ширину, наявність розгалужень. Відповідно, довгі чи короткі, вузькі чи широкі, для довгих – прямолінійні чи звивисті, для широких – округлі, завужені чи складні форми;
– довжину та ширину мисів: довгі чи короткі; вузькі, широкі чи клиноподібні;
– співвідношення ширини та глибини (довжини) форм;
– кількість заток на одиницю довжини узбережжя [5];
– причини формування звивистих чи рівних ділянок;
– інтенсивність розмиву звивистих берегів [21];
– еволюцію бухтових берегів, стадії розвитку [7].

Знання про еволюцію берегів дають змогу з'ясувати причини відмін у будові окремих ділянок узбережжя, відновити пройдені стадії еволюції та передбачити її подальший хід. Практичне значення подібних досліджень дуже важливе. Знаючи природний режим берега, можна з'ясувати, як він буде реагувати на будівництво споруд або порушення балансу наносів (запружування рік, експлуатація будівельних матеріалів). Функціональна залежність надводних форм берега від підводних допомагає, на підставі вивчень однієї тільки надводної частини, отримати загальне уявлення про будову дна в прибережних ділянках, важливе для навігаційних цілей.

Дослідження обрисів берегової лінії виконують на підставі картографічних джерел, методами космічного та повітряного безпілотного знімання. Визначення причин формування звивистих чи рівних берегів потребує польових досліджень геологічної будови, морфодинаміки, літодинаміки берегової зони, впливу течій та енергії хвиль.

✓ Вивчення абразійних берегів

До форм рельєфу абразійного походження належать хвилеприбійні ніші, *кліфи*[1], *бенчі*[2] (рис. 3.8.1).

Під час *дослідження кліфів* з'ясовують:

– діяльні чи відмерлі форми. Діяльні кліфи зазнають дії морської абразії, мають урвистий характер схилу, у підніжжі розвивається хвилеприбійна ніша. Відмерлі кліфи формуються здебільшого під дією обвальних й осипних (за наявності скельних порід) або зсувних процесів (у випадку пухких відкладів). Тут не діє прибій, а схил більш розчленований і випо-

Рис. 3.8.1. Берегова зона у Каліфорнії, США

[1] *Кліф* (від англ. *cliff* – урвище [2]) – це стрімкий схил, уступ абразійного походження.

[2] *Бенч* (від англ. *bench*) – абразійна тераса у підніжжі кліфа, сформована його відступанням вглиб суші, напівзатоплена, в основі складена корінними породами, з поверхні – матеріалом руйнування кліфів.

ложений;
- генетичний тип – абразійні, абразійно-обвальні, абразійно-зсувні, абразійно-осипні, абразійно-соліфлюкційні [3];
- форму в поперечному профілі;
- висоту над урізом води;
- крутість схилів;
- породи, якими складений кліф;
- деталі морфології залежно від складу порід, інтенсивності абразії та характеру схилових процесів;
- наявність тріщин відриву при підготовці схилових процесів, їхня ширина, протяжність;
- формування хвилеприбійної ніші, її параметри;
- наявність шлейфу гірських порід, знесених зверху (у діяльних кліфів – тимчасовий, у відмерлих – постійний шлейф), його параметри, гранулометричний склад уламків, обкатаність, включення раковин молюсків чи інших компонентів [3];
- морфодинаміку стінок, швидкість відступання.

Характеризують кліфи безпосередньо під час польових експедицій. Для визначення їхньої висоти застосовують топографічні прилади або методи супутникової геодезії. Динаміку форм, розвиток абразійних чи акумулятивних берегових процесів, відступання кліфів досліджують методами повторного знімання – аерофото, безпілотного, космічного сканування, топографічного, геодезичного. В останні десятиліття використовують техніку лазерного знімання сканером LIDAR. За його допомогою отримують детальні цифрові моделі рельєфу (DEM) у великих масштабах, на підставі чого, за зніманнями різних сезонів і років, виявляють швидкість відступання кліфів [26].

Характеристика бенчів враховує:
- ширину в надводній і підводній частині;
- ухил у надводній і підводній частині;
- форму бенча в поперечному профілі;
- чи це форма виламування (у тріщинуватих породах) чи видовбування (в кристалічних породах, нешаруватих вапняках) або змішаного походження;
- параметри та вираженість форм мікро- і мезорельєфу надводної частини (ям, улоговин, вимоїн);
- параметри та вираженість форм рельєфу підводної частини (ніш, гротів, підводних каналів, печер);
- закономірності розподілу форм вздовж берега;
- склад і розподіл наносів. За складом поверхневих відкладів розрізняють бенч вапняковий, глинистий тощо [10].

Для обстеження морського дна, зокрема розмірів та умов розвитку підводного рельєфу, а також характеру донних накопичень використовують спеціальне обладнання: водолазні костюми, плавзасоби, навігаційні прилади, ехолоти чи сейсмоакустичні прилади, засоби підводного буріння, фотографування.

➢ Вивчення акумулятивних берегів

За способами формування розрізняють береги:

А. *Створені поздовжнім переміщенням наносів.*

Б. *Створені поперечним переміщенням наносів* внаслідок дії течій і хвиль.

В. *Створені припливно-відпливними процесами.*

Г. *Створені кораловими рифами.*

Д. *Створені викопними льодами* (термоабразійні береги).

До типу А належать форми рельєфу: *коси* (з'єднані одним кінцем з берегом вузькі насипи, які обмежують внутрішню водойму – лагуну), *пересипи, перейми (томболо*[1]*), берегові вали* на поверхні цих форм.

До типу Б входять: *пляжі, бари, берегові вали, підводні вали, акумулятивні тераси, акумулятивні острови*.

До типу В зачисляють *вати, марші, підводні гряди, підводні брижі* на поверхні гряд.

До Г типу належать *берегові, бар'єрні, кільцеві та внутрілагунні коралові рифи*.

[1] *Томболо* – (від італ. *tombolo*) – насип між островом і берегом; те саме, що перейма.

➢ Акумулятивні форми берегової зони досліджують у такій послідовності.

1. Морфологічна характеристика:
- обриси в плані, характер з'єднання з корінним берегом;
- орієнтування щодо корінного берега (скошене, симетричне);
- положення – на відкритому березі, в затоках, біля островів чи за островами. Для тих, які в затоках, де саме розташовані – в гирлі, середній частині, у вершині;
- напрям для подовгастих форм, ступінь їхньої вигнутості;
- розміри форм, відношення довжини до ширини, потужність підводного цоколя [12];
- для кіс: розміри кореневої (проксимальної) та дистальної її частини;
- наявність форм мезо- та мікрорельєфу – брижів, берегових валів, їхні параметри.

2. Динамічні та генетичні особливості:
- мобільність, характер рухливості форм;
- механізм росту внаслідок складної діяльності морських хвиль і течій, припливів і відпливів чи інших процесів[1];
- процес надходження матеріалу – донний, поздовжнього переміщення чи змішаного;
- джерела живлення накопичень – абразія берегу, розмив дна, алювіальний, еоловий, органогенний матеріал;
- причини акумуляції. За поперечного переміщення наносів – вироблення профілю рівноваги чи його перебудова, за поздовжнього – заповнення входячого кута, огинання виступу, зовнішнє блокування, падіння енергії хвиль;
- стадія розвитку: зародкові, повного розвитку, відмираючі, реліктові, регенеровані;
- динамічні умови накопичення й утворення акумулятивних форм – роль хвиль, згінно – нагінних течій (на підставі вивчення акумулятивного матеріалу) [3].

Виконавши дослідження, складають *геоморфологічні карти берегів*. На них відзначають умовними позначками: кліфи різних типів, берегові обриви неабразійного походження; відмерлі кліфи; абразійні останці, акумулятивні форми; пляжі; "не пропуски" – місця, де підніжжя берегових урвищ йде безпосередньо у воду; лагуни; підводні абразійні тераси (бенчі); підводні акумулятивні тераси; брівки, поверхні й абразійні лінії наявних давніх піднятих терас, а також інші форми. В цілому, акумулятивні форми, створені поперечним чи повздовжнім переміщенням наносів, мають характерні обриси, розміщення в плані, тому не потребують розробки свого умовного знака. На карту також особливими стрілками наносять напрями руху потоків наносів і рівнодіючі хвильового режиму для різних ділянок.

Виконують *профілювання* морських акумулятивних форм. Побудова поперечних профілів декількох генерацій берегових валів допомагає ідентифікувати тектонічні рухи узбережжя. Якщо висота берегових валів зменшується від берега в бік суші, то це може свідчити про відносне опускання прибережного суходолу (підняття морського дна) і на посилення хвильових процесів, які впливають на висоту валів. Збільшення висоти валів у бік суші, навпаки, свідчить про підняття узбережжя (опускання дна) або послаблення хвильових процесів.

3. Геологічна будова:
- *речовинний і мінеральний склад*. Характеризують склад піску і визначають відносну кількість різних компонентів (кварц, польові шпати, чорні та кольорові мінерали, уламки порід із зазначенням їхніх типів). На ділянках берега збирають колекцію зразків всіх петрографічних типів порід, які трапляються (зазвичай не більше 100) і, користуючись нею, визначають назву порід на місці. Обчислюють відсотки складу різних типів порід для значних ділянок берега, які допомагають виявити джерела і шляхи переміщення більших наносів [18];
- *наявність біогенних уламків*. Накопичення цілих черепашок відмерлих молюсків називають ракушею, а битих черепашок – детритом. Їхнє поширення дає змогу визначити глибину проникнення хвиль на дно. Наприклад, у західному Криму на пляжі можна знайти раковини устриць. Це свідчить про те, що матеріал викидають хвилі з глибини близько 20 м.

[1] Приклад опису. Розподіл берегових валів на томболо (переймі) свідчить про те, що в першу стадію утворення акумулятивна форма була косою, яка виросла при обгинанні потоком наносів виступу берега. В абразії корінного берега фронт кореневої частини акумулятивної форми відступив, а змитий хвилями матеріал пішов на подовження коси; в процесі подовження змінювався напрям її зростання. Входячи в поле блокування островом, дистальний кінець коси набував вигин у бік острова і, нарешті, приєднався до нього, утворивши просте томболо [7].

З'ясовують також, чи не трапляються в наносах викопні форми біогенного матеріалу, які потрапляють з давніх терас або дна, де тепер можуть розмиватися;

– *гранулометричний склад*. Прибережні відклади представлені валунами, галечниками, гравієм, піском. Піски часто субареальні (річкові) – добре сортовані, немає пилуватих частинок, завдяки тривалому перевідкладанню. За даними механічного складу обчислюють коефіцієнти сортування наносу і симетрії, розподіл за фракціями, а також середню крупність наносів у пробі;
– *форма й обкатаність матеріалу*, *характер поверхні* великих частинок. Характерна висока обкатаність гальки, гравію і великих піщаних зерен, сплющеність форми, слабка дисиметрія, їхня поверхня згладжена, блискуча. Що дрібніші частинки, то обкатаність менша. Плоскі поверхні гальок спрямовані в сторону моря, а їхні довгі осі видовжені вздовж берегової лінії. Зіставлення цих ознак уламків за багатьма пробами, зібраними вздовж відомого відрізка берега, визначає напрям їхнього переміщення;
– *шаруватість порід*. Переважає полога перехресна шаруватість, зумовлена переміщенням берегових валів вздовж пологої поверхні пляжу. У середній частині прибійної зони концентруються частинки середньої величини, а більші утворюють дві смуги – у верхній і нижній частині зони. Найдрібніші частинки в підвішеному стані переносяться через вершину берегового валу. Кожній фазі гідродинамічного режиму відповідає своя крупність частинок за всіма цими елементами. Отож, відклади пляжу завжди мають складну шаруватість. Середню пробу, що відповідає одному з моментів режиму, беруть з тонкого поверхневого шару і, крім того, вибирають місце, де крупність матеріалу середня порівняно з іншими зонами. Додатково до цієї основної проби збирають не наявні в ній компоненти зі зон концентрації найбільшого та найдрібнішого матеріалу [7];
– *шляхи переміщення наносів* у минулому і зараз. Потоки наносів утворюються біля берегів, підводний профіль яких або близький до стану рівноваги, або лежить вище за нього. В іншому випадку, більша частина наносів належить до основи підводного схилу, а підніжжя берегових урвищ буває оголене. Алювій, підвищуючи потужність потоку, знижує темп абразії на суміжних з рухом наносів ділянках. Показником напряму руху потоку є відхилення річкових гирл, асиметрія мезоформ обрисів берега, напрям росту кіс, збільшення ширини пляжів.

За результатами досліджень складають *геологічні карти* узбереж (рис. 3.8.2), розрізи (рис. 3.8.3), кумулятивні криві. На підставі геологічних даних можна з'ясувати розвиток сучасних морфодинамічних процесів у різних типах порід на різних ділянках берега, вибірковий вплив на них хвильової діяльності моря, спрогнозувати подальший розвиток берега у зв'язку з активністю процесів, які по-різному виявляються у літологічних горизонтах порід.

➢ Вивчення терасованих берегів

Морські тераси утворюються прибережною ерозією і відображають історію підйому й опускання рівня моря протягом певного періоду. Найчастіше морські тераси трапляються вздовж узбережжя, яке піднімається (рис. 3.8.4). У районах, де суходіл опускається, вони розташовані нижче урізу моря або поховані під молодшими відкладами. На узбережжях в стані тектонічного спокою кожен наступний підйом і падіння морського дна знищує більшість доказів попередніх циклів зміни рівня моря (рис. 3.8.5). Доведено, що головними чинниками формування терас є рівномірні відносні підняття суші, тоді як додаткові – це переривчасті підняття, які змінюються відносними опусканнями, чи зміни фізико-географічних умов [9].

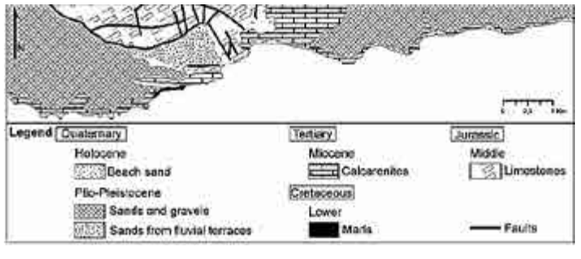


Рис. 3.8.2. Геологічна карта узбережжя Algarve в Португалії (джерело: https://www.researchgate.net/publication/222425623)

На терасованих берегах можуть траплятися давні та сучасні берегові вали, тераси можуть переходити в абразійні чи акумулятивні рівнини зі своїм комплексом берегових форм. Самі тераси можуть мати чіткі уступи, або їхні уступи можуть бути напівзруйнованими, спричинені дією ерозійних, гравітаційних чи інших процесів.

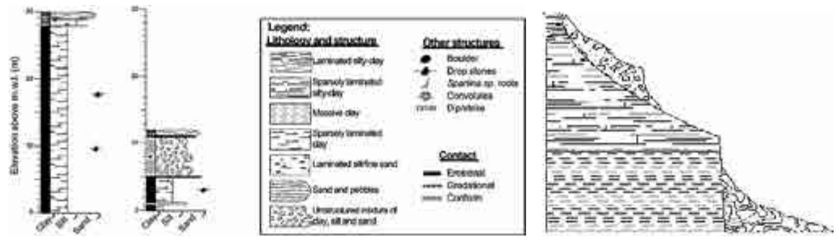


Рис. 3.8.3. Приклад геологічного розрізу кліфу на узбережжі затоки Св. Лаврентія у Канаді (джерело: https://www.researchgate.net/publication/286511828)

Зазначають всі морфологічні відміни, які відбуваються на терасах узбережжя. У польових умовах з'ясовують кількісні показники терас, склад відкладів, корінні породи. Вік терас виявляють за палеонтологічними рештками у їхніх відкладах.

Важлива умова досліджень – складання *поперечних профілів терас*. Щільність розташування профілів залежить від морфологічної різноманітності берегової зони. За серією розміщених одна над одною терас визначають характер відносних рухів узбережжя в часі.

Рис. 3.8.4. Сходинки терас на морському узбережжі біля м. Давенпорта, Каліфорнія, США (джерело: http://geologycafe.com/erosion/terraces.html). Тераси утворилися тому, що сусідня гора Бен Ломонд тривалий час піднімається стосовно рівня моря

Маючи кілька поперечних профілів, будують *поздовжній профіль* берегової зони, на

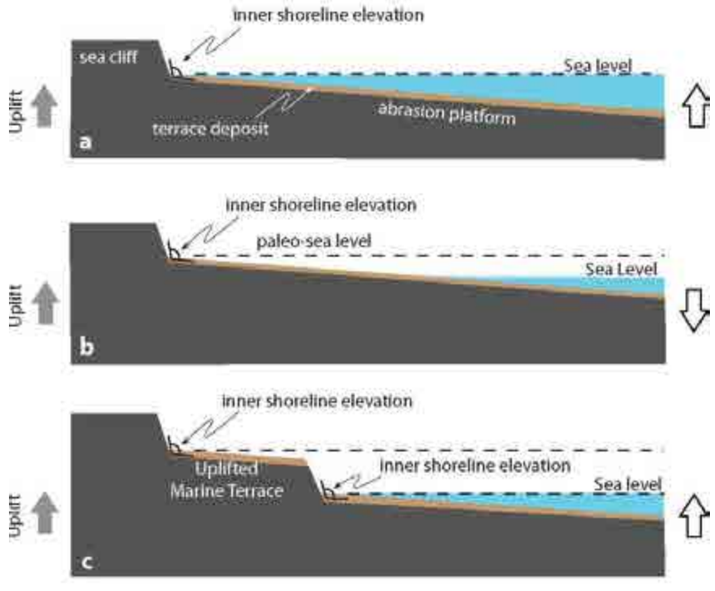


Рис. 3.8.5. Формування терас у зв'язку з коливаннями рівня моря (джерело: http://serc.carleton.edu/details/images/30773.html). На першій стадії (*a*) відбулося підняття суходолу і морського дна, тераси немає. На другій стадії (*b*) – дальше підняття суші й опускання дна моря, сформувалась поверхня тераси. На третій стадії (*c*) – подальше підняття суші, утворився уступ тераси, яка лежить вище, та поверхня тераси, що розташована нижче

якому зазначають розташування берегових ліній минулого. Давні берегові лінії проводять по тилових швах терас або по основі кліфів чи по основі морського схилу берегових валів. Також висотне положення давніх берегових ліній виявляють за крівлею одновікових з ними прибережних відкладів. Поздовжні профілі (спектри) берегових ліній дають підстави зробити висновки про історію й умови формування рельєфу узбережжя, причини переміщення берегових ліній (тектонічні чи евстатичні).

Вивчають *поперечні нахили поверхні* терас, зіставляють сучасні та первинні нахили на стадії їхнього активного формування на підводному береговому схилі. Про первинний нахил свідчить склад давніх морських відкладів, зміна одних фацій іншими, більш глибоководними з віддаленням від берега. Дослідження допомагають уточнити градієнти тектонічних піднять узбережжя. В місцях інтенсивних тектонічних рухів первинний ухил терас нерідко значніший, ніж сучасний [24].

Крім профілів, будують *карти ізобаз*, на яких рисують лінії, що з'єднують точки з однаковими відмітками висот берегової лінії одного віку. До досліджень залучають також великомасштабні різночасові карти. Карти ізобаз краще відображають просторове поширення новітніх структур, дають змогу побачити деформацію первинної горизонтальної поверхні берега після її утворення.

Запитання для самоперевірки знань

1. Як Ви розумієте поняття берега, берегової зони, берегової лінії, узбережжя?
2. Які типи берегів Ви знаєте?
3. Описати послідовність вивчення морфологічних обрисів берегів.
4. Яка черговість вивчення кліфів, бенчів?
5. Яку характеристику дають акумулятивним формам рельєфу?
6. Які методи застосовують для вивчення динаміки берегів?

Бібліографія

Основна

1. *Карпенко Н.І.* Рельєф морських берегів: навч. посібник [для вищих навч. закл.] / Н.І. Карпенко. – Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2009. – 308 с.
2. *Сіренко І.М.* Прибережно-морські процеси // Динамічна геоморфологія / І.М. Сіренко. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2003. – с. 188-210.
3. *Спиридонов А.И.* Изучение морских берегов и форм рельефа побережий // Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. – Москва: Высш. школа, 1970. – с. 427-447.

Допоміжна

4. Берегова лінія // Українська радянська енциклопедія: у 12-ти т. / гол. ред. М.П. Бажан. – 2-ге вид. – Т. 1. – Київ: Головна редакція УРЕ, 1974–1985.
5. *Буданов В.И.* Методика экспедиционных исследований береговой зоны моря / В.И. Буданов. – Москва: Наука, 1964.
6. *Зенкович В.П.* Изучение морских берегов. Гл. X // Справочник путешественника и краеведа. Т.II. / под ред. С.В. Обручева. – Москва: Географгиз, 1950. – С. 150–164. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://publ.lib.ru/ARCHIVES/O/OBRUCHEV_Sergey_Vladimirovich
7. *Зенкович В.П.* Основы учения о развитии морских берегов / В.П. Зенкович. – Москва: Изд-во АН СССР, 1962.
8. Ингресионные берега // Краткая географическая энциклопедия. Т. 2 / гл. ред. А.А. Григорьев. – Москва: Советская энциклопедия, 1961. – 592 с.
9. *Каплин П.А.* Берега / П.А. Каплин, О.К. Леонтьев, С.А. Лукьянова, Л.Г. Никифорова. – Москва: Мысль, 1991. – 479 с. ISBN 5-244-00449-2
10. *Леонтьев О.К.* Основы геоморфологии морских берегов / О.К. Леонтьев. – Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1961.
11. *Леонтьев О.К.* Берега. Природа мира / П.А. Каплин, О.К. Леонтьев, С.А. Лукьянова, Л.Г. Никифоров. – Москва: Мысль, 1991. - 479 с.
12. *Сафьянов Г.А.* Геоморфология морских берегов / Г.А. Сафьянов. – Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1996. – 400 с.
13. *Сафьянов Г.А.* Прибрежно-морские процессы. Формирование побережий / Г.А. Сафьянов // Динамическая геоморфология. – Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1992. – С. 380–426.
14. *Стецюк В.В.* Берегові процеси і форми рельєфу // Основи геоморфології: навч. посібник / за ред. О.М. Маринича; В.В. Стецюк, І.П. Ковальчук. – Київ: Вища школа, 2005. – С. 352–381.
15. Чорне і Азовське моря. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://geografiamozil2.jimdo.com/головна/чорне-і-азовське-моря/
16. *Шуйский Ю.Д.* Типи берегів Світового океану / Ю.Д. Шуйский. – Одеса: Астропринт, 2000. – 480 с.
17. *Щукин И.С.* Морфология побережий / И.С. Щукин // Общая геоморфология. Т. 3. – Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1974. – С. 174–295.
18. *Bird E.* Coastal geomorphology: an introduction. 2nd ed. Chichester: John Wiley & Sons; 2008. – 411 p.
19. *Castedo R.* A new process response coastal recession model of soft rock cliffs / R. Castedo, W. Murphy, J. Lawrence, C. Paredes // Geomorphology. – 2012. – 177–178: 128–143. DOI: 10.1016/j.geomorph.2012.07.020.
20. *Emery K.O.* Sea cliffs: their processes, profiles, and classification / K.O. Emery, G.G. Kuhn // Geological Society of America Bulletin. – 1982. – 93: 644–654. DOI: 10.1130/00167606(1982)93<644:SCTPPA>2.0.CO;2.
21. *Joyal G.* Influence of lithostratigraphy on the retreat of an unconsolidated sedimentary coastal cliff (St. Lawrence estuary, eastern Canada) / Gabriel Joyal, Patrick Lajeunesse, Antoine Morissette and Pascal Bernatchez // Earth Surf. Process. Landforms 41, 1055–1072 (2016). – DOI: 10.1002/esp.3886 Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://www.researchgate.net/publication/286511828.
22. *Lee E.M.* Coastal cliff behaviour: observations on the relationship between beach levels and recession rates // Geomorphology. – 2008. – 101: 558–571. DOI: 10.1016/j.geomorph.2008.02.010.
23. *Lee E.M.* Investigation and management of soft rock cliffs / E.M. Lee, A. Clark. – London: Thomas Telford, 2002. – 382 p.
24. *Sunamura T.* Geomorphology of Rocky Coast. – New York: John Wiley & Sons: Chichester; 1992. – 328 p.
25. *Trenhaile A.S.* The geomorphology of Rock Coasts. – Oxford: Clarendon Press, 1987. – 384 p.
26. *Young A.P.* Application of airborne LIDAR for sea cliff volumetric change and beach-sediment budget contributions / A.P. Young, S.A. Ashford // Journal of Coastal Research, 2006. – 222: 307–318. DOI: 10.2112/05-0548.1.
27. *Young Adam P.* Comparison of short-term sea cliff retreat measurement methods in Del Mar, California / Adam P. Young, R.E. Flick, R. Gutierrez, R.T. Guza // Geomorphology. Vol. 112, Issues 3–4, 15 November 2009, Pages 318–323. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.06.018.

3.9. Вивчення вулканічного рельєфу

Вулканічний рельєф, утворений внаслідок виверження вулканів та інтрузій магми, настільки помітний і особливий, що його форми та елементи не можна сплутати з ніяким іншим типом рельєфу. Термін *вулкан* походить від *лат. Vulcanus* – вогонь. Названий на честь острова Вулькано північніше о. Сицилія, на якому в минулі епохи відбувалися виверження, а давні римляни вважали, що там розташована кузня бога вогню – Вулкана. Сьогодні на земній поверхні і в океанах виявлено близько чотирьох тисяч вулканів, з яких 1343 – діючі [8]; 1532 вулкани хоча б один раз зазнавали виверження за останні 10 000 років [26].

Найбільша кількість діючих вулканів на Землі зосереджена навколо Тихого океану й утворює Тихоокеанську зону розвитку активного вулканізму Землі (рис. 3.9.1). Велика кількість згаслих вулканів зосереджена у Середземноморсько-Індонезійській, а підводних вулканів – в Атлантичній зоні. Виділяють ще Індоокеанічну та зону Центральних частин континентів [1].

В Україні вулканізм відбувся в неогеновий період, наслідком якого стало формування Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма в Карпатах. У Кримських горах вулканізм стався раніше, у середній юрі, сформувавши масив Карадаг.

Вулкан – це конічна гора з отвором на вершині (*кратером*), через який під час вивержень викидаються вогонь, гази та розплавлені речовини. Розплавлена речовина, яка виливається з *жерла* вулкана – це *лава*. Основа лави – в'язка розпечена у 600–1200° маса гірських порід. Ця маса розплавів порід виникає в надрах земної кори чи у верхній мантії і її називають *магмою*. Саме

Рис. 3.9.1. Найбільші вулкани Землі [6]

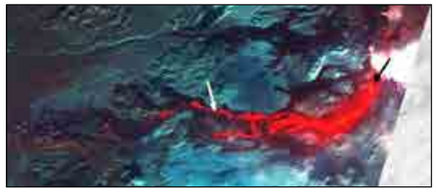


Рис. 3.9.2. Тріщинний вилив на поверхні вулкану Плоский Толбачик на Камчатці 14.12.2012 (космознімок від ІТЦ СКАНЕКС)

магма виливається на поверхню у формі лави.

➢ За типами виливів на поверхню розрізняють магматизм (за Ф. Вольфом, 1914):

площинний;

лінійний або тріщинний (рис. 3.9.2);

центральний [23].

Площинні виливи відбувалися головно на ранніх етапах розвитку Землі, покривали великі площі, формуючи лавові поверхні. Тріщинні виливи відбуваються вздовж поверхневих тріщин, які простягаються на десятки кілометрів. У минулому, на межі пермського та тріасового періодів, внаслідок тріщинних виливів формувалися лавові плато – *трапи*. Тоді існувала система тріщин, які нерідко перетинали одна одну, й виникали на підставі багаторазових виливів протягом тисяч і навіть мільйонів років. В Україні відома так звана трапова формація Волині, яка представлена давніми базальтовими полями Рівненської та Волинської обл. [15]. Внаслідок центральних типів вивержень утворюються вулканічні куполи.

➢ Виділяють такі види вулканів:

діючі (діяльність яких доведена фактами);

сплячі (які не активізовувались протягом історичного періоду людства);

згаслі (виверження практично неможливе).

➢ Типи вивержень (за А. Холмсом):

вулканський (нетривалі часті вибухи з викидом продуктів до 20 м висоти поряд із закупоренням жерла в'язкою магмою – Вулькано, Етна);

плініанський (сильні раптові вибухи до 50 км висоти викидів із руйнуванням вершин чи цілих вулканів – Везувій, Кракатау, Санторін);

стромболійський (тривала кількамісячна чи цілорічна вибухова діяльність до 10 км висоти викидів – Стромболі на острові, північніше Сицилії);

пелейський (магма застигає ще до виходу з жерла, викидуються головно гази і попіл – Мон-Пеле на о. Мартиніка, Катмаї на Алясці, Безіменний на Камчатці);

гавайський (рідка лава спокійно витікає з жерла – Мауна-Кеа, Мауна-Лоа, Кілауеа на Гаваях, Нірагонго в Африці тощо);

тріщинний або ісландський (виливання лави з систем тріщин із подальшим формуванням вулкана – Лакі в Ісландії, Толбачинський на Камчатці) [21].

Один вулкан рідко діє за єдиним типом. Вулкани протягом свого життя проходять певний цикл розвитку, тому змінюється і характер вивержень. Тривалість циклів десятки і тисячі років. Зміни типу виверження зумовлені змінами в складі магми, яка надходить з глибин Землі, і теплового режиму. Наприклад, Везувій в історичний час вивергався за типом Стромболі, Вулькано і плініанського.

Циклічність вулканізму виявляється в тому, що з часом відбувається послідовна зміна складу лави: від рідкої базальтової в початковій стадії, до андезитової в середній стадії, і нарешті, до в'язкої кислої лави на завершальній стадії. Відповідно до змін складу лави змінюється і характер вивержень того самого вулкана.

➢ За місцерозташуванням виділяють вулкани:

континентальні;

океанічні;

острівні [24].

➢ Силу і катастрофічність наслідків виверження оцінюють за індексом VEI (volcanic explosive index). Він ґрунтується на оцінці висоти та кількості попелу, який викинуто в повітря. Виділяють вісім класів сили експлозії:

0 класу – невибухові виверження;

I класу – об'єм вивержених продуктів покриває площу 0,0001–0,00001 км^3;

II – 0,001–0,01 км^3;

III – 0,01–0,1 км^3;

IV – 0,1–1 км^3;

V – 1–10 км^3;

VI – 10–100 км^3;

VII – 100–1000 км^3;

VIII класу – понад 1000 км^3, хмара піднімається на висоту 25 км, мегавиверження.

За історію людства VIII класу вивержень не відбувалось, останнє було 72 тис. років тому на о. Суматра (Тоба), об'єм пірокластичного матеріалу становив 2800 км^3. Виверження Ейяфьятлайокудля (Ісландія) 2010 р. мало індекс VEI=3 [1].

➢ Види діяльності вулкана:

еруптивна (від *eruptivus* – викинутий) – всі процеси, які пов'язані з діяльністю вулкана. Результатом є накопичення продуктів вивержень на периферії кратера і формування конуса вулкана;

ефузивна (виливна) – переважання виливів рідкої лави без сильних вибухів. Утворюються лавові потоки та розливи (рис. 3.9.3, *а*);

експлозивна (вибухова) – з жерла вулкана вихоплюються гази, попіл, вулканічні бомби. Формуються товщі пірокластичного матеріалу й уламків порід (рис. 3.9.3, *б*);

екструзивна (виштовхувальна) – виверження характеризується видавлюванням густої, застигаючої лави. Утворюються лавові куполи й обеліски;

змішана – ефузивно-експлозивна, експлозивно-ефузивна, екструзивно-ефузивна, екструзивно-експлозивна [14].

а *б*

Рис. 3.9.3. Види діяльності вулкана: *а* – ефузивна; *б* – експлозивна

Головну рельєфоутворювальну роль відіграють ефузії й експлозії, які залежно від типів виверження та властивостей лави визначають головні риси вулканічних форм рельєфу.

➢ Фази виверження (за Ф. Перретом, 1924):

1) вилив потоку рідкої лави, яка світиться, і періодичні вибухи;

2) газова фаза – виділення потужного стовпа стислих газів з виносом досить невеликої кількості попелу й утворенням гігантської еруптивної хмари;

3) фаза "темного попелу" виділення чорних хмар газу, сильно навантажених вулканічними уламками [8].

➢ Типи вулканічних апаратів:

– *щитовидні (щитові) вулкани*. Утворюються внаслідок багаторазових викидів рідкої лави, яка тривалий час випливає з центрального жерла та бічних кратерів вулкана. Лава рівномірно розтікається на багато кілометрів; поступово з цих нашарувань формується широкий "щит" з пологими краями. Приклад – вулкан Мауна-Лоа на Гаваях;

– *шлакові конуси*. Під час виверження вулканів великі фрагменти пористих шлаків нагромаджуються навколо кратера шарами у формі конуса, а дрібні фрагменти формують біля підніжжя похилі схили; з кожним виверженням вулкан стає все вищим. Це найпошире-

ніший тип вулканів на суші;

– *стратовулкани* або "шаруваті вулкани". Періодично вивергають лаву та *пірокластичні речовини* – суміш гарячого газу, попелу та розпечених каменів; тому відклади на конусі (гострому, з увігнутими схилами) чергуються. Приклади – Етна, Везувій, Фудзіяма;
– *купольні вулкани*. Утворюються, коли в'язка гранітна магма, піднімаючись з надр вулкана, не може стекти по схилах і застигає вгорі, утворюючи купол. Вона закупорює його жерло як пробка, яку з часом вибивають накопичені під куполом гази. Приклад – Сент-Хеленс на північному заході США;
– *складні* (змішані) вулкани [25].

➢ Вулканічні породи *за глибиною* поділяють на:
– глибинні (абіссальні);
– напівглибинні (гіпабіссальні);
– виливні.

➢ *За хімічним складом* (залежно від величини вмісту кремнезему SiO_2) виділяють: кислі, середні, основні й ультраосновні породи (табл. 3.5).

Таблиця 3.5

Типи магматичних порід залежно від глибини залягання та кислотності (за В.І. Влодавцем) [7]

Типи порід	Глибинні	Напівглибинні	Виливні
Кислі	Граніт	Гранітовий порфір	Кварцовий порфір, ліпарит, дацит
Середні	Діорит, сієніт	Діоритовий порфіріт, сієнітовий порфір	Андезит, порфіріт, ортофір
Основні	Габро	Діабазовий порфіріт	Базальт, діабаз
Ультраосновні	Пірідотит, піроксеніт	-	Пікрит, авгітит

Кисла магма – в'язка, виходить на поверхню з вибухами, бо містить гази, низькотемпературна (950° і менше). Основна магма – текуча, виливається без вибухів, високотемпературна (1200° і вище). Саме кількість кремнезему визначає лава рідка чи в'язка. Це зумовлює тип виверження і створені форми рельєфу. За характерними формами рельєфу, які залежать від складу магми, відповідно, розпізнають тип виверження.

➢ Дві категорії вулканічних порід залежно від фаз виверження:
лави (ефузивна фаза);
пірокластичні (*уламкові*) породи (експлозивна фаза).

Серед пірокластичних порід виділяють *пухкі* та *зцементовані*. До пухких належать: бомби, *лапілі*[1], пісок, пил, попіл. До зцементованих належать такі: а) зцементовані гідрохімічно – *туфи*; б) зцементовані лавою – *кластолави*; в) ті, які спеклися без особливого цементу – *ігнімбріти* [10].

Вивержені вулканічні породи (лави та пірокласти) називають *ефузивними*. Вулканічні породи, які утворилися під поверхнею Землі, відомі як *інтрузивні* (рис. 3.9.4). Вони повільно остигають і мають великі кристали (наприклад, граніти). Ті, що з'являються внаслідок екструзії на поверхні, називають *екструзивними*. Завдяки швидкому остиганню, кристали менші. Наприклад базальт [16].

➢ Рельєф вулканічних областей поділяють на два типи:
– *акумулятивний* (утворений внаслідок накопичень продуктів вивержень) – лавові покриви, нагромадження пірокластичного матеріалу, шлакові конуси, куполи, стратовулкани, лавові стовпи, обеліски (рис. 3.9.5);
– *деструктивний* (виникає внаслідок вибухової діяльності вулкана та руйнування раніше утворених форм) – трубки вибуху, кратери, *маари*[2], *кальдери*[3] вибуху, *шарра*[4].

Розрізняють такі підтипи акумулятивного рельєфу:

[1] *Лапілі* (рос. *лапилли*, англ. *lapilli*, нім. *Lapilli*) – дрібні округлої або неправильної форми шматочки пористої лави або магми розміром від горошини до волоського горіха, які викидаються під час виверження вулкана і тверднуть у повітрі [13].

[2] *Маар* – плоскодонні лійкоподібні кратери вибуху, утворені за однократного виверження.

[3] *Кальдери* – великі (10–15 км) заглиблення, утворені внаслідок потужних вибухів і руйнування вулканічних апаратів. Виділяють кальдери вибуху та гравітаційні (обвали порід вздовж розломів, які перетинають вулкани).

[4] *Шарра* – борозни на схилах вулкана, які сформовані розпеченими уламками, що скочуються вниз. Біля вершини ширші і глибші, звужуються, міліють донизу вулканічного купола.

– *ефузивний* рельєф. В'язкі лави кислого складу утворюють круті схили вулканічних конусів і куполів, а рідкі лави основного складу – пологі поверхні вулканічних щитів, плато, окремих потоків;
– *експлозивний* рельєф. Розрізняють поверхні акумуляції двох типів: 1) здебільшого великоуламкового матеріалу; 2) поверхні, складені дрібними пірокластичними масами. Великі уламки накопичуються біля центрів вивержень, дрібні – у вигляді грязевих потоків займають зниження рельєфу або виносяться повітряними масами й осідають на периферії вулканічних областей;
– *екструзивний* рельєф. Генетичні різновиди такі: 1) ліпаритові та трахітові куполи, витиснуті пластичними та в'язкими середньо- і низькотемпературними лавами. Мають флюїдальну текстуру лави, куполи висотою десятки метрів; 2) андезитові та дацитові куполи, витиснуті в'язкими низькотемпературними лавами. Куполи у розрізі мають віялоподібну текстуру з падінням пластів 45° і більше; 3) первинна брекчія – нависаючі над жерлом брили застиглої лави з уламками порід кратера; 4) лавові пробки – вертикальні моноліти над жерлом чи у кратері; 5) лавові обеліски, голки – стовпи застиглої лави;
– *експлозивно-ефузивний* рельєф. До цього типу належать *стратовулкани* – це полігенні вулкани, для яких характерні багаторазові виверження, що чергуються з тривалими паузами. Вони складені пірокластичними відкладами, лавовими потоками і туфами. За положенням стосовно жерла виділяється головний вулкан (центральний), розташований над постійним жерлом, і побічний вулкан (паразитичний, латеральний, бічний), який утворюється на схилі головного вулкана або біля його підніжжя;
– *екструзивно-ефузивний* рельєф. Це вулкани з вихідним каналом і язиками лави;
– *екструзивно-експлозивний* рельєф. Формуються вулкани з кратером і пірокластичним матеріалом [20].

➢ Форми рельєфу *інтрузивного* магматизму:
– *батоліти* – великі, понад 200 км^2, куполоподібні форми залягання магми у товщі осадових порід;
– *лаколіти* – склепінчасте підняття магмою товщі порід, у яку вона проникає;
– *дайки* – тріщинні магматичні заповнення;
– *сіли* – проникнення магми у пласти порід, паралельні до площин напластування;
– *неки* – заповнені розплавом канали (рис. 3.9.6).

➢ Види поствулканічної діяльності:
– *сольфатаро-фумарольна* – виходи вулканічних парів і газів;

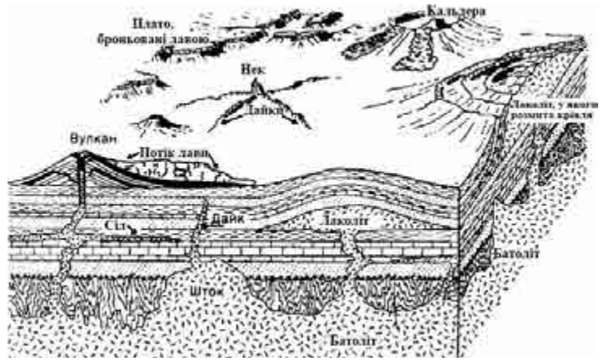


Рис. 3.9.4. Структурні співвідношення різних типів інтрузивних та ефузивних порід (за Ф.П. Янгом) [18]

Рис. 3.9.5. Лавові стовпи (на задньому плані) і поверхня лавового покриву (на передньому) на о. Тенеріфе поблизу вулкана Тейде (Канарські о-ви) (світлина М. Іваника)

Рис. 3.9.6. Інтрузивна форма – нек на фоні вулкана Тейде на о. Тенеріфе (Канарські о-ви) (світлина М. Іваника)

– гейзери;
– грязеві вулкани (*сальзи*).

Вивчення вулканічного рельєфу

1. Виділяють етапи формування рельєфу вулканічних областей:

довулканічний;
вулканічний;
поствулканічний.

У довулканічний час аналізують палеогеографічні умови існування тогочасного рельєфу та головні екзогенні процеси, які наклали відбиток на його риси. На головному, вулканічному етапі розглядають стадії вивержень, епохи згасання вулканічної діяльності, формування та руйнування вулканічних споруд. У поствулканічний час вивчають залишки вулканічного рельєфу та ступінь його наступного ерозійного руйнування.

2. З'ясовують генезис вулканічного рельєфу.

– Для акумулятивного рельєфу визначають морфологічні різновиди вулканічних форм, їхні параметри.

Описують форму застиглих лав і зазначають, які елементи рельєфу вони утворюють: схили вулкана, вододільні поверхні плато, площини терас, долини тощо. Описують мікрорельєф поверхні лав – горбкуватий з величиною брил до 1,5 м (маса спечених уламків – у гавайських типів), горбкуватий з величиною брил понад 1,5 м (плініанського типу), хвилястий, звивисто-складчастий, із бульбашкоподібними вздуттями та западинками (слідами тріснутих бульбашок) тощо.

Під час вивчення експлозивного рельєфу виділяють границі поверхонь типів пірокластичної акумуляції. Описують утворювані ними форми рельєфу. Визначають кути нахилу поверхонь акумуляції, їхню зміну в зв'язку зі зміною гранулометричного складу уламків, відповідність кута природного укосу, обриси поверхонь вздовж різних напрямів і мікрорельєф. Досліджують шлакові конуси, їхній склад і морфологію.

Вивчають співвідношення і розподіл в тілі вулкана ефузивних, експлозивних та екструзивних накопичень, які свідчать про відповідні фази виверження.

– Для деструктивного рельєфу зазначають:

форму, розміри в поперечнику та глибину депресій;
обриси в плані, а також вздовж профілів різних напрямів;
характер дна;
параметри окремих частин чи елементів;
співвідношення з тілом раніше існуючого вулкана чи будовою фундаменту;
ознаки одного чи кількох вибухів на основі уламків винесених на поверхню глибинних порід;
гравітаційне перетворення вихідного рельєфу [2];
наявність озера у чаші западини, його параметри.

3. Досліджують вулканічні породи.

– *Описують лави*, для яких зазначають:

структуру – порфірову, склоподібну, прихованокристалічну, офітову, яка свідчить про виливні або глибинні магматичні породи;
текстуру – флюїдальну, смугасту;
колір (світлі породи – кислого складу, темні – основного);
пористість чи бульбашковість (форма, розміри елементів, характер заповнювача);
щільність;
злам і характеристика поверхні розколу;
ошлакованість поверхні кожного лавового шару;
зміну кольору під час вивітрювання;
потужність, довжина та ширина потоків лави;
характер залягання на схилах вулкана [3].

На підставі хімічного, мінералогічного та інших аналізів визначають назву породи.

– *Для пірокластичних порід* з'ясовують:

розміри та форму уламків;
петрографічний і мінералогічний склад;
сортування матеріалу;
колір;

шаруватість;
зцементованість і склад цементу;
потужність відкладів;
кут і напрям падіння стосовно схилу вулкана;
зміну розрізу з віддаленням від центра виверження [2].

Досліджують співвідношення лав і пірокластичних продуктів, наявність включень осадових та інших порід, винесених на поверхню внаслідок вивержень. Знаходять наявність жильних, пластових і тріщинних видів залягання магматичних порід, описують їхній склад та елементи залягання.

Дані про породи свідчать про моно- чи полігенне утворення вулкана, і відповідно, фази виверження, переважаючий тип виверження, його інтенсивність, тип виливів – тріщинний чи центральний, особливості вибухової діяльності. Все це дає змогу всебічно схарактеризувати історію розвитку вулкана.

4. Визначають вік вулканічних вивержень, вік елементів і форм рельєфу. Його з'ясовують за знайденими у відкладах рештками тварин чи рослинних організмів, співвідношенням із відомими за віком річковими чи льодовиковими відкладами, віком геосинкліналей, до яких приурочені вулкани та інші дані.

5. Характеризують морфологію вулканічних апаратів:

– форму вулкана – повний або зрізаний конус, повна чи зрізана піраміда, симетрична чи асиметрична, правильна чи ускладнена нерівностями;
– розміри тіла вулкана – висота, діаметр у поперечнику, загальний об'єм;
– співвідношення висоти вулканічних апаратів до діаметра основи (H/D), яке вказує на в'язкість лави та походження вулканічних тіл. Екструзивні куполи з в'язкої лави мають відношення 1/2, 1/3, а ефузивні базальтові конуси та потоки – 1/80, 1/15;
– особливості розміщення та групування дрібних елементів і форм рельєфу вулканічного генезису [2];
– діаметр і глибина кратера;
– розташування, висота і діаметр паразитичних конусів на схилі або в підніжжі вулкана, закономірності їхнього групування;
– кути падіння схилів конуса і кратера;
– чим вкрите дно кратера – рослинністю, осипами, або можна ще розрізнити початкову його будову: дрібні конуси на дні кратера, лавові поверхні [18].

6. Характеризують вулканічні комплекси:

– площу території, зайнятої вулканами;
– особливості розміщення один стосовно одного;
– узгодження з розломами різного рангу і напрямів;
– роль новітніх тектонічних рухів у перетворенні рельєфу;
– співвідношення вулканогенного рельєфу з довулканічним [11].

7. Досліджують поверхню корінної основи вулканічних областей: геологічну будову, характер морфології давнього рельєфу, висоти.

8. З'ясовують ступінь перетворення вулканічного рельєфу екзогенними факторами в областях давнього вулканізму.

Ерозія вулкана розпочинається з утворення на схилах радіальних ерозійних борозен (*баранкосів*), препарування дайок і лавових потоків. Надалі конус вулкана може бути розчленований на частини. Насамперед водами розмиваються і виносяться туфи, а інші лавові маси набувають вигляду стін, гребенів, куполів. Потоки лави можуть дати інверсію рельєфу й утворювати броньовані гребені [12].

Найактивніше перетворює вулканічний рельєф текуча вода. Під час стікання тимчасових потоків формуються глибокі ерозійні борозни – *баранкоси*. Від шарра вони відрізняються тим, що розширюються від вершини до підніжжя вулканічного купола.

✓ Для баранкосів зазначають таке:

– форму у поздовжньому та поперечному профілі на різних ділянках схилу;
– розміри – довжина, глибина, ширина вздовж брівки і днища, крутість схилів у різних частинах баранкосів;
– стадію розвитку – початкові форми ерозії чи зрілі;
– закономірності групування й орієнтування;

– характер та інтенсивність ерозійно-акумулятивних процесів у них.

В областях давнього вулканізму визначають ступінь ерозійного руйнування первинного вулканічного рельєфу. Виділяють:

- початкову стадію розчленування з добре збереженими поверхнями лавової та пірокластичної акумуляції вулканічних конусів, зі слабко розвиненою ерозійною мережею;
- зрілу стадію розчленування зі слабко збереженими залишками первинного рельєфу і добре розвиненою ерозійною мережею. Про існування вулканічних форм вказують радіально розміщені ерозійні форми, дугоподібні в плані обриси вершин, округлість пагорбів, збережені вулканічні відклади з периклінальним заляганням (направленим від центра давнього виверження);
- стадію повного руйнування вулканічного рельєфу [20].

➢ Для дослідження вулканічного рельєфу застосовують велику кількість різноманітних методів, починаючи від камеральних, польових стаціонарних, і космічних. Головні такі.

1. *Картографічні методи*. Використовують на попередньому етапі досліджень для ознайомлення з районом розвитку вулканічних комплексів, а також на заключному камеральному етапі, коли проводять картографування результатів досліджень. Під час картографування зазначають різні генетичні типи вулканічних форм та їхні морфологічні різновиди. Виконують також картографування районів, на які вплинула вулканічна діяльність у минулому. Для цього збирають залишки пірокластичного матеріалу та вугілля, щоб з'ясувати типи та частоту вулканічних подій, складають карту поширення вулканічних викидів.

2. *Методи дистанційного зондування*

2.1. *Аналіз космічних зображень*. Вулкани добре розрізняються на космічних та аерофотознімках завдяки округлій формі основи конуса чи кратера. Свіжі викиди мають на зображеннях характерний чорний колір.

Екструзивні куполи розпізнають стереоскопічно за округлою формою, тінями та тим, що немає видимого центру виверження. В основі вулканічних конусів розташовані ділянки, зайняті застиглою лавою. Їхню поверхню розпізнають за неоднорідним фототоном унаслідок характерних для лавових покривів горбів стиснення, складок, хвиль, газових лійок. Лавова поверхня зображається на знімках у вигляді плями м'яких контурів, що оточує вулканічний конус. Ерозійні борозни на вулканічних конусах мають радіальний малюнок зображення, у вигляді темних штрихів на фоні світлого конуса [5].

2.2. *Оперативний космічний моніторинг*. За космознімками, які оновлюють кожні три–шість годин, можна бачити етапи вулканічних вивержень – початок активізації, коли з вулкана лише починає виходити пара, розвиток виверження та його затухання. Космознімки є тим фактичним джерелом інформації, яким послуговуються служби з надзвичайних ситуацій для оперативних втручань.

2.3. *Радіолокаційна інтерферометрія* (InSAR). За допомогою радіолокаційних приладів, зокрема на супутниках серії ALOS (Японія), виконують високоточні вимірювання змін поверхні вулканів. Метод супутникової радіолокаційної інтерферометрії використовує ефект інтерференції (накладання) електромагнітних хвиль і заснований на математичній обробці декількох взаємопов'язаних амплітудно-фазових вимірювань тієї самої ділянки земної поверхні зі зсувом в просторі прийомної антени. Це допомагає визначати найменші зміни земної поверхні. Перед виверженням, внаслідок підйомів магми до поверхні, вулканічні апарати дещо збільшуються. Це реєструють прилади на супутниках і передають дані в обчислювальні центри. За космічними спостереженнями активних вулканів Індонезії між 2006 і 2009 роками, дослідники виявили шість вулканів, які роздулися. У трьох з них згодом почалось виверження. Гора Сінабунг (Індонезія, о. Суматра) роздулася на 7,5 см у 2007 і 2008 перш, ніж у 2010 відбулося виверження. Евакуйовані 17 500 осіб.

2.4. *Інфрачервоні космічні знімання*. Мають велику інформативність, оскільки означають зростання температур у зонах дії вулканів. Результатом знімань є піксельні карти температури земної поверхні, які дають змогу виділити вогнища вулканізму. Інфрачервоні камери (тепловізори), які вимірюють температуру і візуалізують теплове поле, розташовують також на борту літака, який виконує обліт території в районі діючих вулканічних апаратів.

3. *Методи сейсмічного моніторингу*

Сейсмографи та сейсмометри реєструють дрібні поштовхи, які свідчать про рух магми у вулкані. Збільшення частоти поштовхів – найбільш надійний провісник вулканічних вивержень.

Переміщення центра, з якого виходять поштовхи, їхня частота та інтенсивність дають змогу досить точно передбачити початок і місце виверження.

Перша вулканічна станція-лабораторія була створена 1847 р. на схилі г. Везувій вище м. Геркуланума, яка діє до сьогодні. У США відповідальність за надання надійних і своєчасних попереджень щодо вулканічних вивержень несе Геологічна служба (USGS), яка створила систему сейсмічних станцій на територіях прояву вулканізму. Наземні датчики вимірюють силу землетрусів, набухання вулкана та викиди вулканічних газів. Вони розташовані поблизу та далеко від первинного джерела вибухової діяльності (наприклад, у кратері, на краю кратера та на фланзі вулкана) (рис. 3.9.7). Їхнє завдання – своєчасне попередження територіальних громад у зонах вулканічної діяльності про наближення виверження [28, 29].

4. *Наземні дослідження вулканів*

4.1. *Польові візуальні та прості інструментальні дослідження*. Безпосередньо під час польових досліджень збирають та аналізують зразки лави, пірокластичного матеріалу з наступним лабораторним опробовуванням. Виконують морфометричні вимірювання елементів рельєфу різного вулканічного генезису (див. описи вище).

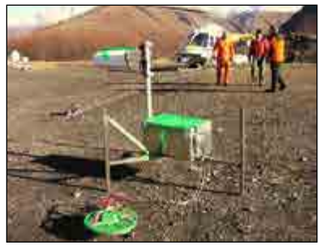


Рис. 3.9.7. "Сейсмічний павук" для реєстрації поштовхів під поверхнею вулкана [26]

4.2. *Стаціонарні спостереження*. На активних вулканах періодично виконують забір і геохімічний аналіз лав та газів. *Забір газів з фумаролів* виконують приладом COSPEC [27]. Зростання вмісту сірчистого, вуглекислого газів, сірководню, хлористого і фтористого водню, окису вуглецю свідчить про наближення вивержень. Також відбувається зміна кольору газів, які виходять з жерла. Змінюється інтенсивність дії газів, за якою судять про процеси, які відбуваються в магматичних осередках, – чи спокійний вулкан, чи йде підвищення тиску вулканічних газів, які, досягнувши певної межі, вибивають із закупореного каналу стару лавову пробку, розривають схил вулкана тріщиною, і починається виверження.

Для спостережень за виверженнями, які незабаром мають розпочатися або вже почалися, використовують веб-камери, інфрачервоні (рис. 3.9.8), відео та фотокамери.

На схилах вулкана виконують детальні *вимірювання деформацій ґрунту*. Перед виверженням можуть з'являтися опуклості, оскільки магма накопичується ближче до поверхні. Використовують високоточні інструменти, які вимірюють деформацію земель (EDM, Leveling-вирівнювання, GPS). Застосовують також інструменти, які визначають кількість лави, що рухається під землею (VLF, EM-31) [26].

Магма, підіймаючись до поверхні, піднімає і купол вулкану. За швидкістю наростання змін можна вирахувати приблизний час виверження. Це можна виявити детальними вимірами перевищень і відстаней між точками на ділянці підняття, а також визначенням *кутів нахилу місцевості*. Використовують інструмент нахиломір (tilt) – заповнені рідиною трубки, які з'єднують два резервуара. Це високочутливі прилади, які дають змогу визначити зміну кутів нахилу з похибкою до однієї мільйонної частки градуса.

На стаціонарних майданчиках ведуть також наземне спостереження за *зміною температури* гірських порід і природних вод. Застосовують електронні реєстратори температур. Їх закладають у різних частинах вулкана на певній глибині, в кратерних озерах. Поступове постійне чи різке зростання температур надійно попереджує про наближення виверження.

Новими є методи спостереження за зміною параметрів вулканічної діяльності у реальному часі. У 2016 р. компанія General Electric і уряд Нікарагуа повідомили про намір підключити до Інтернету вулкан Масая, щоб моніторити його активність. Всередині вулкана планують встановити систему з 80 сенсорів, які відстежуватимуть температуру, вологість, рівень вуглекислого газу, атмосферний тиск та інші параметри.

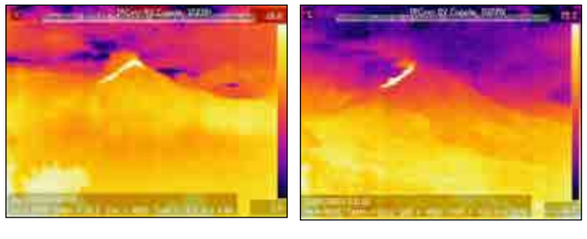


Рис. 3.9.8. Інфрачервоні знімки початку виливу лави

Проект реалізується і допоможе всім зацікавленим спостерігати за зміною показників і першими повідомити про наближення виверження [27, 28].

5. Геофізичні методи

5.1.Георадарне знімання. Ґрунтується на тому, що магма як рідина не пропускає поперечні пружні хвилі й уповільнює швидкість проходження поздовжніх. Цим методом визначили обсяг вулканічних камер деяких вулканів. Камеру вулканічного вогнища утворює рідка магма, з якої живиться вулкан. У Ключевської Сопки на Камчатці вона дорівнювала 10–20 тис. км^3, Везувію – 50 тис. км^3. Крівля камери у Везувію визначена на глибині 5 км.

5.2.Магнітометричне знімання. Спостерігають за зміною магнітного поля, його напруг та орієнтації. Виконують заміри на поверхні та у глибинних шарах вулкана. Наприклад, на Камчатці в 1966 р. за 12 годин до виверження напруженість магнітного поля ослабла, а за кілька місяців до виверження змінилася його орієнтація.

Нагрівання призводить до розмагнічування порід, якщо температура магнітних мінералів перевищує точку Кюрі. Цей вплив контролюють проведенням наземного магнітного знімання. Значні втрати намагніченості гірських порід були зареєстровані перед виверженням вулкана Осима в Японії, магматичне вогнище якого розташувалося порівняно неглибоко. На гавайських вулканах, які "харчуються" магмою з глибших вогнищ, магнітних ефектів виявлено не було [17].

Попередження вивержень

Стаціонарні та космічні методи спостережень за вулканами мають головне завдання – вчасно попередити населення про загрозу виверження. Внутрішній прогноз зазвичай розпочинається за півроку. Він виявляє, що той чи інший вулкан готується до виверження. І не просто готується, а вже підходить до стадії, коли незабаром почнеться виверження. Населення сповіщають приблизно за два тижні. За два тижні вже можна приблизно зазначити день, коли буде чи не буде виверження. Далі місцеві служби вирішують, як проводити евакуацію, кого евакуювати найперше.

Для кожного району вулканічної діяльності складена карта вулканонебезпеки. На ній зазначено: куди треба відійти в разі виверження звичайного типу, щоб не постраждали люди; які об'єкти можуть бути зруйновані; якими шляхами може піти пірокластичний чи лавовий потік, які об'єкти опиняться під загрозою його знищення чи часткового руйнування. У разі безпосередньої загрози рішення про евакуацію приймають місцеві служби.

Запитання для самоперевірки знань

1. Назвати види та фази вивержень.
2. Які Ви знаєте класифікації вулканів?
3. Перелічити види вулканічних порід.
4. Які види інтрузій та інтрузивних форм рельєфу?
5. Послідовність вивчення вулканічного рельєфу.
6. Які наземні методи вивчення вулканів?
7. Назвати дистанційні методи вивчення вулканічної діяльності.

Бібліографія

Основна

1. *Лазарєва І.І.* Вулканологія: електронний навч. посібник / І.І. Лазарєва. – Київ, 2015. Електронний ресурс ННІ "Інститут геології". Точка доступу: http://www.geol.univ.kiev.ua/lib/Vulkanology.pdf
2. *Спиридонов А.И.* Изучение вулканического рельефа / А.И. Спиридонов // Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования. – Москва: Высш. школа, 1970. – С. 217–238.

Допоміжна

3. *Аллисон А.* Магматизм и магматические породы / А. Аллисон // Геология наука о вечно меняющейся Земле. – Москва: Мир, 1984. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://books.google.com.ua/books?id=bvf9AgAAQBAJ&printsec=frontcover&hl=uk#v=onepage&q&f=false

4. *Апродов В.А.* Вулканы / В.А. Апродов. – Москва: Мысль,1982. – 367 с.
5. *Байрак Г.* Географічна інтерпретація аерокосмічної інформації. Вулканічний рельєф / Г. Байрак, Б. Муха // Дистанційні дослідження Землі: навч. посібник. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2010. – С. 500–503.
6. *Влодавец В.И.* Вулканы Земли / В.И. Влодавец. – Москва: Наука, 1973. – 168 с.
7. *Влодавец В.И.* Ключевская группа вулканов // Тр. Камч. вулканол. ст. – Вып. 1. – 1940. – 124 с.
8. Вулкан. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/Вулкан
9. *Гущенко И.И.* Извержения вулканов мира / И.И. Гущенко. – Москва: Наука, 1979. – 302 с.
10. *Ермаков В.А.* Формационное расчленение четвертичных вулканических пород / В.А. Ермаков. – Москва: Недра, 1977. – 224 с.
11. *Заварицкая Е.П.* Вулканы / Е.П. Заварицкая. – Москва: Государственное издательство технико-теоретичекой литературы, 1946. – 40 с.
12. *Заварицкий А.Н.* Изучение вулканов Камчатки / А.Н. Заварицкий, Б.И. Пийп, Г.С. Горшков // Труды лаборатории вулканологии. Вып. 8. – Москва: Изд-во АН СССР, 1954. – С.18–57. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.geokniga.org/books/4985
13. Лапілі. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/Лапілі
14. *Лебединский В.И.* Вулканы – грозное явление природы. – Киев: АН УССР, 1963. – 108 с.
15. Магматизм і його вплив на процеси рельєфотворення. Інтернет-ресурс. Точка доступу:http://geografica.net.ua/publ/galuzi_geografiji/geologija/magmatizm_i_jogo_vpliv_na_procesi_relefotvorennja/67-1-0-1014
16. Магматичні_гірські_породи. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/Магматичні_гірські_породи
17. Методи прогнозування вивержень вулканів. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://allatravesti.com/ua/metody_prognozirovaniya_izverzheniy_vulkanov
18. *Обручев С.В.* Изучение вулканов и наблюдения над землетрясениями / С.В. Обручев // Справочник путешественника и краеведа. Т. 2. – Москва: Гос. изд-во географической лит-ры, 1950. – С. 238–250.
19. *Раст Х.* Вулканы и вулканизм / Хорст Раст; пер. с нем. Е. Ф. Бурштейна. – Москва: Мир, 1984. – 344 с.
20. *Ритман А.* Вулканы и их деятельность / А. Ритман. – Москва: Мир, 1964. – 437 с.
21. *Рычагов Г.И.* Общая геоморфология: учебник. 3-е изд., перераб. и доп. / Г.И. Рычагов. – Москва: Изд-во Моск. ун-та: Наука, 2006.
22. *Святловский А.Е.* Структурная вулканология: курс лекций / А.Е. Святловский. – Москва: Недра, 1971. Інтернет-ресурс. Точка доступу:https://injzashita.com
23. *Щукин И.С.* Морфология вулканических областей / И.С. Щукин // Общая морфология суши. Т. 2. – Москва, 1938. – С. 123–221.
24. *Якушко О.Ф.* Рельефообразующая роль вулканических процессов / О.Ф. Якушко // Основы геоморфологии. – Минск: БГУ, 1997. – С. 46–53.
25. *Якушова А.Ф.* Магматизм / А.Ф. Якушова // Геология с основами геоморфологии. – Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1983. – С. 236–266.
26. How to study a volcano. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.smithsonianmag.com/science-nature/how-to-study-a-volcano-36853465/
27. http://volcano.oregonstate.edu/what-tools-do-volcanologists-use-study-volcanoes
28. https://volcanoes.usgs.gov/observatories/cvo/cvo_monitoring.html
29. Monitoring Cascade Volcanoes. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://volcanoes.usgs.gov/observatories/cvo/cvo_monitoring.html

4 Використання методів суміжних наук у геоморфологічних дослідженнях

4.1. Літологічні методи в геоморфології

Літологічні методи в геоморфології – це вивчення будови товщі гірських порід, яка доповнює морфологічну характеристику досліджуваного рельєфу. Саме склад порід та їхні властивості визначають морфологічні обриси рельєфу, видозміни порід виявляють зміни у формуванні рельєфу, а генезис, зокрема четвертинних відкладів, пов'язаний з генезисом рельєфу. Вивчення взаємозв'язків між морфологією рельєфу та його літогенетичною основою зачисляють до морфолітогенетичного напряму досліджень у геоморфології [1]. У сфері морфолітогенетичних досліджень вивчення рельєфу завжди супроводжується вивченням порід, які його формують.

Термін *літологія* походить від давньо-грец. літос *λίθος* – камінь і логос *λόγος* – вчення. Це фундаментальний розділ геології, який вивчає осадові товщі, їхній склад, структуру, походження, зміни та закономірності просторового розміщення. Термін літологія уперше використав Уедсворт 1896 р. для означення процесу макроскопічного опису осадових порід у відслоненнях і зразках. У Радянському Союзі використав у 1932 р. В.П. Батурін (1902–1945) і 1940 р. Л.В. Пустовалов (1902–1970) для назви навчальної дисципліни, що й стало поштовхом формування науки літології [29]. У західній науці набув поширення термін *sedimentology*.

Седиментологія – наука про формування осадових відкладів. Термін седимент у перекладі з грецької означає осад. Осади – це відклади твердого матеріалу на поверхні літосфери з якого-небудь середовища (повітря, води, льоду) в нормальних термодинамічних умовах поверхні Землі. Звідси походить визначення терміну "осадові породи" – накопичення мінеральної і/або органічної речовини, яке утворюється в умовах земної поверхні (на дні водойм чи на поверхні суші) внаслідок дії екзогенних чинників [24].

Літологія охоплює три складові частини: *петрографію* осадових порід – речовинний склад і особливості будови різноманітних осадових порід; *теорію літогенезу* – загальні умови утворення осадів (седиментогенез); *вчення про фації* – парагенетичні закономірні осадові товщі, методи відновлення, реконструкції умов та обстановок їхнього утворення. З цим вченням тісно пов'язана *стратиграфія* – наука, яка вивчає послідовність формування гірських порід і їхні початкові просторові взаємовідносини [36].

Процес літогенезу складається з декількох стадій: 1) утворення осадового матеріалу; 2) його перенесення; 3) седиментогенез – накопичення осаду; 4) діагенез – перетворення осаду в осадові гірські породи; 5) епігенез – стадія існування осадової породи на значних глибинах; 6) гіпергенез – вивітрювання піднятих тектонічними рухами порід на поверхню; 7) катагенез – глибокого перетворення порід; 8) метагенез – стадія максимального перетворення осадової породи в глибинних зонах земної кори та перетворення її на метаморфічну.

Виконуючи морфолітогенетичний аналіз, треба знати зазначені стадії формування осадів, відрізняти поняття відклади та породи. *Відклади* – це первинний матеріал, який накопичується на *стадії седиментації* осадів, зокрема, внаслідок проходження денудаційних, гравітаційних,

акумулятивних та інших екзогенних процесів. Разом із відкладами на цьому етапі формується рельєф – денудаційний у місцях знесення, акумулятивний – в місцях відкладання осадів.

Нагромаджуючись тривалий час, відклади стискуються, пресуються, мінералогічно видозмінюються, набувають нових рис будови і перетворюються в осадові породи. *Осадові породи* – це геологічні тіла, які виникають на поверхні Землі і дещо глибше, під дією притаманних для цієї частини Землі невеликих температур і тиску, шляхом перетворення відкладів [2]. Породи формуються на *стадії діагенезу*. Якщо відбувається тривале прогинання земної кори, то вони значно заглиблюються і видозмінюються, більше кам'яніють. Це *стадія епігенезу* осадових порід.

Далі можливі два шляхи розвитку: відбуваються тектонічні підняття, породи виходять на денну поверхню або тектонічні опускання і породи занурюються ще глибше. Підняті на денну поверхню породи зазнають вивітрювання – відбувається *стадія гіпергенезу* осадів. Занурені на великі глибини породи зазнають впливу високих температур і тисків – розвиваються *стадії катагенезу* та *метагенезу – ранньої метаморфізації* осадів. Під час метагенезу температури вищі, ніж під час катагенезу (200–300°), вища мінералізація, pH і газонасиченість. У геоморфологічних літогенетичних дослідженнях важливе значення має вивчення осадових товщ на стадії седиментації, діагенезу і гіпергенезу [24].

Поділ осадів на відклади і породи не є різко категоричним, оскільки в тому самому об'єкті можуть бути закладені ці два поняття. Наприклад, глини – є осадовими породами, утвореними на стадії діагенезу. Їх зачисляють до різновиду залишкових глин, які формуються на місці руйнування скельних порід. Глини – відклади, які формуються на первинній стадії седиментації, під час осадження в морях, озерах, старицях тощо. Належать до різновиду перевідкладених або осадових глин, що утворюються внаслідок відкладення у воді тонкодисперсного матеріалу.

Літологічні методи передбачають визначення таких характеристик порід:

- назви мінералогічного складу;
- кольору;
- структури;
- текстури;
- враховування вмісту органічних залишків;
- контактів між шарами порід;
- форм і розмірів осадових тіл;
- фізичних властивостей.

4.1.1. Ідентифікація порід і мінералів

Морфолітогенетичні дослідження розпочинають з визначення назв порід, якими складені ті чи інші форми рельєфу. Їхні зразки беруть із відслонень, шурфів чи свердловин.

За походженням виділяють три головні групи порід: *осадові*, *магматичні* (вивержені) та *метаморфічні*.

Осадові гірські породи

1. Уламкові.

Група грубоуламкових порід: конгломерат, брекчія.

Група середньо- і дрібноуламкових порід: пухкі – пісок, лес; зцементовані – пісковик.

2. Колоїдно-осадові.

Група глинистих порід. Пластинчасті – каолінітова глина і каолін, монтморілонітова глина, поліміктова глина, суглинок; непластинчасті – сухарна глина, аргіліт.

Група глиноземних порід: боксит.

3. Хемогенні.

Група галоїдних порід (солей): кам'яна сіль (галіт), сильвініт (калійна сіль).

4. Біохімічні.

Група кременистих порід: діатоміт, опока, кремінь, яшма, кременистий сланець.

Група карбонатних порід: вапняк і його різновид – крейда, доломіт, мергель.

Група фосфатних порід (фосфоритів): фосфорит пластовий і конкреційний.

5. Органогенні.

Група торфу: торф.
Група викопного вугілля: кам'яне та буре вугілля, антрацит, горючі сланці.
Група природних бітумів: озокерит, кір, асфальт.
Група нафт: нафта.
Група природних газів: горючий газ.

Магматичні гірські породи такі

1. Нормальний ряд.

Група ультраосновних гірських порід: дуніт, перідотит і піроксеніт.
Група основних гірських порід: габро, базальт.
Група середніх гірських порід: діорит, андезит.
Група кислих гірських порід. Підгрупа гранітоїдів: гранодіорит, граніт, гранітний порфір, апліт, гранітний пегматит. Підгрупа ліпариту – кварцового порфіру (кислих ефузивних порід): ліпарит, обсидіан, перліт, пемза.

2. Проміжний ряд: породи підвищеної лужності.

Група кислих гірських порід підвищеної лужності: сієніт, трахіт.

3. Лужний ряд.

Група ультраосновних – лужних гірських порід: мельтейгіт, карбонатит.
Група власне лужних гірських порід: нефеліновий сієніт, фойяїт.

4. Вулканогенно-уламкові гірські породи. Пірокластичні: лавова брекчія, туфолава, вулканічний туф. Туфогенні породи і туффіти.

Метаморфічні гірські породи

1. Породи регіонального метаморфізму: філіт, зеленокам'яні породи і зелені сланці, залізистий кварцит, кварцит, метаморфізований конгломерат, мармур і кристалічний вапняк, амфіболь, кристалічний сланець, гнейс, мігматит.
2. Породи динамометаморфізму: тектонічна брекчія, катаклазит, мілоніт.
3. Породи контактового метаморфізму: контактовий роговик.
4. Метасоматичні породи.

Група контактово-метасоматичних порід: вапняковий і магнезіальний скарн.
Група гідротермально змінених порід: вторинний кварцит, грейзен, березит [6, 10].

Осадові породи за походженням поділяють на такі основні групи: а) механічні осади, які утворилися внаслідок руйнування, перенесення та відкладання дрібних шматочків зруйнованих гірських порід; б) осади хімічного походження (мінеральні солі тощо); в) органічні осади (вапняки, доломіти, крейда, вугілля тощо).

Розрізняють також *кристалічні* (інші назви – скельні, літифіковані, зцементовані), *уламкові*, *глинисті* й *аморфні* породи. Кристалічні породи складені частками правильних форм – кристалами (пісковики, мергелі, вапняки, граніти тощо); уламкові – частками понад 0,01 мм (піски, гравійно-галечникові відклади); глинисті – частинками менше 0,01 мм; аморфні – тверді речовини, утворені склом чи опалом, наприклад, вулканічне скло, базальт, андезит, ліпарит [5].

✓ Породи за кількістю мінералів бувають мономінеральними – є агрегатом одного мінералу та полімінеральні – наявні кристали двох і більше різних мінералів [8]. Для визначення цих типів порід проводять *мінералогічний аналіз*.

Термін *мінерал* походить від лат. *minera*, що означає шматок руди, камінь, з якого отримують метал. Протягом багатьох століть мінерали не відрізняли від гірських порід. Вперше їх спробував розмежувати "батько німецької геології" А.Г. Вернер (1749–1817) у кінці XVIII – початку XIX ст. Остаточне відділення мінералів від гірських порід відбулося в середині XIX ст. – тоді, коли в надрах мінералогії зародилася і відокремилася наука петрографія. Розмежування гірських порід і мінералів ґрунтується на чіткому критерії: внутрішній неоднорідності (гетерогенності) гірських порід і однорідності (гомогенності) мінералів, бо всі гірські породи складаються з мінералів.

Усю різноманітність мінералів поділяють на групи, які поєднують за спільними ознаками. У науковій мінералогії загальноприйнята класифікація мінералів за хімічним складом (табл. 4.1).

Якщо порода складається з окремого мінералу (наприклад, гіпс), то для проведення аналізу її зразок формують у вигляді шліфу – тонкої пластинки мінералу. Для інших порід беруть зразки 30–50 см^3. Далі виконують дослідження під бінокулярним чи поляризаційним мікроскопом, іноді – лупою десятикратного збільшення. Для діагностики тонкодисперсних мінералів використовують електронний мікроскоп збільшенням у 10 000–100 000 разів.

Таблиця 4.1

Хімічна класифікація мінералів

Клас	Мінерали
Силікати	Олівін, мусковіт, біотит, тальк, альбіт, лабрадор, ортоклаз, мікроклін, каолініт, плагіоклаз, монтморілоніт, нефелін, хлорит
Карбонати	Кальцит, доломіт галіт, малахіт, сидерит, магнезит, арагоніт
Сульфати	Гіпс, ангідрит, баріт, мірабіліт
Сульфіди	Пірит, сфалерит, галеніт, халькопірит, кіновар, аурипігмент
Окиси та гідроокиси	Кварц, опал, халцедон, корунд, лімоніт, гематит, магнетит, боксит, рубін, сапфір
Фосфати	Апатит, фосфорит, вівіаніт
Галоїди	Галіт, сильвін, карналіт, флюорит
Самородні елементи	Алмаз, графіт, сірка, срібло, золото, платина, мідь, миш'як, вісмут

✓ Загалом сучасні дослідження мінералів охоплюють рентгеноструктурне вивчення (діагностика мінералу, поліморфних і політипних модифікацій, з'ясування чи уточнення кристалічної структури, визначення параметрів елементарної комірки тощо), виявлення природи забарвлення, люмінесценція мінералів, рентгеноспектральне мікрозондування, інфрачервона спектроскопія, електронний парамагнітний резонанс, ядерний магнітний резонанс, квантово-оптичні та інші методи. Вони допомогли проникнути в надзвичайно тонкі деталі будови, складу та властивостей мінералів, відкрити світ нових явищ [4].

✓ Для ідентифікації вапняків, мергелів, крейди крапають соляною кислотою на їхню поверхню. Вона має активно шипіти. Розчинні у воді мінерали визначають за смаком – солоний смак у галітів, гірко-солоний – сильвінів. Нерозчинні у воді мінерали визначають за твердістю. Якщо ніготь залишає слід на поверхні, то це м'який мінерал, наприклад, гіпс; якщо залишає слід лезо ножа – кальцит; твердий мінерал дряпає скло – кварц.

✓ Якщо кількість мінералів у гірській породі дорівнює або перевищує 10% (за об'ємом), то вони називаються головними породоутворювальними, якщо менше 10% – другорядними.

✓ Діагностику уламкових порід виконує наука петрографія. *Петрографічний аналіз* – це вивчення речовинного складу гірських порід. Для досліджень використовують мікроскопічні (під мікроскопом) і термічні (температурні впливи) методи.

В уламкових породах розрізняють такі складові частини: *зерна* (уламки), *матрикс*, *цемент* і *пори*. *Зерна* – це уламкові частинки, які зазвичай утворюють каркас осаду. *Матрикс* – це дрібніші уламки, які розташовуються між зернами. *Цемент* – мінеральне новоутворення, яке виникло у постседиментаційних умовах і трапляється у межах колишніх пустот осадів. За складом цемент може бути кременистим, залізистим і карбонатним, а за співвідношенням уламків і цементуючого матеріалу – базальний, виповнення пор, плівковий і контактовий. *Пори* – проміжки, які не зайняті зернами, матриксом або цементом [47]. Пори можуть вміщувати гази, заповнюватись рідинами, а за певних температур і тиску – і рідиною, і газом. Під час характеристики називають взаємозв'язки між цими елементами в породі.

У петрографічній характеристиці породи зазначають:

- назву;
- походження;
- вміст головних породотвірних мінералів;
- вміст включень і мінералів, зачислених до шкідливих домішок;
- текстурні та структурні особливості;
- мікротріщинуватість;
- вторинні зміни;
- враховування інших порід і мінералів – твердіших і крихких;
- глинисті прошарки чи інші домішкові породи.

✓ Поширений спосіб детального обстеження уламкових порід – *шліховий метод*. Шліх – це концентрат важких мінералів. До важких належать мінерали густиною понад 2,8. Це всі мінеральні зерна, які тонуть у бромоформі (мають густину понад 2890 кг/м^3). Це самородне золото, платина, діаманти, олово, ртуть, титан, цирконій, ільменіт, рутил, магнетит, вольфраміт та ін. Здебільшого

темноколірні мінерали та рудні формації порід. Шліховий метод полягає у промиванні у воді порції уламкових порід спеціальними пристроями – лотками чи гвинтовими сепараторами. Легкі мінерали під час збовтування спливають, а важкі залишаються на дні. До легких мінералів належить кварц, польовий шпат, глинисті мінерали, кальцит, доломіт, цеоліт та ін. Залишок з важких мінералів детально розглядають під лупою чи мікроскопом для виявлення цінних елементів. Метод широко застосовують для пошуків розсипних родовищ корисних копалин. Вони приурочені до таких форм рельєфу: долини малих і середніх гірських річок (алювіальні розсипи), широкі вододіли з рудними тілами в основі (елювіальні розсипи), делювіальні схили, деякі узбережжя морів і великих озер (прибережно-морські й озерні розсипи). Знання геоморфологічних умов ділянки має важливе значення для ефективного відбору проб під час шліхового аналізу.

Крім шліхового аналізу, застосовують такі методи.

– Відбір середньої валової проби. Відбирають 300 штук уламків, серед яких визначають переважаючі за назвами породи.
– Відбір проб за окремими гранулометричними фракціями: з кожної фракції відбирають 100 зерен і визначають переважаючий тип порід.

✓ Для ідентифікації мінералів у глинистих відкладах використовують рентгеноструктурні, термічні, методи хроматичного забарвлення порошків різними реактивами, а також методи відстоювання та центрифугування.

Вивчення петрографічного та мінералогічного складу допомагає виявляти області денудації і знесення гірських порід, динаміку процесів денудації, перспективність регіону на наявність корисних копалин, а також безпосередньо розвідувати родовища. Крім того, ці методи потрібні для проведення палеогеографічних реконструкцій і стратиграфічного розчленування відкладів.

✓ Відклади, які утворилися протягом четвертинного періоду, називають четвертинними або антропогеновими (нижньо-, середньо-, верхньоплейстоценові Q_{1-3} та голоценові Q_4). Їх класифікують за генезисом [12, 14].

Головні генетичні типи четвертинних відкладів такі:

– елювіальні *(eQ)* – продукти вивітрювання материнських гірських порід, які не зносяться водою чи іншими чинниками, а зберігаються на місці їхнього утворення. Склад елювію змінюється у глибину: з поверхні залягають глини зі жорствою або щебенем, у нижній частині – щебінь і брили;
– алювіальні *(aQ)* – відклади руслових потоків. Розрізняють три їхні фації – заплавну, руслову, старичну. Заплавна фація представлена малопотужним покривом супісків і суглинків з лінзами піску. Руслова фація складається з сортованого гравійно-піщаного і косошаруватого матеріалу (на рівнині) або галечники (у горах). Старична фація складається з алевритово-глинистих відкладів, іноді з прошарками торфу;
– делювіальні *(dQ)* – накопичення на нижніх ділянках схилів тонкого піщано-глинистого матеріалу, який приносять талі чи дощові води з вищих ділянок;
– пролювіальні *(pQ)* – відклади русел тимчасових потоків, часто у вигляді конусів виносу. У верхів'ях конусів виносу відкладаються великі уламки – галечник, гравій, а в середній і нижній частині – піщаний і глинистий матеріал;
– льодовикові (гляціальні *gQ*) – накопичення льодовиком піщано-глинистих відкладень у його основі або безпосередній близькості від краю (інша назва – морени). Представлені валунами, галькою, гравієм, піском, моренними суглинками;
– воднольодовикові (флювіогляціальні *fQ*) – відклади утворені талими водами льодовика та перенесені на деяку відстань від його краю. Головно піщані утворення, а також стрічкові глини;
– морські четвертинні відклади (*mQ*) – сформовані діяльністю моря. Накопичуються у латеральній зоні (теригенні відклади – лат. *terra* – земля), на узбережжі, шельфі та материковому схилі;
– озерні (лімнологічні *lQ*) – відклади, які формуються у чаші озерних котловин. Для вологого клімату характерні теригенні (від глин до галечників) і органогенні осади, для посушливого клімату – хемогенні осади;
– біогенні (*bQ*) – утворюються на автохтонних торфовищах (низинних і верхових). У болотних масивах накопичуються болотні відклади;
– колювіальні (*cQ*) – обвально-осипні та зсувні відклади. Представлені брилами, щебенем, а зсувні – суглинистим і глинистим матеріалом;

– еолові (вітрові *vQ, eolQ*) – перенесені вітром накопичення. Розрізняють еолові піски й еолові леси. Леси *(ed, vd)* сформувалися в плейстоцені внаслідок вітрової діяльності у прильодовиковій зоні материкових зледенінь. Частина лесового пилу могла перевідкладатися водними потоками. Накопичувався пил за допомогою рослин і ґрунтових процесів, які скріпляли частинки;
– відклади змішаного генезису. Утворилися за одночасної дії декількох геологічних процесів, наприклад, озерно-алювіальні, делювіально-пролювіальні.

Вивчаючи гірські породи на окремих ділянках, можна скласти уявлення про геологічну будову значної території, умови формування в цілому та кожного геологічного горизонту окремо.

4.1.2. Вивчення кольору осадів

Колір – проста й зручна діагностична ознака, яка визначає геофізичні, геохімічні та кліматичні умови формування порід, допомагає характеризувати їхній речовинний склад. Залежно від часу, причини виникнення виділяють *первинні*, *сингенетичні* та *вторинні* кольори порід.

Первинний (успадкований) колір визначається кольором породоутворювальних уламків. Породи набувають її або на підставі панування фізичного вивітрювання, або за дуже швидкого накопичення та поховання осаду. Біле забарвлення пісків свідчить про переважання кварцу, жовтувате – про участь ортоклазу, зеленувате – глауконіту.

Сингенетичний колір свідчить про фізико-географічні умови часу накопичення і залежить від трьох чинників: кольору породоутворювальних уламків, їхнього розміру та кольору цементуючої речовини. Він завжди заповнює весь шар породи. Зі зменшенням діаметра уламків тональність порід темніє. Очевидно, що вивчення сингенетичних кольорів допомагає відновлювати палеогеографічні умови осадонагромадження. Колір відображає кліматичні особливості минулих епох. У жаркому вологому та змінно-вологому кліматі у седиментації породи формуються червоно-жовті та червоні кольори; в умовах жаркого сухого клімату (у пустелях) – іржаво-бурі кольори до чорного; відтінки жовтого кольору властиві застійно-водним акумуляціям.

Вторинний колір виникає після формування осаду під впливом різних гіпергенних процесів. Оскільки ці процеси набагато більше залежать від клімату і часу, ніж від складу порід, то вторинне забарвлення може поширюватися на різну глибину, не узгоджуючись зі шаруватістю відкладів. Темно-сірий і чорний колір зумовлений просоченням порід бітумом, або ж розчинами, які містять сірчисте залізо або солі марганцю [32].

Кольори порід є показниками геохімічних умов формування осадів:

– червоно-жовті бурі кольори – показник окисленого середовища (окиси заліза);
– темно-зелені та сизі кольори – відновлювального середовища на стадії діагенезу;
– зелені, сині, голубуваті кольори – закисні сполуки заліза (оглеєння).
– Сірі та чорні кольори – показники багатства органіки. В неосадових породах чорний колір дають пірити, окиси марганцю.

Щодо мінералів, то майже всі вони забарвлені в той чи інший первинний колір. Багато з них названі за цією ознакою. Наприклад, гематит (від грец. *гематікос* – кривавий), альбіт (від лат. *альбіус* – білий), рубін (від лат. *рубер* – червоний) [21].

Для характеристики кольору та його відтінків використовують такі терміни: білий, чорний, сірий, бурий, червоний, жовтий, зелений, синій. Для уточнення відтінків вживають дві назви: зеленувато-сірий, лимонно-жовтий, коричнево-бурий, цегляно-червоний тощо. Використовують також префікси темно-, світло-: темно-сірий, світло-жовтий і т.п.

Часто під час описів лесовидних порід чи прибережних пісків означують такий колір – *палевий*. Найпростіше ідентифікувати цей тон, використовуючи англійську мову, де палевий звучить як pale-yellow. Враховуючи це, колір розуміють як блідо-жовтий, з легким відтінком пастелі [7].

Для мінералів з металевим блиском обов'язково як префікс використовують назву металу (наприклад, мідно-червоний, золотисто-, латунно-, бронзово-жовтий, свинцево – або сталево-сірий, залізо – чорний тощо). Як приклади можна навести латунно-жовтий пірит, свинцево-сірий галеніт і сріблисто-білий арсенопірит. В інших рудних мінералів з металевим або напівметалевим блиском характерний колір може бути замаскований грою світла в тонкій поверхневій плівці. Це властиво більшості мінералів міді, особливо борніту, який називають "павичевою рудою"

через його райдужне синьо-зелене забарвлення, що швидко виникає на свіжому зламі. Однак інші мідні мінерали забарвлені в добре знайомі кольори: малахіт – у зелений, лазурит – у синій.

Крім основного забарвлення, мінерали інколи мають додаткові відтінки – мінливість, обумовлену явищем інтерференції світла на поверхні мінералів внаслідок різних реакцій у разі вивітрювання [4].

Багато мінералів у дрібно-роздрібненому стані (порошку) мають зовсім інший колір, так званий колір штриха (риски). Це важлива діагностична ознака мінералу. Для визначення кольору штриха немає потреби роздрібнювати мінерал, а достатньо провести ним по неглазурованій фарфоровій пластинці. Для характеристики штриха вживають такі самі терміни, як і для кольору.

✓ Визначати колір породи потрібно за денного світла, оскільки штучне світло і вологість змінюють відтінки. Наприклад, порода, яка в сухому вигляді має попелясто-рожевий колір, у вологому стані несподівано виявляється яскраво-червоною; зеленувато-сірий колір перетворюється в цих умовах в яскравий зелений. Тому завжди треба точно зазначати стан вологості описуваної породи або описувати колір породи у вологому та сухому стані.

✓ Якщо для опису забарвлення породи задають два кольори, то основний колір ставлять на друге місце. Наприклад, "зеленувато-сіра глина" означає: глина сірого кольору з зеленуватим відтінком. Описуючи породи, варто уникати потрійних позначень (наприклад, синювато-зеленувато-сірий), оскільки сприйняття таких складних відтінків суб'єктивне.

✓ Під час опису кольору порід трапляються вибагливі розподіли забарвлення, наявні тонкі прошарки, плями іншого кольору або відтінку (більше темного або більше світлого), іноді з'являються проміжки у складному малюнку. Тоді колір визначають за переважаючим поширенням у пласті, яке більш видиме у вологій породі.

4.1.3. Вивчення структури порід

Структура породи – це сукупність елементарних частинок, з яких складається порода, їхня форма, величина та взаємовідношення. У кристалічних породах такими елементарними частинками є кристали, а в пухких відкладах – уламки.

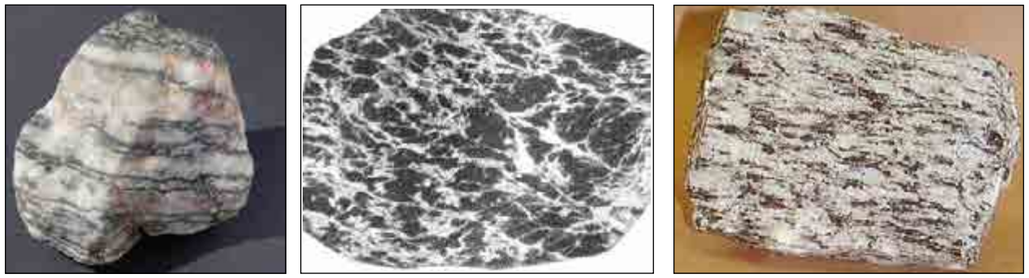
Елементи структури порід формуються протягом усіх етапів, починаючи зі стадії утворення осадового матеріалу і закінчуючи тими змінами, які пов'язані з процесами метагенезу. Від структури залежать фізичні властивості порід. Вона значною мірою визначає опір породи механічному, фізичному чи хімічному впливу (дрібнозернистої структури вапняки сильніше розчиняються, ніж органогенної), її стійкість щодо процесів вивітрювання, здатність породи акумулювати воду, нафту і газ, віддавати їх у процесі розробки родовищ і т.п.

За ступенем кристалічності структура порід може бути:

– повнокристалічна (порода повністю складається з кристалічних зерен);
– неповнокристалічна (в породі є кристали, вкраплення і скло);
– приховано-кристалічна (кристали виявляють лише за допомогою мікроскопа);
– скловидна або афанітова (переважає некристалізована маса або скло, наприклад, у кремнію, яшми, фосфоритів);
– порфірова (в масу скловати занурені великі кристалічні зерна – фенокрісти або порфірові вкраплення);
– порфіроподібна (великі кристалічні зерна вкраплені в дрібнозернисту кристалічну масу);
– уламкова (порода складається з будь-яких уламків).

Існує велика кількість різних назв структур для ефузивних, інтрузивних, жильних, метаморфічних та осадових порід. Їх можна знайти на сайті Вікіпедії [39]. Серед них найбільше поширені:

– рівномірнозерниста та нерівномірнозерниста залежно від співвідношення зерен за розмірами. Більш-менш однакові розміри зерен породи свідчать про рівномірнозернисті структури, в іншому випадку – про нерівномірнозернисті;
– оолітова, в якій зерна мають форму дрібних кулястих стяжень різного розміру;
– волокниста або голчаста, відповідно до форми та величини мінералів, які становлять породу (рис. 4.1.1);
– брекчієвидна, за якої порода складається з міцно спаяних між собою гострокутних уламків менших 2 мм;



а *б* *в*

Рис. 4.1.1. Волокниста (*а*), брекчієвидна (*б*) та листкувата (*в*) структури [10]

– листкувата, за якої породи мають листкувато-шарувату будову;
– органогенна (форма складових частин породи обумовлена характером організмів. Наприклад, коралові, мшанкові, форамініферові, раковинні, водоростеві та інші структури) [10].

Кристалічну структуру поділяють також за величиною зерен:

– великозерниста, з діаметром зерен понад 5 мм;
– середньозерниста зі зернами від 5 до 2 мм в поперечнику;
– дрібнозерниста з діаметром зерен менше 2 мм.

✓ Визначення величини кристалів чи уламків називають *гранулометричним аналізом* (від лат. *granulum* – зернятко і грец. *μετρέω* – вимірюю). Гранулометричний аналіз – це поділ певного об'єму породи на групи уламків різного розміру – фракції, і виявлення їхніх кількісних співвідношень [47].

✓ Величину зерен зцементованих порід визначають на свіжому сколі уламка. Або виконують у шліфах під мікроскопом. Стандартний шліф має товщину близько 0,03 мм, розміром 20×20 мм. Його розглядають під мікроскопом проти світла, оскільки за такої товщини пластинки більшість мінералів прозорі (непрозорі – рудні мінерали). Заміряють діаметри 300–500 зерен і підраховують їх з наступним розподіленням за фракціями.

Серед незцементованих (уламкових) порід виділяють (табл. 4.2):

– грубоуламкові (іноді вживають термін "псефітові", від грец. *psefos* – камінчик, галька), з величиною зерна більше 2,0 або 2,5 мм;
– средньоуламкові (по-іншому "псамітові", від *psammos* – пісок, з величиною зерна від 2,0 до 0,05 мм;
– дрібноуламкові або алевритові (від грец. *αλευρον* – борошно), розміром 0,05–0,001 мм. Сюди належать також мули і леси;
– тонкоуламкові або пелітові (*pelos* – глина) – зерна розміром менше 0,001 мм.

Хоча на практиці до алевриту зазвичай зараховують уламки діаметром від 0,1 до 0,01 мм; до глинистих часток – менше 0,01 мм.

Границя між 0,05 мм – межа розрізнення оком зернистості. З цією межею збігається стрибок властивостей і в породах: в тонших осадах з'являється зв'язність, різко підскакує висота капілярного підняття тощо. Природне обґрунтування має і границя 2,0 мм: більш великі уламкові породи практично тільки літокластичні, тобто складаються з уламків порід, а дрібніші частіше бувають кристалокластичними, тобто складаються з уламків мінералів.

Виконуючи гранулометричний аналіз, треба враховувати, що осади можуть бути складені або однорідними за діаметром частинками, або сумішшю уламків різного розміру. У першому випадку застосовують десяткову шкалу (див. табл. 4.2); у другому – двомірну шкалу Н.М. Сібірцева (табл. 4.3), засновану на процентному вмісті алевритових і глинистих часток. Практичною основою такого поділу слугують польові та лабораторні гранулометричні аналізи.

Серед польових методів визначення гранулометричного складу грубоуламкових та піщаних відкладів найширше використовують візуальний і ситовий аналізи.

✓ Візуальний метод здебільшого використовують для визначення переважаючого складу гравійно-галечникового та валунного матеріалу. З ділянки визначеної площі (наприклад, 1×1 м) відбирають 100–300 зерен породи. Лінійкою чи рулеткою вимірюють їхній розмір. Зважуванням визначають кількість уламків, класифікуючи за фракціями. Значення переводять у відсотки до загальної кількості. Розміри гравійно-піщаних зерен також можна визначити порівнянням їх з еталонною колекцією.

Таблиця 4.2

Гранулометрична класифікація уламкових і глинистих порід [32]

Діаметр частинок, мм	Групи порід	Назви уламків	Назви пухких порід		Назви зцементованих порід	
			складені обкатаними уламками	складені гострокутними уламками	обкатані	необкатані
> 1 000	Грубоуламкові	Брили	Брилові валунники	Накопичення брил	Конгломерати	Брекчії
1000–500 500–250 250–100		**Валуни**: великі середні дрібні	**Валунники**: великі середні дрібні	**Накопичення брил**: великих середніх дрібних		
100–50 50–25 25–10		**Галька**: велика середня дрібна	**Галечник**: великий середній дрібний	**Щебінь**: великий середній дрібний		
10–5 5–2 2–1		**Гравійні зерна**: великі середні дрібні	**Гравій**: великозернистий середньозернистий дрібнозернистий (пісок великозернистий)	**Жорства**: великозерниста середньозерниста дрібнозерниста (пісок великозернистий)		
1–0,5 0,5–0,25 0,25–0,1	Піщані	**Піщані зерна**: великі середні дрібні	**Піски**: великозернисті середньозернисті дрібнозернисті		**Пісковики**	
0,1–0,05 0,05–0,005 0,005–0,001	Алевритові	**Алевритові частинки** великі середні дрібні	**Алеврити**: великозернисті (тонкозернисті піски) середньозернисті дрібнозернисті		**Алевроліти**	
<0,001	Глинисті	Глинисті частинки	Глини		Аргіліти	

Таблиця 4.3

Зіставлення класифікацій пухких порід змішаного складу [20]

Вміст частинок величиною 0,01 мм, %	За Н.М. Сібірцевим, 1987	За Л.Б. Рухіним, 1953
До 5	Пісок	Пісок
5–10	Пісок глинистий	Пісок глинистий
10–20	Супісок великий	Алеврити великозернисті (тонкозернисті піски)
20–30	Супісок дрібний	Алеврити великозернисті
30–40	Суглинок грубий	Алеврити дрібнозернисті
40–50	Суглинок тонкий	Алеврити тонкозернисті
50–60	Глина груба	Глина піщаниста
60–75	Глина тонка	Глина алевритова
75 і більше	Глина типова	Глина типова

✓ Ситовий метод застосовують для піщаного та дрібного гравійно-галечникового матеріалу. З відслонення беруть зразки породи: діаметром 0,1–0,5 мм – масою 200 г; 0,5–1 мм – 500 г; 2 мм–2 см – 2–3 кг; до 7 см – до 15 кг; більше 10 см – 50 кг. Пересівають крізь сита з розмірами комірок, які дорівнюють градаціям частинок за розмірами (наприклад, 2,5 см, 1 см...1 мм). Визначають масу кожної фракції.

✓ Тест на скочування. Проводять у полі для піщано-глинистого матеріалу: 1) *піщаний суглинок*, скочуючись у вологому стані у "ковбаску", дає тріщини і легко розпадається на шматки. Під час розтирання на долоні шматка породи прощупуються окремі піщані зерна. Містить багато піску і заразом достатню кількість алевриту та глини, які надають йому зв'язність; 2) *суглинок* легко скочується у шнурок після намокання, коли намагаються згинати, дає тріщини. Це суміш зерен різної розмірності – піску, глини, алевриту, шорсткуватий на дотик, досить однорідний і пластичний; 3) *пилуватий суглинок (лес), як і пилуваті породи в цілому*, визначають прощупуванням і розтиранням на долоні. У зволоженому стані не скочується у шнур; утворює грудочки, які не руйнуються, коли беруть у руки. Має середній вміст піщаної фракції, більше 50% алевриту і невелику домішку глинистих частинок; 4) *глинистий (важкий) суглинок* добре скочується у тонкий шнурок; коли згинають, утворює незначні тріщини; розминається у руках, утворюючи важку компактну масу; 5) *глина* під час скочування між пальцями утворює довгий тонкий шнур, який не дає тріщин під час згинання; дуже пластична і прилипає до рук. Для аналізу беруть 15–25 г породи [28].

Структура глинистих порід – це окремості, на які поділяється порода під час її механічного руйнування. Шмат породи, взятий зі шару, кидають на плоску поверхню (лопату), аналізують вигляд отриманих окремостей. Назви структури можуть бути такі (за С.О. Захаровим): грудкувата, горіхувата, стовпчаста, призматична, плитчаста та ін.

Гранулометричний аналіз дрібнопіщаного, алевритового та глинистого матеріалу для достовірнішої ідентифікації проводять у лабораторних умовах.

✓ Метод осадження. Полягає у визначенні швидкості осадження зерен у воді під дією сили тяжіння, сил інерції (у тім числі відцентрових) або електро-статичних сил. Осадження, яке відбувається під дією сил тяжіння, називається відстоюванням. Порцію матеріалу заливають деякою кількістю води (200 мл), розбовтують і спостерігають. Більші уламки падають на дно швидше, менші зависають. Відокремлюють, поступово зливаючи воду, фракції і визначають їхню масу.

✓ Метод фільтрування. Це процес розділення за допомогою пористої перегородки, здатної пропускати рідину, але затримувати завислі в середовищі тверді частинки. Відбувається під дією сил тиску або відцентрових сил. Виконують у спеціальних пристроях – фільтпресах, нутч-фільтрах, барабанних, стрічкових вакуум-фільтрах та ін. Застосовують для тоншого розділення суспензій і пилу, ніж шляхом осадження.

✓ Спосіб центрифугування. Виконують у машинах-центрифугах. Головна частина центрифуги – барабан зі суцільними чи дірчастими стінками, який обертається з великою швидкістю. Внутрішня поверхня барабана покрита фільтрувальною тканиною. Матеріал відцентрова сила відкидає до стінок барабана. Більші частинки (наприклад, 0,005 мм) залишаються на поверхні тканини, а менші (0,001 і дрібніші) разом із рідиною через отвори видаляються назовні. Далі частинки висушують і визначають масу кожної фракції [22].

Дані гранулометричного аналізу подають у наочній формі: у вигляді таблиць (табл. 4.4), графіків – кумулятивної кривої (рис. 4.1.2), рівнобічного трикутника (рис. 4.1.3). Наприклад, під час досліджень пухкої породи підраховано 20% гравію, 30% піску і 50% мулу. На трикутнику номенклатури визначаємо назву пухкої породи – мулисто-піщанистий гравій. Існують також інші визначники порід у вигляді трикутника, наприклад, для піску, алевроліту та глини [2].

Таблиця 4.4

Гранулометричний аналіз грубо-середньоуламкових відкладів розрізу першої надзаплавної тераси ріки … (поблизу с. …) [2]

Номер за пор.	Розмір фракції, мм	Маса фракції, г	Вміст фракції, %	Коротка характеристика фракції. Примітки

Табличне подання результатів гранулометричного аналізу доповнюють побудовою *кумулятивної кривої* (див. п. 4.8). За її допомогою визначають *гранулометричні коефіцієнти*: Q_1, Md, Q_3. Q_1 означає, який гранулометричний розмір має найдрібніша ¼ частина проби, тобто якому розміру на шкалі кумулятивної кривої відповідає перетинання кривої на 25%; *Md* – це середній розмір часток у пробі, тобто якому розміру на шкалі кумулятивної кривої відповідає перетинання кривої на 50%; Q_3 означає, який гранулометричний розмір має найдрібніша ¾ частини проби, тобто якому розміру на шкалі кумулятивної кривої відповідає перетинання кривої на 75% [41].

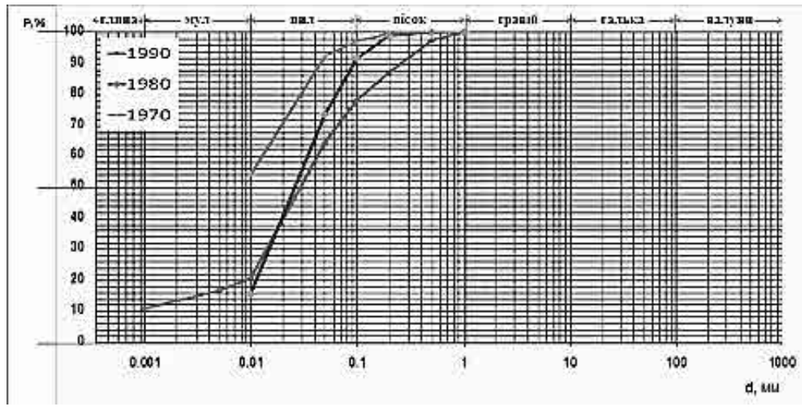


Рис. 4.1.2. Приклад кумулятивних кривих гранулометричного складу наносів

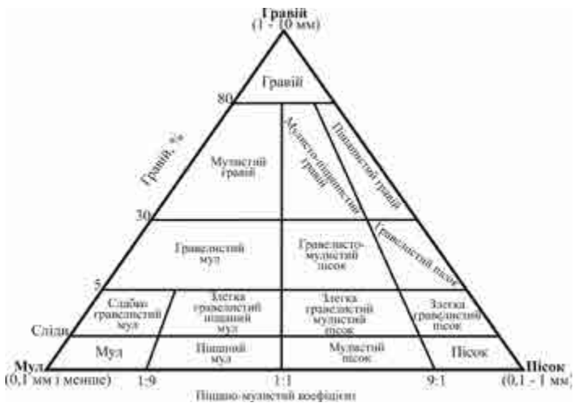


Рис. 4.1.3. Номенклатура для сумішей гравію, піску і мулу [7]

Гранулометричний аналіз порід і відкладів дає змогу скласти уявлення про їхній генезис та умови утворення. Розмір матеріалу пов'язаний з характером і силою дії тих чинників, які переносять уламки до місць відкладання. Гранулометрія допомагає з'ясувати характер тектонічних умов: наявність більш грубоуламкових порід свідчить про тектонічні підняття території, оскільки під час великої швидкості піднять відбувається інтенсивне руйнування й осадження порід; зміна грубоуламкових на середньо- і дрібноуламкові породи свідчить про згасання тектонічної активності; тонкозернисті відклади означають, що переважає опускання території. Великозернисті піски часто формуються на узбережжях, середньозернисті – у руслових потоках, а дрібнозернисті піски, алевритові та глинисті породи – у спокійних динамічних умовах, наприклад, у стоячих водоймах.

Однією з характеристик структури відкладів є їхнє *сортування*. Це групування за розмірами домінуючої частини матеріалу після транспортування.

Коефіцієнт сортування відкладів S_0 обчислюють за формулою

$$S_0 = \sqrt{(Q_3 / Q_1)}\,,$$

де Q_3 – розмір частинок, який відповідає на кумулятивній кривій перетинанню лінії на 75%; Q_1 – розмір частинок, який відповідає на кумулятивній кривій перетинанню лінії на 25%. За результатами обчислення коефіцієнту сортування визначають ступінь сортування відкладів. Відклади вважаються:

добре відсортованими, якщо $S_0 \le 1{,}54$;

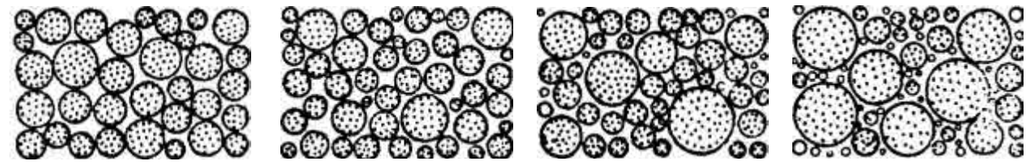
середньо відсортованими, якщо $1{,}54 < S_0 < 2{,}12$;

погано відсортованими, якщо $S_0 \ge 2{,}12$ [41].

Добре сортовані відклади мають понад 70% однієї фракції, середньо-сортовані – 50–70%, у слабко сортованих жодна фракція не переважає (рис. 4.1.4).

За характером розподілу фракцій породи можуть бути:

– однофракційні – містять понад 90% однієї фракції. Є спокійні геодинамічні умови формування. Це добре сортовані відклади;



а *б* *в* *г*

Рис. 4.1.4. Визначення в польових умовах ступеня сортування осадів: *а)* добре сортовані; *б)* середньо сортовані; *в)* погано сортовані; *г)* дуже погано сортовані [7]

– двофракційні – із вмістом кожної з двох фракцій понад 10% і в сумі 90%. Говорять про поступову зміну умов осадонагромадження. Такий склад відкладів вважають середньо сортованим;
– різнофракційні – багато фракцій, кожна з яких має більше 10%. Свідчать про різку зміну динамічних умов осадонагромадження. Відклади слабко сортовані, оскільки жодна з фракцій не переважає;
– змішанофракційні – багато фракцій нерівномірного вмісту, у тім числі менше 10%. Є часті зміни умов осадження відкладів. Відклади слабко сортовані;
– краєфракційні – наявні дуже дрібні та дуже великі фракції, проміжних менше 10%. Свідчать про умови, що різко відрізняються від попередніх або динамічну диференціацію одного головного середовища відкладання (наприклад, чергування двох порядків швидкостей) [1].

Крім гранулометричного аналізу, під час літологічних досліджень визначають також форму й обкатаність уламків.

✓ *Форму* визначають для однорідного за петрографічним складом і розмірами матеріалу, оскільки ці чинники суттєво впливають на зовнішній вигляд уламків [11]. Її з'ясовують для валунного, гравійно-галечникового матеріалу та піску. Кожен уламок має певну *довжину* (довга вісь *a*), *ширину* (середня вісь *b*) і *товщину* (коротка вісь *c*) (рис. 4.1.5). Для означення форми уламка обчислюють співвідношення між цими трьома взаємно перпендикулярними осями (*b*/*a* або *c*/*a*). Що ближче значення співвідношення *b*/*a* до нуля, то довший уламок; що ближче значення *c*/*a* до нуля, то він тонший.

Для визначення форми уламків виконують вимірювання безпосередньо в полі 100 одиниць на площі 1 м². Застосовують лінійку або мірну стрічку (рулетку).

Після обчислення довжин осей переважаючу сукупність уламків зачисляють до одного з чотирьох типів: *округлих, дископодібних, сплющених (пластинчастих) чи роликових*.

Відомо, що у русловому потоці під час поступального руху води галька набуває форми тривісного еліпсоїда, на морських та озерних узбережжях під час коливальних хвильових переміщень – дисковидної форми. Перенесені льодовиком уламки мають праскоподібний вигляд, а піддані вітровій коразії зерна – тригранних пірамід.

У кристалічних породах відзначають габітус або вигляд зерна: волокнистий, листкуватий, сплющений, призматичний, кубічний і т.д. Свою форму мають не тільки кристали, а й раковини, сфероагрегати. Включення та кристали зберігають або втрачають форму, тому зазвичай описують всі спотворення або її невиразності.

Для видовжених уламків (a>b) визначають їхню *орієнтацію* – напрям довгої осі стосовно сторін горизонту або напряму руху одного з чинників транспортування. Чинниками перенесення уламків є вода, вітер, лід, сила тяжіння. За орієнтацією уламків у товщі відкладів, які не зазнали післяседиментаційних перетворень, можна визначити напрям потоку транспортувального чинника. Відповідно розрізняють поздовжню, поперечну та діагональну орієнтацію уламків щодо потоку перенесення.

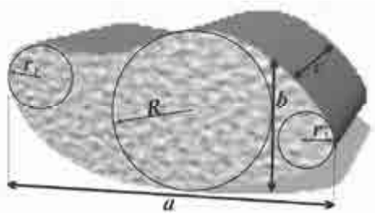


Рис. 4.1.5. Показники форми уламка: *a* – довга вісь; *b* – середня вісь; *c* – коротка вісь; *R* – радіус вписаного в уламок кола; r_1 – радіус одного кута; r_2 – радіус другого кута

Поздовжня орієнтація – це розташування уламків довгою віссю паралельно до напряму потоку. Уламки повернені до потоку своїм найменшим перерізом, і отже, створюють йому найменший опір.

Поперечна орієнтація – це розташування уламків довгою віссю перпендикулярно напряму потоку перенесення. Утворюється під час транспортування уламків перекочуванням.

Діагональна орієнтація – встановлення уламків під певним кутом довгої осі до напряму переміщення. Формується, коли на уламки діяли два взаємно перпендикулярні чинники транспортування, наприклад, переважаючі та бокові вітри або течії головної і бокових приток ріки.

Якщо фіксують два головних напрями орієнтації довгої осі, то її означують як *бімодальну*. У цьому випадку узгоджені з напрямом перенесення подовгуваті плоскі уламки, а неузгоджені, тобто простягаються впоперек руху потоку, – циліндричні та веретеноподібні.

Дослідження виявили, що у нешвидкому русловому потоці подовгуваті галечники залягають впоперек до течії. Нахил площини найбільшого перерізу – вверх по течії або, як ще називають, мають характерну черепичну форму залягання. У швидких гірських потоках довгі осі гальки видовжені вздовж потоку і нахил проти течії. На заплаві – паралельно або під кутом до течії, оскільки виносяться паводковими водами обабіч русла. На морських та озерних узбережжях галечники залягають довгою віссю паралельно до берега, падіння плоскої сторони уламка звернене до моря. Гальки донної та основної морени витягнуті вздовж руху льодовика.

✓ Для вимірювання орієнтації уламків використовують гірський компас. Вимірювання виконують для 100–150 штук уламків, величиною понад 1 см. Результати записують у таблицю Microsoft Exel. Після набору всіх значень будують розу-діаграму за допомогою: Microsoft Exel / Меню-Вставка / Діаграми / Інші / Пелюсткова. Вона наочно відображає переважаючі значення орієнтування довгих осей чи ліній падіння площини максимального перерізу уламків. За цими даними можна визначити напрям течії ріки, руху льодовика, лінію узбережжя.

✓ Важливою характеристикою уламків є їхня *обкатаність*. Це стирання гострих кутів, ребер і нерівностей на поверхні уламків. Ступінь обкатаності залежить від динамічних характеристик чинника перенесення, вихідної форми уламка, дальності перенесення, міграційної здатності уламків. Найбільше обкатує уламки вода, яка тече, дещо менше – льодовик. Ще один чинник – вітер зумовлює коразію оголених порід піщинками, які переносить, і згладжує їхні форми.

Виділяють п'ять класів обкатаності уламків:

- 0 класу – не обкатані;
- 1 класу – ледь обкатані: злегка затерті краї;
- 2 класу – слабко обкатані: затерті кути і ребра, зберігають первинні обриси;
- 3 класу – обкатані уламки: близька до округлої форма зі згладженими краями, проте ще простежуються первинні обриси;
- 4 класу – відмінно обкатані: сферична чи еліпсоподібна форма з гладкою поверхнею, первинні обриси втрачені [36].

Коефіцієнт обкатаності уламків k_{o1} обчислюють як середнє арифметичне значень візуально визначених класів

$$k_{o1} = \frac{1n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4}{\sum n},$$

де $1 \cdot n_1$, $2 \cdot n_2$, $3 \cdot n_3$, $4 \cdot n_4$ – кількість уламків 1, 2, 3 і 4 класів помножена на відповідний їхній клас; $\sum n$ – їхня сумарна кількість. Не обкатані уламки у формулі не враховують, оскільки множення 0 класу на його кількість ($0 \cdot n_0$) дасть нуль.

Наприклад, нехай на заплаві перерахували 100 одиниць гальок, з яких 0 класу – 13 штук; 1-го – 32; 2-го – 28; 3-го – 14; 4-го – 13. Сумарний коефіцієнт обкатаності становить

$$k_{01} = \frac{1 \cdot 32 + 2 \cdot 28 + 3 \cdot 14 + 4 \cdot 13}{100} = \frac{182}{100} = 1{,}82 \approx 2$$

Отже, в наведеному прикладі на заплаві переважають слабко обкатані уламки другого класу.

Швидкість стирання уламків залежить від їхнього складу, маси та первинних розмірів. Швидше і сильніше стираються великі уламки м'яких порід. Доведено, що максимальна активність стирання порід будь-якого складу спостерігається на перших 60–100 км шляху, а після 200 км переносу форма майже не змінюється. Третього класу обкатаності досягають уламки після їхнього транспортування на 50 км і більше. Для суттєвих змін обрисів піщинок потрібне їхнє транспортування не менше, ніж на 700 км, або багатократне перевідкладання [20].

Якщо треба отримати об'єктивні дані значень форми уламків, то визначають такі коефіцієнти:

1) *коефіцієнт обкатаності* k_{o2}. Якщо виникають сумніви у візуальному визначенні класів обкатаності, то значення коефіцієнта знаходять через обчислення радіусів *r* кутів уламка. Використовують формулу

$$k_{o2} = \frac{\sum_{i=1}^{n} r_i}{Rn},$$

де r_i – кількість радіусів кутів уламка; $\sum_{i=1}^{n} r_i = r_1 + r_2 + \ldots + r_n$, *R* – радіус вписаного в цей уламок кола; *n* – кількість кутів. Що ближче значення цього співвідношення до одиниці, то більш обкатаний уламок. В округлого уламка значення радіуса кута та радіуса вписаного кола збігається, їхнє співвідношення дорівнює одиниці. Після обмірювань деякої кількості уламків, розробляють шкалу з п'яти градацій, де відповідним значенням присвоюють класи обкатаності (рис. 4.1.6);

2) *коефіцієнт сферичності* k_c. Виявляє наскільки форма уламка близька до форми сфери. Застосовують формулу

$$k_c = \frac{d}{a} \text{ [36]},$$

де *d* – діаметр уламка; *a* – довжина його довгої осі. Діаметр визначають, занурюючи уламок у мірну мензурку, об'єм витісненої рідини дорівнює його об'єму *v*. Далі за формулами

$$v = \frac{\pi d^3}{6}; \; d = \sqrt[3]{\frac{6v}{\pi}}.$$

Що ближче значення співвідношення *d*/*a* до одиниці, то більше форма уламка нагадує сферу (у сфери = 1).

Визначення діаметра уламка через його об'єм на практиці досить трудомістке. Пропонуємо інший спосіб обчислення діаметра. Уявимо деяку сферу, вписану в куб. Її діаметр дорівнює ребру куба, а об'єм майже вдвічі менший. Тепер довільне тіло уявно впишемо у паралелепіпед. Воно теж займатиме половину його об'єму. Тому обчислити діаметр *d* будь-якого тіла можна за такою формулою:

$$d = \sqrt[3]{abc},$$

де *a* – довжина; *b* – ширина; *c* – товщина уламка;

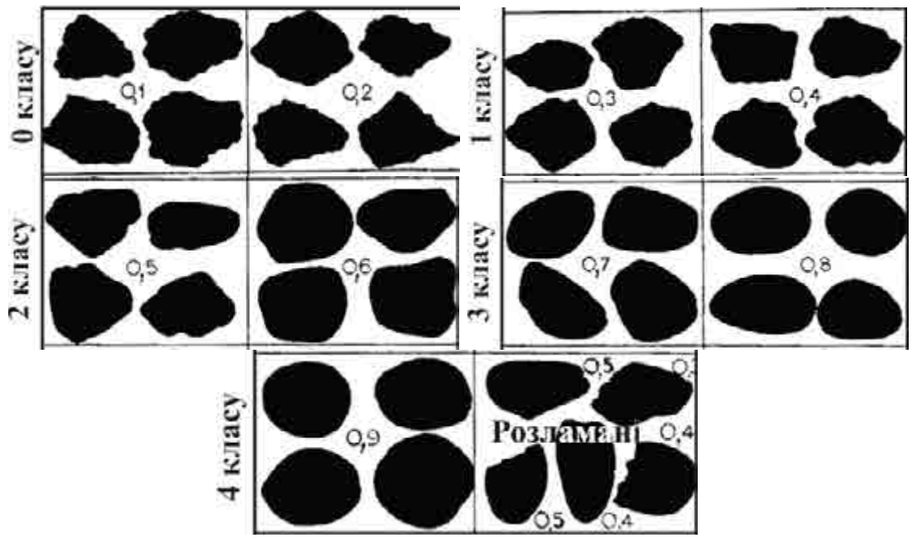


Рис. 4.1.6. Схема для оцінки обкатаності гальки [7]

3) коефіцієнт подовгуватості (довжини) k_d уламка. Є оберненим до коефіцієнта сферичності, тому на практиці визначають один з цих двох коефіцієнтів відповідно до завдань дослідження

$$k_d = \frac{a}{d},$$

де a – довжина; d – діаметр частинки.

Що більше значення цього співвідношення відрізняється від одиниці, то довший уламок. За іншою формулою

$$k_d = \frac{2a}{b+c} - 1,$$

де b – ширина; c – товщина уламка [47].

Чим більший результат обчислення за цією формулою, тим довший уламок;

4) коефіцієнт сплющеності (товщини) k_t уламка. Виявляє наскільки частинки є плоскими

$$k_t = \frac{c}{d},$$

де c – товщина; d – діаметр частинки.

Що ближче значення співвідношення до нуля, то більш сплющене тіло. Інша формула визначення цього коефіцієнта така:

$$k_t = \frac{a+b}{2c} - 1 \text{ [47].}$$

У цьому співвідношенні чим більший результат обчислення, тим тіло тонше;

5) коефіцієнт ізометричності k_i. Ізометрія уламка – однаковість його розмірів у різних напрямах. Визначають за формулами

$$k_{i1} = \max\{a/d, b/d, c/d\},$$

обчислюють максимальні значення серед цих трьох часток. Що ближче значення до одиниці, то більш ізометричне тіло, і, навпаки, чим більше результат відрізняється від одиниці, тим воно слабко ізометричне;

$$k_{i2} = \frac{a+c}{2b} - 1 \text{ [47].}$$

Що більше значення цього співвідношення, то тіло більш ізометричне.

✓ Клас обкатаності уламка визначають разом із визначенням його форми. Беруть 100 штук уламків на площі 1×1 м. Клас обкатаності уламка часто з'ясовують візуально, порівнюючи його з наявними еталонами чи згідно з описами класів у відповідних підручниках чи методичних рекомендаціях. Підтвердження правильності віднесення до певного класу виконують обчисленням коефіцієнта k_{o2}.

За результатами досліджень складають таблицю, в колонках якої записують: номер уламка, клас обкатаності, результат обчислення співвідношення осей в/а і с/а, коефіцієнти сферичності (або подовгуватості), сплющеності, ізометричності, напрям орієнтування довгої осі у видовжених уламків (табл. 4.5). Знаходять сумарні коефіцієнти форми й обкатаності.

Таблиця 4.5

Показники форми валунно-галечникового матеріалу у розрізі морени біля села…

Номер уламка	Клас обкатаності	b/a	c/a	k_c	k_t	k_i	Азимут простягання довгої осі

✓ У гравійно-галечникових відкладах у польових умовах визначають також характер поверхні. Він може бути горбистим, ямковим, згладженим і гладким. Характер поверхні піщаних зерен визначають під мікроскопом. Що гладша поверхня, то краще обкатані уламки.

4.1.4. Вивчення текстури порід

Текстура породи – це впорядкування складових частин осадової породи, яке виявляється в їхньому орієнтуванні, відносному розташуванні та розподілі у товщі. Текстурні ознаки впливають на характер і динаміку середовища відкладання осадів [40].

До текстур зачисляють:

- характер розподілу матеріалу в розрізах, перпендикулярних нашаруванню – *внутрішарові текстури*;
- різні знаки на поверхнях нашарувань – *поверхневі текстури*.

Залежно від часу та причин формування текстури поділяють на три групи:

– *первинні* виникають у процесі осадонагромадження, відображають особливості динаміки акумулювального геологічного агента (наприклад, утворення горизонтальної шаруватості в стоячій воді);
– *вторинні* сингенетичні (одночасні) з осадонагромадженням, але формуються процесами, які не пов'язані з діяльністю головного чинника седиментації (крижані жили, які утворилися одночасно з накопиченням делювію, сліди розчинення кристалів солі, конкреції). Вони виникають здебільшого у процесі діагенезу, тому їх ще називають *діагенетичними*;
– *епігенетичні* пов'язані з процесами постседиментаційного перетворення осаду (тріщини всихання на поверхні такирів; кріогенні текстури, утворені внаслідок сезонного промерзання-відтаювання багаторічномерзлих порід) [1].

Серед вторинних та епігенетичних текстур найпоширеніші ті, які пов'язані з мерзлотними та гравітаційними процесами. Важливе значення у морфолітологічних дослідженнях має вивчення первинних текстур.

Внутрішарові текстури

Виділяють три види внутрішарових текстур: 1) шарувата або верствувата; 2) флюїдальна; 3) невпорядкована (рис. 4.1.7).

1. Шаруваті (верствуваті) – це текстури складових частинок породи, впорядкованих більш-менш паралельно одна до одної. Свідчать про короткі періодичні зміни умов нагромадження, невелику швидкість і перерви в акумуляції відкладів.

Розрізняють шаруватість зовнішню та внутрішню.

➢ *Зовнішня шаруватість*, або власне шаруватість, виражена шарами. Шари відрізняються один від одного складом, кольором та ін. Кожен шар виникає зі зміною географічних умов акумуляції (наприклад, у разі перетворення річкового русла в старицю, шар руслового алювію перекриється шаром старичного). Межі між шарами називають шаровими швами.

➢ *Внутрішня шаруватість* простежується всередині шарів і представлена *прошарками*. Прошарки утворюються в короткочасних пульсаціях транспортуючого агента, але в незмінній

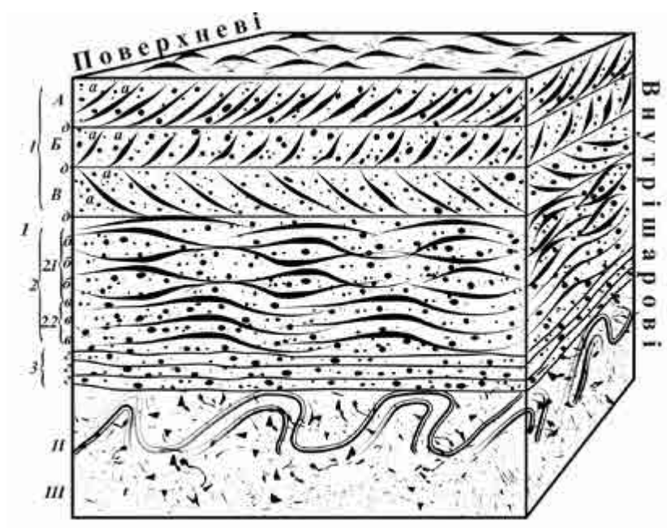


Рис. 4.1.7. Типи внутрішарових текстур осадових порід:
I – шаруваті; *II* – флюїдальні; *III* – хаотичні. У шаруватих текстурах виділяють шари:
1 – косі; *2* – хвилясті: *2.1.* – лінзовидні; *2.2.* – власне хвилясті; *3* – горизонтальні;
А,Б,В – серії: *А,Б* – однонаправлені, *Б, В* – різнонаправлені; *а,б,в,г* – прошарки, *д* – серійні шви

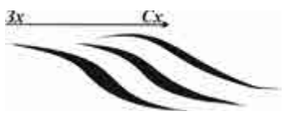
фаціальній обстановці (наприклад, у руслі ріки накопичується шар руслового алювію, в якому помітна коса шаруватість). Ритмічність пульсацій веде до того, що прошарки в розрізі багаторазово повторюються, і групуються в *серії*. Межі між серіями прошарків називаються серійними швами.

Геологічні тіла, складені однорідною осадовою породою, обмежені двома паралельними поверхнями напластування, мають постійну потужність і значну площу називають *пластом* [43]. Назви пластів визначають за складом порід, які його утворюють: пласти вапняків, пісковиків тощо. Потужність пластів коливається від 30–40 см і більше. Поверхня, яка обмежує пласт зверху, називається *крівлею*, знизу – *підошвою*.

Ряд шарів або пластів, об'єднаних за якою-небудь ознакою, – віком, походженням, петрографічним складом, називають *світою*.

Загалом товща порід складається з таких текстурних елементів: прошарок – серія – шар – пласт – світа/горизонт – комплекс відкладів.

В осадах поширені три морфологічні типи внутрішньої шаруватості: *коса, хвиляста* та *горизонтальна*. Кожен тип поділяється на підтипи, види та різновиди.



o *Коса* шаруватість – це коли прошарки нахилені до серійних швів. Межі прошарків рівні, а напрям падіння збігається з напрямом руху потоку. Утворюється при найвищих швидкостях переміщення уламків. Головними чинниками формування є вода або вітер. Напрям падіння косих елементів вказує на напрям течії води або напрям вітру. Кожний прошарок утворюється на крутому схилі підводного валика, дюни чи уступу берегової відмілини.

Для руслових відкладів характерний діагональний підтип косої шаруватості: межі серій рівні, нахил прошарків однаковий. Дельтовим осадам властивий флексуроподібний підтип: межі серій також рівні, але прошарки зігнуті у вигляді букви S. В еолових відкладах буває виражений перехресний (клиновидний) підтип: серійні шви часто зрізають один одного, а рисунок прошарків різний. Делювіальні накопичення відрізняються досить складною черепично-лінзовидною шаруватістю: чергування шарів змитих порід з шарами похованих ґрунтів; межі шарів паралельні до поверхні схилу; малопотужні і дуже короткі косошаруваті серії; швидка зміна орієнтування серійних швів. Косохвилястий підтип формується за помірних швидкостей транспортуючого чинника. Серійні шви тут вже не рівні, а вигнуті. Крім того, можуть згинатися і самі прошарки – що нижча швидкість, то сильніший вигин і менший кут їхнього нахилу.

o *Хвиляста шаруватість* – криволінійна форма прошарків, які паралельні один до одного. Межі прошарків і серійних швів мають легкі вигини. Формується за малих швидкостей транспортування частинок. Найбільш поширений вид – лінзовидна шаруватість.

o *Горизонтальна шаруватість* – шари та прошарки паралельні до площини нашарування (рис. 4.1.8). Виникає в спокійних умовах осадонагромадження (ложе океану, глибоководна частина

а *б*

Рис. 4.1.8. Шарувата текстура флішових відкладів:
а) середньошарувата, складена головно прошарками пісковику і менше – алевролітами й аргілітами;
б) дрібношарувата (або тонкошарувата), складена здебільшого аргілітами й алевролітами та прошарками пісковику

озера, болото). Прошарки виявляють зміну матеріалу, який надходить. Спостерігається головно в піщаних, алевритових і глинистих породах.

1. Флюїдальні – це текстури зім'яття, стискання (рис. 4.1.9). В породі наявні сліди правильного впорядкування шарів, але вони зім'яті під час перебування у напівв'язкому стані. Свідчать про деформацію осадів одночасно з їхнім відкладанням або зразу після нього. В морських умовах утворюються внаслідок підводного сповзання на крутих схилах і подальшого перетворення в процесі діагенезу й епігенезу, зокрема, обезводнення та стиснення. В континентальних умовах – це зсувні, соліфлюкційні, мерзлотні, льодовикові процеси та відклади.

а *б*

Рис. 4.1.9. Косошарувата мульдоподібна текстура пісковику (*а*), флюїдальна мінералу (*б*) [10]

2. Невпорядковані або хаотичні текстури – частинки у породі розміщуються без видимого впорядкування. Свідчать про швидке осадження чи безперервний великий приніс матеріалу. Це обвально-осипні, моренні, відклади селевих потоків.

Якщо породи позбавлені внутрішньої шаруватості, то їх називають *масивними*.

Описуючи внутрішарові текстури, зазначають:

- морфологічний тип шаруватості (коса, горизонтальна);
- суть відмін між шарами: зміна складу і структури прошарків, зміна кольору, поява включень, нерівномірний розподіл органічних залишків, відміни в орієнтуванні уламків, характер сортування зерен у кожному прошарку, зміна розмірів зерен у серії і в групах серій вздовж розрізу;
- морфологічні ознаки прошарків (в одній серії):
  а) обриси в розрізі – прямолінійні чи криволінійні;
  б) співвідношення між собою – паралельне або не паралельне (поступово з'єднуються);
  в) кут нахилу (для косих);
  г) витриманість границь – перервні чи неперервні;
  д) чіткість границь – різкі, виразні, невиразні, поступові;
- морфологічні ознаки серії прошарків:
  а) обриси в розрізі – прямолінійні, вигнуті, хвилясті, клиновидні, мульдоподібні;
  б) співвідношення серій – паралельне, перехресне;
  в) направленість прошарків у суміжних серіях – однонаправлені, різнонаправлені;
  г) чіткість серійних швів – різкі, виразні, невиразні, поступові;
- потужність прошарків, серій і шарів. За товщиною шарів шаруватість поділяють на: масивну (понад 50 см), великошарувату (50–10 см), середньошарувату (10–2 см), тонкошарувату (2–0,2 см), мікрошарувату (частки міліметра). За потужністю серій розрізняють: дуже велику шаруватість (понад 1 м), велику (10 см–1 м), дрібну (10–1 см), дуже дрібну (менше 1 см) [1];
- форми й умови залягання шарів. Форми залягання: лінзи, виклинювання, вал, шлейф, перетиск пласта, роздуття пласта тощо. Умови залягання або їх ще називають елементами залягання пласта:
  а) простягання – лінія перетину крівлі пласта з горизонтальною площиною. Її характеризують *азимутом простягання* – розташуванням цієї лінії стосовно сторін горизонту;
  б) падіння – нахил пласта стосовно горизонтальної площини. Визначають азимут і кут падіння. *Азимут падіння* – площина, розташована перпендикулярно до простягання шару

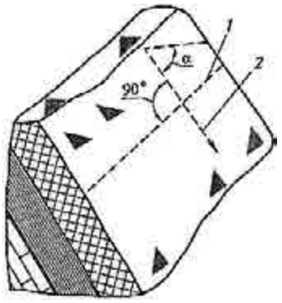


Рис. 4.1.10. Елементи залягання шару: *1* – лінія простягання, *2* – лінія падіння, α – кут падіння пласта

[47]. Якщо простягання має два азимути, то падіння – один. Азимут падіння відрізняється від азимуту простягання на 90º. *Кут падіння* – це кут між крівлею шару та горизонтальною площиною (рис. 4.1.10).

Шаруватість краще видно на незачищеному відслоненні. Її виявляють процеси вивітрювання. Проте в деяких візуально однорідних відкладах текстури видно на свіжих зрізах, після видалення лопатою верхньої кірки. Це характерно, наприклад, для лесів, які виявляють мікрошаруватість. Її можна розглянути під збільшенням (під лупою).

Поверхневі текстури

Це нерівності на площині поділу порід. Найпоширеніші види:

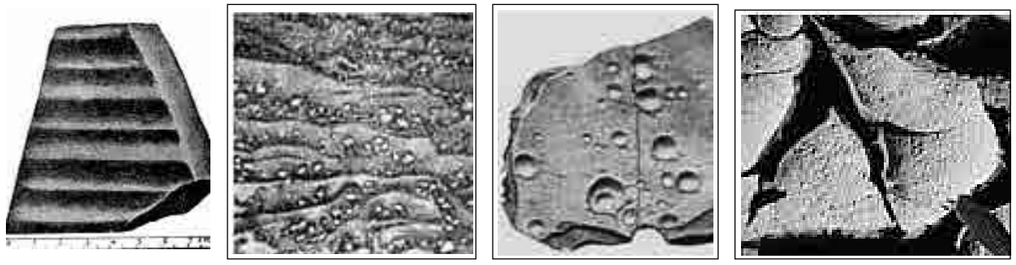
знаки брижів (рис. 4.1.11);

сліди течій або ерозійні текстури;

тріщини – всихання, морозобійні, болотні;

сліди руху організмів: повзання, заривання, волочіння;

сліди руху предметів – ковзання, перескакування, перескоків, штрихи від ударів;



а *б* *в* *г*

Рис. 4.1.11. Поверхневі текстури: *а)* брижі хвилювань; *б)* брижі течій; *в)* сліди дощових крапель [40]; *г)* тріщини всихання (www.geosci.unc.edu)

відбитки листя, черепашок, риб, лап і копит четвероногих;

псевдоморфози по кристалах, відбитки кристалів (наприклад, від розчинених кристалів солі);

сліди дощових крапель, граду;

конкреції й ооліти (рис. 4.1.12). *Конкреції* – округлоподібної форми неорганічні включення в осадових товщах, які відрізняються від середовища породи своїм складом. Бувають від декількох міліметрів до декількох метрів. *Ооліти* – дуже маленькі (до кількох міліметрів) конкреції; гієрогліфи – сліди невизначеного походження.

Найчастіше на поверхнях нашарувань трапляються *знаки брижів*. Вони утворюються внаслідок переміщення дрібного матеріалу в рухомому середовищі (чинники – вітер, водні потоки, морські й озерні течії). Відповідно розрізняють брижі: еолові, течій (поступальний рух) і хвилювань (коливний рух). Характерні для піщаних, алевритових порід. Визначають такі характеристики:

– відстань між гребенями валиків (довжина хвилі – D);
– висота гребенів валиків над основою (висота хвилі – H);
– індекс брижів ($i=D/H$). У водних брижів він коливається від 5 до 10, у вітрових – від 20 до 50;
– форма валиків упоперек і в профілі;
– будова матеріалу, з якого складені брижі [1];

Рис. 4.1.12. Конкреція (*а*) й ооліт (*б*) [18]

– максимальна (L_{max}) і мінімальна (L_{min}) довжина брижів в одній пачці;
– довжина (горизонтальна проекція) навітряної ($L_н$) і підвітряної ($L_п$) сторони брижі;
– індекс симетрії ($L_н/L_п$);
– відстань, паралельна до гребеня, вздовж якої видно кривизну L_d;

– відхилення лінії гребеня від прямої на певній відстані d;
– індекс паралелізму ($L_d \cdot L_{min}/L \cdot L_{max}$), де L – середнє значення довжин бриж [7].

Знаки брижів чітко визначають обстановку осадонагромадження: симетричні брижі – типові лише для водного середовища, несиметричні можуть формуватись і вітром, і в прибережних умовах. Їх розрізняють за індексом i.

Текстури поверхонь нашарування дають суттєво цінні відомості для палеокліматичних реконструкцій.

4.1.5. Характеристика осадових тіл

Після дослідження окремих елементів верств порід приступають до визначення взаємовідношень між ними й аналізу осадових тіл у цілому. Аспекти характеристики такі: контакти між шарами порід, узгодження між ними, форми осадових тіл, визначення потужності товщ.

✓ Під час вивчення осадових тіл визначають такі *характеристики контактів між ними*:
– вираженість: різкі, нерізкі, розпливчасті;
– обриси: рівні чи нерівні (ламані). Для нерівних контактів визначають їхню абсолютну та відносну висоту в різних точках, параметри нерівностей, мікроморфографія нерівностей, співвідношення з підстеляючими шарами – зрізання шарів чи збігання з пластовими поверхнями, характер перекриваючих відкладів на підвищеннях і в пониженнях нерівностей;
– витриманість у розрізі: витримані чи переривчасті;
– прояви переходу одного шару в інший: зміна складу, структури чи текстури [16].

Характер контактів свідчить про перервність чи неперервність накопичення осадів. Рівні нерізкі контакти пов'язані з неперервністю осадонагромадження, а нерівні різкі – про перерви цього процесу. Нерівні контакти можуть бути пов'язані з давніми ерозійно-денудаційними процесами, зокрема з розмивом чи акумуляцією матеріалу, що цікаво в геоморфологічному плані.

➢ У формуванні шаруватих товщ гірських порід можливі два варіанти їхнього залягання – *узгоджене і неузгоджене* (рис. 4.1.13). В узгодженому заляганні кожна вищележача товща або пачка порід без будь-яких слідів перерви в осадонагромадженні залягає на підстеляючих їх породах, утворюючи узгоджене залягання шарів. Таке співвідношення виявляє безперервність процесу накопичення осаду, що обумовлює закономірну зміну тільки складу осадових гірських порід протягом відповідного періоду їхнього розвитку.

При узгодженому заляганні контакти пластів практично паралельні та неперервні. Воно зберігається при нахиленому і складчастому заляганні пластів.

У другому випадку між шарами, які лежать вище, і підстеляючими їх, стратиграфічна наступність порушується і відкладів тих або інших стратиграфічних горизонтів немає. Внаслідок з'являється неузгоджене залягання порід. Поява неузгоджень обумовлюється різними причинами. Вони можуть бути результатом перерви в осадонагромадженні або виникнути у разі тектонічних переміщень одних товщ стосовно інших.

➢ За генезисом виділяють *стратиграфічні та тектонічні* неузгодження.

В стратиграфічних неузгодженнях відбувається випадання тих або інших порід із розрізу внаслідок припинення осадоутворення або руйнуються і розмиваються раніше утворені породи. Тому основною особливістю цього виду неузгодження є наявність у розрізі так званої поверхні розмиву. По цій поверхні проходить контакт порід із значною віковою різницею.

Тектонічні неузгодження можуть бути зумовлені тектонічними розривами шарів різного віку і літологічного складу, переміщеннями по них окремих блоків гірських порід. В умовах доброї оголеності порід і достатньої детальності геологічних досліджень тектонічне неузгодження легко відрізнити від стратиграфічного. Для достовірного визначення тектонічного неузгодження треба керуватися такими критеріями: а) пласти давніших порід завжди на-

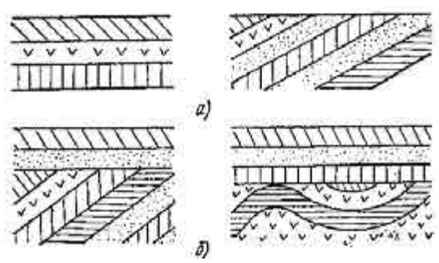


Рис. 4.1.13. Співвідношення шарів порід: *а)* узгоджене; *б)* неузгоджене

сунуті на молодші гірські породи; б) на контакті між світами різного віку утворюється система дзеркал сковзання та розтертої маси тектонічної брекчії; в) площина контакту зрізає шари нижньої світи, утворюючи кутове неузгодження [18].

✓ При неузгодженому заляганні відкладів потрібно схарактеризувати умови залягання порід під і над поверхнею неузгоджень, саму поверхню неузгоджень. Вона може бути виражена дуже різко або ледь помітно. Це залежить від тривалості перерви, наземних або підводних умов. На поверхні неузгоджень фіксують нерівності різного масштабу, відзначають сліди процесів давнього вивітрювання, розтріскування (якщо перерва відбувалася в континентальних умовах), сліди проживання різних організмів тощо.

➢ Виділяють *паралельні та кутові неузгодження*. У паралельних неузгодженнях кути залягання порід під поверхнею неузгоджень і над нею не змінюються. Якщо шари або пачки залягають паралельно між собою, то неузгодження визначають за випаданням окремих горизонтів, верств. Це підтверджується фауністично і часто виражено в різкій зміні літологічного складу порід.

Паралельне неузгодження може бути прихованим у тому випадку, якщо його поверхня виражена слабко і перерва в осадонагромадженні сталася всередині одноманітної літологічної товщі. Таке неузгодження виявляють тільки шляхом детального дослідження палеонтологічних решток і зміни петрографічного складу порід [29].

У кутових неузгодженнях фіксують різні кути залягання порід під поверхнею неузгоджень і над нею. Зазвичай давніші дислоковані відклади перекриває серія молодших осадів. Якщо неузгоджено залягаючі відклади мають різне простягання, то таке неузгодження називається *азимутальним*.

➢ Основні форми залягання осадових тіл – горизонтальне (нормальне), нахилене, лінза, виклинювання та перетиски шарів (рис. 4.1.14). Форми осадових тіл пов'язані з генезисом відкладів, фізико-географічними та тектонічними умовами утворення.

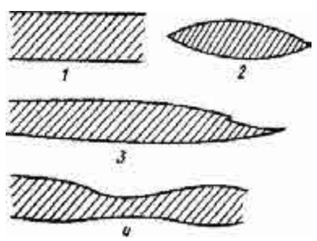


Рис. 4.1.14. Форми осадових тіл: 1 – нормальний горизонтальний шар; 2 – лінза; 3 – шар з виклинюванням; 4 – шар з перетиском [9]

Горизонтальне залягання шарів характеризується загальним горизонтальним, або близьким до нього розташуванням поверхонь нашарування. Ідеально горизонтального залягання шарів у земній корі немає, оскільки вже в процесі осадонагромадження шари отримують певний нахил, який може сягати 1–2°. У горизонтальному заляганні кожний шар, який лежить нижче, давніший, ніж той, що лежить вище. Співвідношення різновікових шарів з елементами рельєфу характеризується розташуванням давніх шарів у пониженнях, а наймолодших – на припіднятих ділянках рельєфу (наприклад, на вододілах).

Нахилене залягання є розповсюдженою загальною формою осадових тіл. Всі складчасті структури можна звести до комбінацій нахиленого залягання під різними кутами шарів, які мають відмінні азимути падіння та простягання. Всяке порушення початкового горизонтального залягання гірських порід називається *дислокацією*. Якщо потужна товща шарів на великій площі має нахил в один бік під постійним кутом, то говорять про *моноклінальне залягання*. З моноклiналями пов'язане утворення особливих форм рельєфу – куест.

Моноклінальне залягання порід дешифрують на аерофотознімках та космічних знімках [27]. На зображенні воно проявляється у вигляді пластових "трикутників" – пласти вигнуті так, що кут, утворений вигином в найнижчій точці рельєфу (в долинах), направлений вздовж падіння пластів, а в найбільш високій (на вододілі) – за їхнім підняттям. Як показують знімки, плавні вододіли, широкі долини і невеликі перевищення рельєфу утворюють широкі пластові трикутники (мають форму трапецій, напівовалів). Розчленований крутий рельєф формує часті з різкими вигинами пластові трикутники.

У нахиленому заляганні для визначення положення поверхонь нашарування у просторі користуються елементами залягання: лінією простягання, лінією падіння та кутом падіння.

➢ У нахиленому заляганні шарів можливі два варіанти залягання: *нормальне та перекинуте*. У нормальному заляганні покрівля шару розташовується вище його підошви.

Повертаючи шари доти, доки кут їхнього нахилу дорівнюватиме 90°, вони будуть залягати нормально, тобто не їхня покрівля буде розташована вище підошви, а молоді шари лежатимуть

на давніших. Повертаючи на більший кут, шари опиняться в перевернутому або перекинутому заляганні, тобто їхня підошва розташується вище покрівлі, а давніші шари – вище молодих. Кут падіння за величиною дорівнюватиме 90°, вони будуть залягати нормально, тобто їхня покрівля буде розташована вище підошви, а молоді шари будуть лежати на давніших. Повертаючи на більший кут, шари опиняться в перевернутому або перекинутому заляганні, тобто їхня підошва опиниться вище покрівлі, а давніші шари – вище молодих.

Визначити перекинуте залягання шарів можна за допомогою косої шаруватості. Її властивістю є те, що косонахилені прошарки плавно прилягають до основи шару, і різко зникають або розмиваються біля покрівлі [9].

✓ Якщо первинне залягання шарів горизонтальне або слабко нахилене, то воно свідчить про формування осадів на дні водойм. Горизонтальне залягання осадових тіл, яке витримане в різних напрямах на великі відстані, означає, що воно має морське походження відкладів. Якщо осадові тіла мають форму лінзи, складені глинистими породами, то вони озерного походження. У формі лінз часто залягають родовища нафти, газу, підземних прісних вод. Лінійно-видовжені тіла, складені піщаним матеріалом, – відклади водних потоків.

Вивчення контактів між шарами часто дає змогу виявити проникнення породи шару, який лежить вище, від підстеляючого. Це пояснюється появою тріщин у нижньому шарі, зумовлені ущільненням чи висиханням осаду, в які пізніше привноситься осад іншого складу.

Визначення потужності горизонтального шару на місцевості проводять декількома способами.

1. За допомогою анероїда. Різниця у відмітках підошви та покрівлі шару дасть його справжню товщину.

2. За допомогою кутоміра (клінометр на компасі). Вимірюють кут нахилу рельєфу (β), відстань вздовж схилу від крівлі до підошви (l) і визначають справжню товщину за формулою $H = l \cdot \sin \beta$ (рис. 4.1.15), де H – справжня потужність; l – видима потужність; β – крутість схилу.

3. За геологічною картою, на якій зазначено границі шарів чи світ, а рельєф зображений горизонталями, справжню товщину легко визначити, знаючи січення горизонталей.

4. За допомогою геофізичних методів (щоб з'ясувати положення поверхонь, які залягають на значних глибинах).

5. За даними буріння свердловин.

Ширина виходу шару на поверхню та видима товщина залежить від багатьох чинників: справжньої товщини шару, рельєфу. На крутих схилах (кут нахилу ~90°) видима товщина близька до справжньої, а ширина виходу (на геологічній карті) наближається до нуля.

Потужність відкладів відображає тривалість тектонічних епох і формування осадів, величину ерозійно-акумулятивної діяльності різних чинників, яка залежить від інтенсивності й амплітуди тектонічних рухів земної кори.

➢ За характером зв'язку між окремими шарами і відношенням їх до давнішої основи виділяють (за М.В. Муратовим) три типи залягання осадових товщ: *трансгресивне, регресивне, міграційне*. Найрозповсюдженіший тип залягання осадових товщ – трансгресивний. Трансгресія виникає внаслідок опускання суші та дуже рідко завдяки підняття рівня океану, супроводжується просуванням моря на сушу. Трансгресивне залягання осадових товщ виникає внаслідок накопичення осадків у прогині на фоні загального тривалого опускання при наступному, досить швидкому підняттi. У цьому випадку давніші шари займають менший простір, ніж молоді, які розповсюджуються на все більшу площу. Розріз відкладів, які залягають трансгресивно (знизу вверх), характеризується закономірною зміною мілководних фацій (осадів) глибоководними. В основі часто залягають конгломерати.

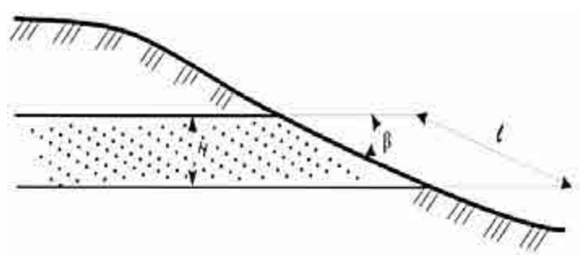


Рис. 4.1.15. Визначення справжньої товщини шару за допомогою кутоміра [9]

У трансгресивному типі залягання нерідко виділяють початкову інгресивну стадію. Інгресія – це затоплення морем понижених ділянок рельєфу, передусім річкових долин і міжгірських западин. Інгресивно залягаючі шари приурочені до нижніх частин трансгре-

сивних товщ. У інгресивному залягання молодші відклади часто розташовуються гіпсометрично нижче, ніж раніше утворені. В процесі розвитку трансгресії інгресивне залягання у відкладах, які залягають вище, змінюється трансгресивним.

Регресивне залягання утворюється, коли море відступає, а піднімається суша, понижуючи його рівень, тобто внаслідок регресії. Для регресивно залягаючих шарів характерне послідовне зменшення площі, яку займають молодші відклади стосовно раніше утворених. Для розрізу типова закономірна зміна фацій знизу вверх від глибоководних до мілководних. Нерідко їхня верхня частина зникає, оскільки після відступання моря відбувається руйнування, вивітрювання і розмив.

Трансгресивний і регресивний типи залягання шаруватих товщ частіше всього суміщається в одному розрізі. На підставі аналізу розрізів виявляють напрям і тривалість тектонічних рухів, тобто відновлюють геологічну історію розвитку того чи іншого району.

Виділяється також міграційний (зміщений) тип залягання. Він проміжний між трансгресивним і регресивним типами залягання, і трапляється рідше. Йому властиве послідовне зміщення області накопичення осадків в одному напрямі. Виникає у басейні, де спостерігається диференціація вертикальних коливальних рухів. Одночасно одна ділянка басейну піднімається, інша – опускається. Загалом шаруватий комплекс має асиметричну будову, де нерівномірно розподілені товщини і склад осадку [8].

Характер залягання відкладів *порівнюють з формами чи елементами рельєфу* (рис. 4.1.16). Це допомагає визначити вплив геологічних структур на його формування, оцінити характер та інтенсивність проходження сучасних екзогенних процесів, їхню залежність від літологічного субстрату.

а

б

Рис. 4.1.16. Геологічна структура та рельєф Українських Карпат:
а) узгоджене простягання верств і схилів; *б)* поперечне простягання верств до падіння схилів
(с. Закирничне Рожнятівського р-ну Івано-Франківської обл.)

Акумулятивний рельєф відзначається збігом його поверхні з первинною крівлею відкладів і загальною узгодженістю з поверхнею напластування. Його генезис визначають за генезисом відкладів. Денудаційний рельєф зрізає горизонти давніших порід, які повністю оголені або мають малопотужний переривчастий покрив пухких порід, який є у фазі транзиту. Його генезис теж визначають за генезисом відкладів або за зв'язаними з ним акумулятивними формами.

4.1.6. Вміст органічних залишків

Прекрасними індикаторами середовища є викопні рештки рослин і тварин. Їхні рештки досліджує наука *палеонтологія*. Палеонтологічні методи поділяють на дві групи: палеофлористичні (палеоботанічні) та палеофауністичні (палеозоологічні). Вивчають залишки ссавців, риб, молюсків, великих рослинних залишків: деревини, листя, плодів, насіння, а також мікроскопічних рослинних залишків: спори і пилку, діатомей, форамініфер тощо. Вони найбільше поширені в четвертинних відкладах. Визначають залежність давніх організмів від умов середовища проживання, і особливо, від рельєфу і тих чинників, які його створювали.

Суть палеонтологічних методів полягає у виявленні значного просторового поширення викопних решток організмів, яке дає змогу виконувати на їхній підставі кореляцію (зіставлення) розрізів, що бувають значно віддалені один від одного [2]. Дослідження особливостей поховання решток організмів може розповісти про тектонічні, геоморфологічні і кліматичні умови минулих епох, дає змогу проводити палеогеографічні реконструкції.

Зазвичай виділяють два типи поховань: викопні рештки, поховані на місці їхнього проживання (*автохтонні поховання*) або залишки перенесені водними потоками або вітром перед похованням (*алохтонні поховання*, від грец. слів "інший" і "земля", тобто має походження з іншої місцевості).

✓ Під час характеристики залишків рослинного і тваринного походження зазначають:
- ступінь різноманітності форм за їхньою систематичною належністю;
- еколого-морфологічні особливості організмів (ознаки, які розкривають специфічність середовища);
- ступінь збереження залишків, що засвідчує умови перенесення та поховання;
- форма збереження органічних залишків, яка може бути пов'язана не лише з умовами поховання, а й геохімічним режимом осадонагромадження (окислювальні, відновні фації);
- спосіб розміщення й орієнтування органічних залишків у породі (можуть визначати обстановку поховання).

✓ Вивчаючи поховання давніх рослин і тварин, треба також звертати увагу на ступінь багатства залишків, співвідношення між залишками різних груп організмів, ступінь збереження решток, характер поширення різних груп у розрізі.

Ступінь збереження решток свідчить про динаміку середовища і в деяких випадках виявляє їхнє перенесення перед похованням. Вивчаючи поховання давніх рослин і тварин, в обов'язковому порядку потрібно зазначати, чи трапляються їхні залишки, наприклад, у вигляді цілком збережених раковин, чи їхніх фрагментів тощо. Що більше розламаний палеонтологічний матеріал, то більше він піддався перенесенню. Іноді вдається помітити, що подовжені залишки тварин розташовуються на площинах нашарування порід і орієнтовані в певному напрямі. Це дає змогу визначити напрям стародавніх течій.

Багатство викопних залишків визначають за їхньою кількістю на одиницю об'єму породи. Наприклад, можна з'ясувати, що в такому-то відслоненні в середньому на кубічний дециметр вапняку трапляється три раковини копалин. У багатьох випадках така точна кількісна оцінка неможлива, особливо коли в шарі трапляються не цілі раковини, а їхні фрагменти. В такому випадку ліпше говорити про відносне різноманіття, вживаючи вирази "дуже часто", "часто", "рідко", "дуже рідко" [38].

Кількісні співвідношення між залишками різних організмів у автохтонному похованні може дати уявлення про будову давніх співтовариств рослин і тварин. Досліджуючи цей показник, складають кругові діаграми співвідношення різних груп викопних решток у похованні.

У глинах, суглинках і лесах поширені дуже дрібні біологічні залишки. Щоб виділити їх з масиву породи, треба взяти шматок породи (1–6 дм^3), промити його водою, підставляючи сито з діаметром отворів не більше 0,5 мм. Дрібнозем вийде через отвори, а на ситі залишаться дрібні раковини молюсків чи інші органічні залишки. Їх висушують, пакують у м'який матеріал і транспортують у лабораторію. Надалі детально вивчають під мікроскопом. Описують відслонення, з якого були взяті проби.

Оскільки в різні відрізки четвертинного періоду Землю населяли різні комплекси організмів, то є змога зробити *стратиграфічне розчленовування четвертинної товщі*. Виключне значення для стратиграфії антропогену має *споро-пилковий аналіз*, оскільки стійкі до зовнішніх впливів спори і пилок наявні практично в усіх генетичних типах відкладів. Цей метод називають ще *палеопалінологічним*. Його суть полягає в тому, що з шару беруть зразок відкладів, і з нього виділяють спори та насіння. Потім визначають палінологічний спектр – видовий склад рослинності та процентний вміст зерен пилку або спор кожного виду. Спектр характеризує рослинність, а отже, і клімат того відрізка часу, в якому накопичився цей шар. Відбираючи серії зразків – знизу доверху вздовж всього горизонту – отримують відомості про динаміку рослинності за відповідний час. Результати аналізів графічно зображують у вигляді палінологічних (споро-пилкових) діаграм, які мають також інформацію про зміну кліматичних умов. Сума палінологічних спектрів дає палінологічний комплекс, який відрізняється для кожного міжльодовикового періоду плейстоцену. Найліпше пилок і спори зберігаються в торфі, сапропелі та інших органогенних породах [20].

У стратиграфії четвертинних товщ застосовують *діатомовий метод.* Він ґрунтується на вивченні кремнієвих панцирів діатомових водоростей, які проживають у прісних і солоних водоймах. Можливості його застосування зумовлені тим, що крем'яні стулки прекрасно зберігаються і широко розповсюджені, а самі діатомеї не тільки швидко еволюціонували, а й чуйно реагували на зміну природних умов.

Для кліматостратиграфічних і палеогеографічних цілей застосовують також *вивчення черепашок прісноводних молюсків*. Вивчають *малакофауністичними методами*, які передбачають виділення комплексів викопних молюсків. За його допомогою вивчили розрізи лесових порід, які містять поховані ґрунти, і довели, що клімат часу накопичення лесів був набагато суворішим від клімату етапів ґрунтотворення.

Остракодологічний аналіз використовують для розчленування континентальних і морських відкладів. Остракоди – дрібні черепашкові рачки, тіло яких укладено в двостулкову рогову або вапняну раковину. Живуть вони у прісних і морських водах, найбільшу кількість останків приурочено до озерних, шельфових і лиманних відкладів, а також до старичного та заплавного алювію. Остракоди вирізняються широким географічним поширенням, високочутливі до зміни навколишніх умов – їхнє вивчення допомагає виявити коливання температур і солоності, глибини і динаміки вод.

Форамініферовий аналіз також використовують для кліматостратиграфії четвертинних порід. Метод застосовують тільки до морських осадів, оскільки форамініфери (або кореноніжки – морські бентосні або планктонні тварини, які мають вапняну черепашку) не трапляються в прісних водах. Форамініфери слугують індикаторами температури та солоності вод, вмісту розчиненого кисню, глибини басейну [20].

Вагоме палеогеографічне значення мають *знахідки залишків ссавців*. Найбільша кількість решток міститься в русловому алювії рівнинних рік, ярково-балковому пролювії, карстових порожнинах. У більшості випадків скам'янілості представлені розрізненими кістками, іноді знаходять зуби, бивні мамонтів, фрагменти скелетів тварин. Вікове датування відкладень за ними майже неможливе, оскільки велика ймовірність, що кістки можуть бути перевідкладені. Знахідки цілих кістяків приурочені до торфовищ, а в багаторічномерзлих породах іноді виявляють і туші тварин.

Унікальні знахідки давніх тварин, законсервовані в озокеритовому озері, були знайдені біля с. Старуні Богородчанського району Івано-Франківської обл. У 1907 р. тут, під час підземних робіт у копальні озокериту, випадково спочатку знайшли тушу мамонта на глибині 12,5 м, а потім, на глибині 17,6 м – великий фрагмент забальзамованого волохатого носорога. Знахідки стали сенсаційними в науковому середовищі і прославили Старуню на весь світ. Зараз вони є частиною колекції Державного природознавчого музею НАН України у Львові. Ці великі знахідки разом із супутніми рештками рослин і комах стали важливим джерелом для наукової реконструкції середовища та клімату плейстоценової тундри.

4.1.7. Дослідження головних властивостей порід

У літологічних дослідженнях з геоморфологічною метою з'ясовують ті властивості порід, які пов'язані з їхньою стійкістю до вивітрювання та денудації, піддатливі до різних процесів деструкції та екзогенних впливів.

Фізико-механічні властивості гірських порід поєднують фізичні та механічні властивості, які впливають на процес їхнього руйнування. *Фізичні властивості* порід характеризують їхній фізичний стан. Сюди належать: ступінь зв'язності, пористість, щільність, питома вага, структура, текстура, зернистість. *Механічні властивості* порід – це різновид фізичних властивостей, які виявляються лише під дією механічних сил. Вони виражаються у здатності гірських порід чинити опір деформуванню та руйнуванню. Сюди зачисляють: міцність, динамічну міцність, твердість, пружність, крихкість, пластичність, абразивність тощо.

За ступенем зв'язності гірські породи поділяють на чотири групи: *скельні, зв'язні, пухкі (сипучі) та пливучі*. Скельні породи наявні між мінеральними частинками значних іонних і молекулярних сил зчеплення, які після руйнування породи не відновлюються ні за високого тиску, ні за зволоження. При інтенсивному вивітрюванні міцні скельні породи перетворюються в щебінь і

наноси. Виділяють скельні породи, які містять вільний кварц і безкварцеві. Кварцова група характеризується більшою твердістю й абразивністю.

Зв'язні породи відрізняються тим, що сили зчеплення між частинками цих порід можуть сильно змінюватися залежно від вологості та відновлюватися після порушення зв'язності шляхом застосування високого тиску і зволоження. Ці породи дають великі залишкові деформації без порушення зв'язності. Деякі з них збільшуються в об'ємі за зволоження (глинисті породи, крейда).

Пухкі (сипучі) породи – це скупчення незв'язаних між собою часток різної форми і розмірів (піски, гравій, галька, валуни тощо). Нестійкі та схильні до обвалів, зсувів.

Пливучі породи складаються з частинок дуже малих розмірів і повністю насичені водою (пливуни, болотистий ґрунт, розріджений лес) [42].

Різні генетичні групи гірських порід по-різному реагують на вплив зовнішніх сил. Осадові гірські породи досить стійкі до вивітрювання, але значно податливі до руйнівної роботи текучих вод і вітру (лес, піски, суглинки, мергелі, галечники і т.д.). Магматичні та метаморфічні породи слабко піддатливі розмиву текучими водами, але порівняно легко руйнуються під впливом процесів вивітрювання. Пояснюється це тим, що ці породи утворилися в глибинах Землі з певною термодинамічною обстановкою і за певного співвідношення хімічних елементів. Опинившись на поверхні, вони потрапляють в нові умови, стають нестійкими і під впливом різних процесів (окислення, гідратації, розчинення, гідролізу тощо) починають руйнуватися. Інтенсивність руйнування визначається фізико-хімічними властивостями порід і конкретними фізико-географічними умовами, оскільки в різних природних зонах характер процесів вивітрювання та знесення продуктів вивітрювання має свої специфічні особливості.

➢ Властивості порід, які визначають їхню піддатливість різним екзогенним процесам, такі: міцність, фізико-механічна та хімічна стійкість, тріщинуватість, пористість, твердість, вологість, вологоємність, водопроникність, щільність, карбонатність, просадковість, пластичність, в'язкість та ін.

❖ Для геоморфологічних завдань важливою характеристикою порід є їхня міцність. *Міцністю* називається здатність порід чинити опір руйнуванню під час стискування, сколювання, розтягання та інших видах деформацій.

Міцність залежить від петрографічного (мінералогічного) складу. Переважання тих чи інших мінералів суттєво впливає на міцність порід. Із породотвірних мінералів найміцніші – кварц, польовий шпат, олівін, піроксени, амфіболи. Наявність у породі цих мінералів збільшує межу її міцності. І навпаки, якщо в породі наявні кальцит, слюда, то це зменшує її міцність [34].

На міцність порід впливає також характер цементаційних зв'язків. Він визначається складом і властивостями цементуючої речовини, типом цементації і характером зв'язків між уламковим матеріалом і цементуючою речовиною. Найміцніші породи з кременистою та залізистою цементацією, найменш міцні – з глинистою та гіпсовою. В тонкодисперсних породах контакти мінеральних зерен сформовані у вигляді водно-колоїдних плівок. Їхні зв'язки відбуваються через сорбційні властивості води. Тому міцність цих порід на декілька порядків нижча, ніж у кристалізаційних і цементаційних зв'язків.

Гірські породи володіють тим більшою міцністю, чим твердіші мінеральні зерна, чим міцніший зв'язок між мінеральними зернами, чим щільніше вони пов'язані цементом і чим більшою твердістю володіє цемент. Дрібнозернисті породи міцніші від крупнозернистих (за такого самого мінералогічного складу). Щільніші, менш пористі і менш тріщинуваті породи володіють великою міцністю. Породи, які виходять на денну поверхню, вивітрюються і мають меншу механічну міцність, ніж поховані.

Вперше класифікацію гірських порід за міцністю виконав М.М. Протодияконов у 1925 р. За одиницю міцності прийняли породу, яка руйнується під навантаженням 10 МПа. За цією класифікацією всі гірські породи поділені на десять категорій.

I. Надзвичайно міцні породи (20 МПа і більше): кварцити та базальти.

II. Дуже міцні породи (15 МПа): граніт, кварцовий порфір, крем'янистий сланець, менш міцні, ніж зазначені вище, кварцити, найміцніші пісковики та вапняки.

III. Міцні породи (10 МПа): граніт (щільний) і гранітні породи. Дуже міцні пісковики та вапняки, кварцові рудні жили, міцний конгломерат, залізняк.

IIIa. Міцні породи (8 МПа): вапняки (міцні), неміцний граніт, міцні пісковики, мармур, доломіт, колчедани.

IV. Досить міцні породи (6 МПа): звичайний пісковик, залізняк.

IVa. Досить міцні породи (5 МПа): піскуваті сланці, сланцюваті пісковики.

V. Середні породи (4 МПа): міцний глинистий сланець, неміцний пісковик і вапняк, м'який конгломерат.

Va. Середні породи (3 МПа): різноманітні сланці (неміцні), щільний мергель.

VI. Досить м'які породи (2 МПа): м'який сланець, вапняк, крейда, кам'яна сіль, гіпс, мерзлий ґрунт, антрацит, звичайний мергель, зруйнований пісковик, зцементована галька та кам'янистий ґрунт.

VIa. Досить м'які породи (1,5 МПа): щебенистий ґрунт, зруйнований сланець, галька, що злежалася, та щебінь, міцне кам'яне вугілля, отверділа глина.

VII. М'які породи (1,0 МПа): глина (щільна), середнє кам'яне вугілля, міцний нанос – глинистий ґрунт.

VIIa. М'які породи (0,8 МПа): легка піскувата глина, лес, гравій, м'яке вугілля.

VIII. Землисті породи (0,6 МПа): рослинна земля, торф, легкий суглинок, сирий пісок.

IX. Сипучі породи (0,5 МПа): пісок, осипи, дрібний гравій, насипна земля.

X. Пливучі породи (0,3 МПа і менше): пливуни, болотистий ґрунт, розріджений лес та інші розріджені ґрунти [42].

Цю класифікацію використовують для багатьох розрахунків, зокрема, під час проектування будівництва споруд і прокладання інженерних комунікацій, закладання гірничих шахт і буріння свердловин. Під час геоморфологічних досліджень її використовують для визначення піддатливості порід дії різним екзогенним чинникам.

У польових умовах міцність порід визначають так:

- дуже міцна порода (понад 100 МПа): треба більше одного удару геологічного молотка, щоб відколоти зразок;
- міцна (50–100 МПа): зразок можна розбити одним ударом молотка;
- середньої міцності (12,5–50): після удару гострим кінцем молотка утворюються 5-міліметрові зазубрини;
- середньої м'якості (5,0–12,5): не піддається розламуванню рукою на шматки тривісної розмірності;
- м'яка (1,25–5,0): матеріал кришиться під ударами гострого кінця молотка;
- дуже м'яка, ґрунт (0,6–1,25): крихка або міцна на розрив, важко розламується руками;
- дуже пластична (0,3–0,6): на поверхні можна залишити штрихи, провівши нігтем;
- пластична (0,15–0,3): не піддається розпушуванню пальцями;
- твердий ґрунт (0,08–0,15): розпушується пальцями з дуже великим зусиллям;
- м'який ґрунт (0,04–0,08): легко вспушується пальцями [7].

Міцність порід визначає їхню механічну та фізичну стійкість.

➢ *Механічна стійкість* – це здатність порід протистояти механічним впливам: розтягуванню, стисненню, здвигу, вигину. Ця властивість порід дуже важлива в геоморфологічних дослідженнях, оскільки від опору порід здвигам безпосередньо залежить їхня піддатливість екзогенним процесам: зсувам, обвалам, осипам, масовому зміщенню чохла пухкого матеріалу, а також стійкість відкосів.

Скельні породи досить міцні щодо механічних впливів, проте ураженість їх тріщинами значно послаблює цю стійкість. В уламкових породах опір здвигам залежить від щільності, розмірів і форми частинок, сили зчеплення між ними, вологості. Що більша щільність і зчеплення між частинками, то більший їхній опір механічним впливам. Ця сила може бути зменшена після порушення суцільності породи та збільшенні кута природного відкосу. У глинистих породах опір механічним впливам залежить від фізичних і хімічних зв'язків. Опір зменшується зі збільшенням вологості та зміною природної структури глин. Цим пояснюється висока рухомість глин після їхнього зволоження і набухання з утворенням зсувів, соліфлюкційних процесів навіть на пологих і покатих схилах.

Здатність порід протистояти механічним впливам визначають за допомогою експериментальних досліджень. Проводять лабораторні польові експерименти. В польових умовах роботи виконують на спеціально підготовлених дослідних ділянках: у штольнях, шахтах, камерах, траншеях; площа, на яку діють, становить 1–4 м^2. Для лабораторних досліджень беруть моноліт породи (в середньому розміром 10×10×10 см, за іншими даними – діаметром 40–50 мм). Глинисті

породи, щоб уберегти від втрати вологості, поміщають у бокси. Зразок розміщують у центрі опорної плити випробувальної машини (преса) між плитами-прокладками або між клинами і тиснуть на неї протягом певного часу аж до руйнування. Розтягування проводять у розривних машинах з різними захоплювальними пристроями [13]. При вертикальних рухах встановлюють опір породи стисненню, розтягуванню і вигину, а при горизонтальних – опір здвигу. Значення сили вимірюють динамометром. Після руйнування породи підраховують кількість шматків, на які вона розкололась, або кількість розривів. Порівнюють з існуючими даними і визначають міцність.

Міцність порід під час розтягування у багато разів менша, ніж при стисненні. Міцність вапняків на стиск становить 50–180 МПа, пісковиків – 15–20 МПа. Міцність вапняків зменшується зі збільшенням у них глинистих частинок. Пісковики з вапняним цементом мають найменшу міцність на стиск. Зі збільшенням щільності порід їхня міцність на стиск зростає. Міцність вапняків і пісковиків після насичення водою зменшується на 20-45% [6].

➢ *Фізична стійкість порід* – це здатність протистояти температурним впливам. Вона найбільше виявляється на ділянках з різкою різницею температур дня і ночі. У підсумку розмір мінеральних зерен збільшується, нагріваючись вдень, і зменшується, охолоджуючись вночі. Залежно від фізичних властивостей одні породи розширюються більше, інші менше. Це зумовлює ослаблення сил зчеплення між окремими мінеральними зернами. Тріщини, які виникають, сприяють розтріскуванню та розламуванню порід на окремі уламки і брили. Руйнуванню гірських порід сприяє наявна в їхніх порах вода, а також коріння рослин і дія тварини. Особливо важлива вода. Замерзаючи об'єм збільшується, вона розсовує частинки породи, сприяючи появі тріщин і поступово розпушуючи породи. Цей процес називають морозним вивітрюванням.

На інтенсивність процесів фізичного вивітрювання суттєво впливають такі властивості гірських порід: *теплоємність і теплопровідність*. Отож, що менша теплопровідність, то більші температурні відмінності виникають на сусідніх ділянках породи під час нагрівання і охолодження, а внаслідок цього великі внутрішні напруження, які й сприяють її швидшому руйнуванню.

Фізичну стійкість порід визначають за допомогою експериментальних досліджень, а ступінь теплоємності та теплопровідності – геофізичними методами (терморозвідка). У полі вивчають породи не змінені вивітрюванням і вивітрілі. Звертають увагу на ті ознаки, які характеризують підданість порід температурним впливам: міцність зв'язків між окремими частинками, однорідність чи різнорідність порід, тріщинуватість, колір. У вивітрілих породах вивчають кору вивітрювання, характер кінцевих продуктів розпаду матеріалу, тріщини вивітрювання та блоки порід між тріщинами, характер змін породи. Важливо також з'ясувати особливості форм та елементів рельєфу, в яких наявні мікрогорбкуватості, пониження, ніші, карнизи, зубчасті перегини, що засвідчує ступінь вивітрілості порід, якими вони складені.

➢ *Хімічна стійкість порід* – це здатність порід протистояти розчиненню й хімічному перетворенню. Відбувається хімічне вивітрювання – зміна первинного хімічного складу гірських порід під впливом кисню у повітрі, вуглекислоти, води та, особливо, газів і солей, розчинених у ній. Найінтенсивніше воно виявляється в умовах вологого та теплого клімату. Головні хімічні реакції, які відбуваються під час вивітрювання – окислення, гідратація, розчинення та гідроліз.

На підставі окислення можуть утворюватися нові мінерали. Тобто, пірит (FeS_2) і сидерит ($FeCO_3$) переходять у гематит, якщо до них приєднується вода, то утворюється лимоніт або бурий залізняк. Розчинення та гідроліз відбуваються при спільному впливі води, вуглекислоти й органічних кислот. Розчинення особливо інтенсивно виявляється в карбонатних породах. До легко- або досить легкорозчинних порід зачисляють кам'яну сіль, гіпс, вапняки, доломіт. Гідроліз супроводжується гідратацією і полягає в розкладанні мінералів групи силікатів і алюмосилікатів з частковим виносом утворених продуктів. Він призводить до утворення каолініту й інших мінеральних сполук [5].

Для геоморфологічних досліджень важливе значення має вивчення ступеня розчинності порід. У місцях широкого розвитку розчинних порід розвиваються карстові процеси, формуються особливі форми рельєфу: лійки, западини, сліпі долини, печери тощо.

Для визначення ступеня розчинності порід у лабораторних умовах виконують дослідження їхнього хімічного складу (вміст у зразках оксидів кальцію CaO і магнію MgO, діоксиду кремнію SiO_2, оксидів алюмінію та заліза Al_2O_3+Fe_2O_3, сірки S, фосфору P). Визначають також хімічний склад підземних вод, наявність у них вуглекислого газу, розчиненого кисню, сірчаної кислоти, різних органічних кислот, які зумовлюють агресивність вод і цим посилюють розчинність порід [13].

➢ *Для* вивчення сучасних геоморфологічних процесів важлива така властивість гірських порід – *тріщинуватість*. Часто розміщення та орієнтування ерозійних, карстових та інших форм узгоджене з напрямами тріщин. *Тріщинуватість* – це явище порушення монолітності товщ порід тріщинами різної протяжності, форми та просторового орієнтування. За генезисом тріщинуватість поділяють на нетектонічну та тектонічну.

Рис. 4.1.17. Нетектонічна тріщинуватість у товщах вивітрілих вапняків, зумовлена проникненням коренів рослин та ерозією поверхневих вод (с. Туркотин Золочівського району Львівської обл.)

Нетектонічна тріщинуватість утворюється внаслідок розтріскування гірських порід у процесі охолодження (для магматичних порід), ущільнення, дегідратації, розвитку екзогенних процесів (гравітаційних, різких коливань температури), ведення гірничих робіт (“технологічна” тріщинуватість) [3], порушення монолітів коренями рослин тощо (рис. 4.1.17). У породах часто трапляються паралельні напластуванням розриви – *тріщини напластувань*, які утворюються внаслідок різного ущільнення неоднакових за складом і структурою верств порід або нерівномірного їхнього вивітрювання.

Тектонічна тріщинуватість розвивається у зв’язку з напругами, які створюються в гірських породах під впливом глибинних тектонічних процесів. Деформації, які виникають, майже завжди супроводжуються тріщинами, які утворюються на невеликих площах, обмежених окремими структурами, та на величезних просторах. За походженням виділяють такі тектонічні тріщини: відриву, сколювання та кліважу. Кліважем називають часті паралельні тріщини, які розвиваються у пластичних деформаціях гірських порід внаслідок втрати міцності матеріалу перед розривом.

Тектонічні тріщини відрізняються від тріщин нетектонічних. Переважають кількісно. Відмінності насамперед полягають у тому, що вони більш витримані вздовж свого простягання і вздовж падіння, а також орієнтовані за єдиним планом у різних за складом породах. Для певності також звіряють з кінематикою і напрямами зміщень блоків по тектонічних розломах регіону. Серед тріщин, які простежуються на будь-якому відслоненні, можуть бути тріщини різних генетичних груп.

У польових умовах визначають такі характеристики тріщин:

– генетичний тип;
– розміри тріщин у регіональному плані: локальні, регіональні, трансрегіональні, планетарні;
– азимут простягання;
– кут падіння у площині породи;
– кількість тріщин на один погонний метр у напрямі, перпендикулярному їхньому орієнтуванню (один погонний метр дорівнює одному метру поверхні, не звертаючи уваги на її ширину і товщину);
– співвідношення тріщин з простяганням пластів: поздовжні, поперечні, косі, діагональні, для куполовидних структур – радіальні, концентричні, косі;
– форма тріщин у плані: прямолінійні, ступінчасті, переривисті, хвилясті, сферичні, складні;
– ступінь розкриття тріщин: приховані (видимі лише під мікроскопом), закриті (до 1 мм), відкриті (понад 1 мм);
– ступінь заповнення та характер заповнювача. Заповнені тріщини залежно від потужності заповнювача ще називають прожилками, жилами, дайками;
– характер стінок тріщин: рівні, ребристі, гладкі, шорсткі;
– форма окремостей, утворених кількома тріщинами: кубічна, паралелепіпедна, ромбовидна, пластинчаста, складна [1].

Оцінюють тріщинуватість за допомогою кругових діаграм, які відображають їхню кількість за сторонами горизонту. Виконують вимірювання в середньому для 50 одиниць тріщин. Тріщинуватість порід на глибині вивчають геофізичними методами.

Явище тріщинуватості має позитивні та негативні практичні наслідки. Порушення гірських порід тріщинами сприяє проникності земної кори для глибинних розчинів (флюїдів), несучих

рудні компоненти, які, відкладаючись у тріщинах, формують родовища рудних корисних копалин. Глибинні горизонти тріщинуватих порід можуть бути колекторами прісної води, нафти та газу. Негативний вплив тріщинуватості полягає у зниженні стійкості масивів гірських порід і від цього прямо залежить розвиток багатьох сучасних екзогенних процесів.

Розглянемо деякі властивості порід, які можна використовувати для розв’язання конкретних геоморфологічних завдань.

➢ *Пористість* – сумарний відносний об’єм пор, які містяться в гірській породі. Наявність у породі пор і тріщин зменшує сили зчеплення, полегшує руйнування породи під дією таких чинників: землетруси, вулканізм, техногенні впливи. Пористість гірських порід коливається в широких межах, залежить від розмірів і форми зерен, які становлять породу, а також від мінералогічного складу, однорідності і щільності. Пористі гірські породи значно зменшуються в об’ємі після стиснення. Що більший об’єм пор, то менша щільність порід. Пористі породи мають більшу водопроникну здатність і цим зумовлюють проникнення агресивних вод до горизонтів, які лежать нижче, розчинення карбонатних порід, розвиток у них карстових пустот. В мулах, лесах вона досягає 80%; в осадових гірських породах (вапняки, доломіти, пісковики) змінюється від одиниць до 35%; у вулканогенно-осадових породах (туфопісковики, туфіти) в межах 5–20%; в магматичних породах – не більше 5% [43]. Пористість визначають геофізичними методами (за часом поширення акустичних хвиль, за питомим електричним опором), ваговими (порівняння зважуванням природного зразка й абсолютно сухого) та об’ємними (насичення порід газом, визначення його об’єму й об’єму пор), методами ядерного магнітного резонансу та ін.

➢ *Твердість* – властивість гірських порід надавати опір проникненню в них інших тіл при зосередженому контактному силовому впливі. Твердість – характеристика порід, яка відображає їхню міцність. Залежно від призначення величину твердості визначають різними методами. Використовуючи метод дряпання, по поверхні гірських порід переміщують гострий алмазний наконечник або еталонний мінерал. Як міру твердості приймають величину зусилля, з яким рухається наконечник, ширину й обсяг подряпини [3].

➢ *Вологістю* гірських порід називають кількість води, яка міститься в їхніх порах, тріщинах та інших порожнинах. Кількість води, що міститься в породі в природних умовах, називають природною вологістю. Гранично можлива вологість відповідає повній вологоємності породи.

➢ *Вологоємність* – властивість гірських порід утримувати воду (в порах і тріщинах). Вологоємність визначають за кількістю води, що залишилася після вільного стікання її надлишку зі зразка, який попередньо був занурений у воду. За вологоємністю породи поділяють на вологоємні (глини, торф тощо), слабовологоємні (піски, крейда, мергелі тощо), невологоємні (гравій, галечник, скельні породи).

➢ *Водопроникність* – здатність гірських порід пропускати через себе воду за певного перепаду тиску. Водопроникність залежить від швидкості фільтрації і дорівнює кількості води, яка протікає через одиницю площі поперечного перерізу фільтруючої породи. Водопроникність характеризують коефіцієнтом фільтрації, тобто швидкістю фільтрації у напірному градієнті, який дорівнює одиниці [17].

Велике значення має ступінь проникності гірських порід для дощових і талих вод. Легко проникні породи, поглинаючи воду, сприяють швидкому переведенню поверхневого стоку в підземний. Тому ділянки, складені легкопроникними породами, відзначаються слабким розвитком ерозійних форм, а схили цих форм внаслідок незначного поверхневого стоку довгий час можуть зберігати велику крутість. На ділянках, складених слабопроникними породами, створюються сприятливі умови для виникнення та розвитку ерозійних форм, для виположування їхніх схилів. Залягання водотривких пластів в основі крутих схилів долин річок, берегів озер і морів сприяє розвитку зсувних процесів та специфічного рельєфу, властивого районам розвитку зсувів. Проникність гірських порід може бути зумовлена або їхньою будовою (піски, галька); пористістю (вапняки-ракушняки, різні туфи, пемза); або тріщинуватістю (вапняки, доломіти, магматичні та метаморфічні породи). Зауважимо, що тріщинуватість гірських порід, сприяючи закладанню та розвитку ерозійних форм, часто визначає малюнок гідрографічної мережі, особливо в її верхніх ланках.

Здатність поглинати і проводити воду у різних порід різна. Позбавлені порожнин кристалічні вивержені породи, більшість метаморфічних порід (наприклад, мармур, кварцит) практично не поглинають і не проводять воду. Пластична глина володіє значним водопоглинанням, але позбавлена водопровідної здатності. Уламкові породи з розміром часток більше 0,1–0,2 мм швидко поглинають і проводять велику кількість води [13].

Водовіддача гірської породи пов'язана з кількістю води, яку можна від неї відібрати шляхом вільного стікання під впливом сили тяжіння.

➢ *Щільність* гірської породи – маса одиниці її об'єму в природному стані з усіма, що містяться в її порах, рідинами і газами. Розрізняють середню і мінералогічну (мінерального скелету) щільності. Мінералогічна щільність становить 2,56–2,88 г/см^3 у піщано-уламкових, 2,12–3,0 г/см^3 в хемогенних утвореннях [38].

➢ *Карбонатність породи* – вміст у ній солей вугільної кислоти: кальциту $CaCO_3$, доломіту Ca, $Mg(CO_3)_2$, соди Na_2CO_3, карбонату калію K_2CO_3, сидериту $FeCO_3$ та ін. Загальну кількість карбонату зачисляють звичайно до $CaCO_3$, тому що вуглекислий кальцій найбільше поширений у породах і становить головну частину названих вище карбонатів. Його визначають різними газометричними методами [13].

➢ В рельєфі відображається така властивість гірських порід – *просадковість*. Цією властивістю, яка виражається у зменшенні об'єму породи у разі намокання, володіють леси та лесовидні суглинки. Внаслідок просадки в ділянках поширення цих порід зазвичай утворюються неглибокі від'ємні форми рельєфу.

➢ *Пластичність* – властивість породи під впливом сил зазнавати залишкової деформації без мікроскопічних порушень суцільності. Вона зростає зі збільшенням температури і тиску. Найпластичніші, наприклад, глини. Пластичність у грунтах зростає зі збільшенням вмісту обмінного натрію та зменшується у разі насичення матеріалу катіонами кальцію, магнію та гумусовими речовинами.

➢ *В'язкість* – властивість, яка характеризує опір зусиллям, що прагне відокремити частину породи від масиву. В'язкість залежить від міцності та пластичності породи. В однорідних породах в'язкість рівномірна в усіх напрямах. В неоднорідних породах в'язкість уздовж шарів менша, ніж у напрямі, перпендикулярному до них. На практиці визначають коефіцієнт відносної в'язкості (спеціальними відривниками, які закладають у випробовуваний масив) як відношення зусилля, потрібного для відділення деякої частини гірських порід від масиву, до величини зусилля, необхідного для відділення від масиву вапняку, прийнятого за еталон. Величина коефіцієнта змінюється від 0,5 до 3 (наприклад, для мармуру 0,7; пісковику 1,2; граніту 1,3; кварциту 1,9; базальту 2,2). Зі збільшенням в'язкості зменшується повзучість і випинання порід [3].

Існує багато інших властивостей, які визначають значення порід для вивчення рельєфу і ступінь їхньої стійкості до впливу екзогенних чинників. У підсумку сукупність фізичних і хімічних властивостей гірських порід призводить до того, що стійкіші породи утворюють зазвичай додатні форми рельєфу, а менш стійкі – від'ємні. Ще раз зазначимо, що відносна стійкість породи залежить не тільки від її властивостей, зумовлених хімічним і мінералогічним складом. Значною мірою вона визначається умовами довкілля. Та сама гірська порода в одних умовах може бути стійкою, в інших – податливою. Як справедливо зазначив І.С. Щукін, якщо ми хочемо врахувати значення тих чи інших порід у формуванні рельєфу досліджуваної території, треба зважити кожну з окремих властивостей і сукупне їхнє вираження в умовах конкретної фізико-географічної обстановки.

Запитання для самоперевірки знань

1. Що таке петрографо-мінералогічний аналіз?
2. Про що свідчить колір порід? Як його вивчають?
3. Які Ви знаєте класифікації порід за структурою?
4. Якими методами вивчають структуру породи?
5. Які бувають текстури порід?
6. Назвати перелік питань для характеристики осадових тіл.
7. Які є і як досліджують органічні залишки у відкладах?
8. Які головні властивості порід важливі для рельєфотворення?

Бібліографія

Основна

1. *Спиридонов А.И.* Морфолитогенетический анализ // Основы общей методики полевых геоморфологических исследований и геоморфологического картографирования / А.И. Спиридонов. – Москва: Высш. школа, 1970. – С. 139-183.
2. *Яцишин А. М.* Методи дослідження четвертинних відкладів: навч.-методич. посібник / А.М. Яцишин, Р.Я. Дмитрук, А.Б. Богуцький. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2009. – 177 с.

Допоміжна

3. *Антощенко Н.И.* Разрушение горных пород взрывом. Учеб. пособие / Н.И. Антощенко, А.Я. Попов. – Алчевск, 2005. – 282 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://dondtu.edu.ua/images/content/geotechnology/_books/Popov_RGPV.pdf
4. *Бекеша С.* Методи мінералогічних досліджень: текст лекцій / С. Бекеша, Є. Сливко, Н. Білик. – Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2013. – 192 с.
5. *Богуцький А.* Породоутворюючі мінерали і гірські породи. Лабораторний практикум з курсу загальна геологія / А. Богуцький, О. Богуцький, П. Волошин, В. Верніковський. – Львів: Ред.-вид. відділ Львів. держ. ун-ту, 1998. – 68 с.
6. *Ваганов І.І.* Інженерна геологія та охорона навколишнього середовища / І.І. Ваганов, І.В. Маєвська, М.М. Попович. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://posibnyky.vntu.edu.ua/geologiya/index.html
7. *Гардинер В.* Полевая геоморфология. Пер. с англ. / В. Гардинер, Р. Дакомб. – Москва: Недра, 1990. – 239 с.
8. Геологія з основами геоморфології: навч. посібник / І.С. Паранько, А.О. Сіворонов, О.І. Мамедов. – Кривий Ріг: Мінерал, 2008. – 373 с.
9. Горизонтальне і нахилене залягання шарів. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://studopedia.su/8_61569_zalyagannya-sharIv.html
10. Горная порода – это .. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://forexaw.com/TERMs/Nature/l266_Горная_порода_Rock_это
11. *Градзиньский Р.* Седиментология / Пер. с польск. Р. Градзиньский, А. Костецкая, А. Радомский, Р. Унруг; пер. изд. ПНР. – Москва: Недра, 1980. – 640 с.
12. *Заморій П.К.* Четвертинні відклади Української РСР / П.К. Заморій. – Київ: Вид-во Київськ. ун-ту, 1961. – 549 с.
13. *Ильницкая Е.И.* Свойства горных пород и методы их определения / Е.И. Ильницкая, Р.И. Тедер, Е.С. Вятолин, М.Ф. Кунтыш. – Москва: Недра, 1969. – 392 с.
14. Карта четвертинних відкладів України. Масштаб 1:1 000 000 / Гол. ред. Д.С. Гурський. – Київ: ДГСУ, 2000.
15. *Ковальчук І.О.* Лабораторний практикум із загальної геології / І.О. Ковальчук. – Львів: Ред.-вид. відділ Львів. держ. ун-ту, 1997. – 144 с.
16. *Кольчугин А.Н.* Литология: Учебно-методич. пособие / А.Н. Кольчугин, В.П. Морозов, Э.А. Королев. – Казань: Казанский федеральный університет, 2012. – 17 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://kpfu.ru/docs/F1305720801/Litologiya_metodicheskoe.posobie.pdf
17. *Короновский Н.В.* Основы геологии / Н.В. Короновский, А.Ф. Якушова. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1163814
18. *Кратенко Л.Я.* Общая геология: учебное пособие. – Донецк: Национальный горный университет, 2007. – 352 с.
19. *Куровець М.* Основи геології: підручник для вузів / М. Куровець, Н. Гунька. – Львів, 1997. – 694 с.
20. *Кухарчик Ю.В.* Геология четвертичных отложений / Ю.В. Кухарчик. – Минск: БГУ, 2011. – 160 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.twirpx.com/file/885479/
21. *Лещух Р.Й.* Геологічна практика на Поділлі і в Українських Карпатах: навч.-метод. посібник / Р.Й. Лещух, В.Г. Пащенко, Р.М. Смішко. – Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 243 с.
22. Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений. – Ленинград: Недра, 1987. – 308 с.
23. Минералы и горные породы СССР. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.ecosystema.ru/08nature/
24. *Морозов В.П.* Учебно-методическое пособие по курсу "Литология: теория седиментогенеза и литогенеза" / В.П. Морозов. – Казань, 2014. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://docplayer.ru/38963442-V-p-morozov-uchebno-metodicheskoe-posobie-po-kursu-litologiya-teoriya-sedimentogeneza-i-litogeneza.html
25. *Паранько І.С.* Геологічна історія території України: навч. посібник / І.С. Паранько, А.О. Сіворонов. – Львів: ЗУКЦ, 2008. – 139 с.
26. *Паранько І.С.* Загальна геологія: навч. посібник / І.С. Паранько, А.О. Сіворонов, В.Д. Євтєхов. – Кривий Ріг: Мінерал, 2003. – 464 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.old.geology.lnu.edu.ua/GEO/E-books_geology.htm
27. *Петрусевич М.Н.* Аэрометоды при геологических исследованиях / М.Н. Петрусевич. – Москва: Недра, 1962. – 408 с.

28. Полевой определитель почв / Под ред. Н.И. Полупана, Б.С. Носко, В.П. Кузьмичева. – Киев: Урожай, 1981.
29. *Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. Т. 1, 2 / Л.В. Пустовалов. – Москва: Госгеолтехиздат, 1940.
30. *Ронов А.Б.* История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР / А.Б. Ронов // Труды Геофиз. ин-та АН СССР. – 1949. – Вып. 130.
31. *Рудько Г.І.* Геологія з основами геоморфології: підручник для студентів екологічних і географічних спеціальностей / Г.І. Рудько, О.М. Адаменко, О.В. Чепіжко, М.Д. Крочак. – Чернівці: Букрек, 2010. – 400 с.
32. *Рухин Л. Б.* Основы литологии / Л. Б. Рухин. – Ленинград: Госгеолтехиздат, 1953. – 671 с.
33. *Свинко Й.М.* Геологія: підручник / Й.М. Свинко. – Київ: Либідь, 2003. – 479 с.
34. *Свинко Й.М.* Геологія: практикум / Й.М. Свинко. – Київ: Либідь, 2006. – 247 с.
35. *Селли Р.К.* Введение в седиментологию / Р.К. Селли. – Москва: Недра, 1981. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.twirpx.com/file/305543
36. *Сіворонов А.О.* Польові геологічні практики: навч. посібник / А.О. Сіворонов, Л.В. Генералова, Т.С. Дворжак. – Львів: ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2012. – 226 с.
37. *Смывина В.С.* Краткий курс лекций по исторической геологии. Лекция № 3. Методы восстановления условий накопления осадков (фациальный анализ) / В.С. Смывина. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.kabinetgeo.narod.ru/lech_3h.htm
38. Справочник по литологии / Под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. – Москва: Недра, 1983. – 509 с.
39. Структура порід. Інтернет-ресурс. Точка доступу: https://uk.wikipedia.org/wiki/ Структура_гірських_порід
40. Текстури порід. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://avspir.narod.ru/geo/textures.htm
41. *Федорончук Н. О.* Навчально-методичний посібник з навчальної літологічної практики: навчально-методичний посібник / Н.О. Федорончук, І.О. Сучков, Н.В. Тюлєнєва. – Одеса: Одеський національний університет ім. І.І. Мечникова, 2014. – 28 с.
42. Фізико-механічні властивості гірських порід. Електронний ресурс. Точка доступу: http://trrkk.nmu.org.ua/ua/peda_job/gstb/Глава%202%20ГРД%20и%20ТБ%20(укр).pdf
43. *Флоренский П.В.* Основы литологии: учеб. пособие / П.В.Флоренский, Л.В. Милосердова, В.П. Балицкий. – Москва: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2003. – 105 с.
44. *Хоменко Ю.Т.* Геокартування і дистанційні методи: навч. посіб. / Ю.Т. Хоменко, Л.М. Козловський, Н.В. Білан. – Донецьк: Національний гірничий університет, 2013. – 180 с.
45. *Шанцер Е.В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований / Е.В. Шанцер. – Труды, Вып. 161. – Москва: Наука, 1966. – 239 с.
46. *Швецов М.С.* Петрография осадочных пород / М.С. Швецов. – Москва: Госгеолтехиздат, 1958.
47. *Яцишин А.М.* Навчальна програма, лабораторні, самостійні та тестові завдання з курсу "Літологічні методи досліджень" / А.М. Яцишин. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2012.

4.2. Методи польових досліджень геологічної будови території

Геологічну будову території досліджують на природних чи техногенно-зумовлених оголеннях порід. За відсутності відкритих розрізів виконують буріння свердловин, закладання шурфів і траншей.

➢ Розрізняють такі основні види буріння: *колонкове* і *шнекове*. *Колонкове буріння* застосовують для проходження міцних і багаторічно-мерзлих порід. Його виконує буровий станок пневмо-ударним, обертовим або ударно-канатним способами. Глибина буріння – до 350 м, діаметр – 112–273 мм залежно від типу станка. Його перевага – можливість отримати циліндричний фрагмент моноліту породи – керну, що дає змогу всесторонньо вивчати умови їхнього залягання у непорушеному стані.

Шнекове буріння виконують у пухких і розсипчастих породах. Глибина буріння – до 30 м, діаметр – 30–60 мм. Шнек – це дволопатевий бур, витки лопатей якого йдуть вздовж стержня і направлені в сторону, зворотню до напряму буріння. Під час обертання бура ці витки направляють пробурену породу наверх, до гирла свердловини. Так на поверхню піднімають піски, суглинки, леси тощо.

Бурові роботи часто застосовують геологічні експедиції для розвідки покладів корисних копалин. В їхньому штаті наявні бурові загони з 24–36 осіб, які працюють, відповідно, у дві–три зміни, виконують буріння й опробування свердловин.

Загалом розрізняють опорні, параметричні, структурні, пошукові експлуатаційні, нагнітальні, спостережні та інші свердловини. Опорні свердловини закладають у районах, які не досліджені бурінням і слугують для вивчення складу і віку гірських порід по розрізу. Параметричні свердловини ставлять у мало вивчених районах для уточнення їхньої геологічної будови та перспектив родовищ корисних копалин. Структурні свердловини бурять для виявлення перспективних площ та їхньої підготовки до пошуково-розвідувального буріння. Пошукові свердловини бурять, щоб відкрити нові промислові поклади копалин. Розвідувальні свердловини намічають на площах з визначеними промисловими запасами для вивчення розмірів і будови покладу, отримання потрібних вихідних даних для підрахунку запасів корисних копалин, а також проектування їхньої розробки. Експлуатаційні свердловини закладають відповідно до схеми розробки покладу і слугують для видобутку корисних копалин із земних надр. Нагнітальні свердловини використовують у впливі на експлуатований пласт різних агентів (закачування води, газу і т. д.). Спостережні свердловини бурять для контролю за розробкою покладів (зміною тиску, положення воднонафтового та газонафтового контактів і т. д.) [3].

➢ Для досліджень порід на глибинах 2–20 м виконують *закладання шурфів*. Невеликі виїмки – від 0,5 до 1 м, називають *прикопками*. Шурфи копають на характерних формах рельєфу для з'ясування їхнього геологічного субстрату, а прикопки – на проміжних елементах для уточнення будови. Під час розвідок родовищ корисних копалин на схилах чи вододільних поверхнях закладають шурфовочні майданчики, які мають за мету опробувати високі тераси та долини похованої давньої гідромережі, що стали пастками металоносних відкладів (рис. 4.2.1). Діаметр шурфів 1 × 1,25 м, довшу сторону розміщують зазвичай упоперек простягання долини. Гирла і стінки шурфів глибиною більше 5 м закріплюють від обвалення будівельними матеріалами. Після закінчення формування шурфа детально описують всі пласти та прошарки порід зверху донизу [1].

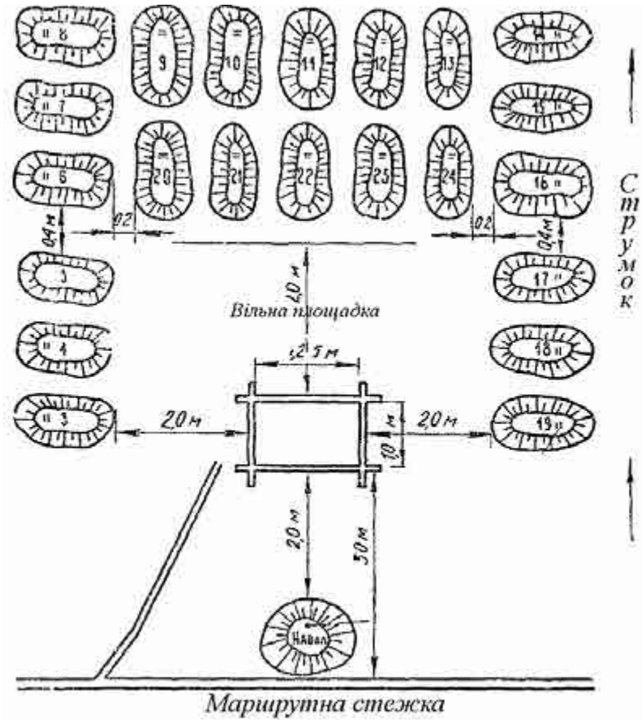


Рис. 4.2.1. Схема розташування шурфів на майданчику для пошуків промислових запасів корисних копалин [1]

➢ Ще одним способом виявлення гірських порід є спосіб прокладання *траншей* потужною землерийною технікою – бульдозерами, екскаваторами. Його застосовують для пошуків розсипних родовищ корисних копалин та оцінки їхнього промислового значення. Траншейний спосіб дає змогу отримати розріз всієї товщі пухких відкладів і верхньої частини корінних порід. Глибина оголення порід у середньому 10–15 м.

➢ Геологічні пласти спостерігають також на наявних *відслоненнях порід* на берегових уступах, схилах урвищ, стінках кар'єрів. Щоб добре їх оглянути, треба зачистити верхній шар від звітрілого матеріалу. Для спуску по високих та урвистих схилах відслонень, щоб взяти проби і детально описати, в пухких відкладах закладають сходинки. Дають детальну характеристику місцеположення оголень стосовно примітних об'єктів місцевості і в межах форм рельєфу. Визначають координати і наносять на карту. Характеристику відслонень ведуть пошарово, зверху вниз, оскільки границі між верхніми шарами завжди чіткіші, ніж внизу розрізу. Після виконання бурових робіт чи завершення підготовки відслонень, приступають до *опису порід*. Кожному пласту гірських порід присвоюють певний умовний знак (цифра або літера), під яким його описують або замальовують у польовому щоденнику (рис. 4.2.2).

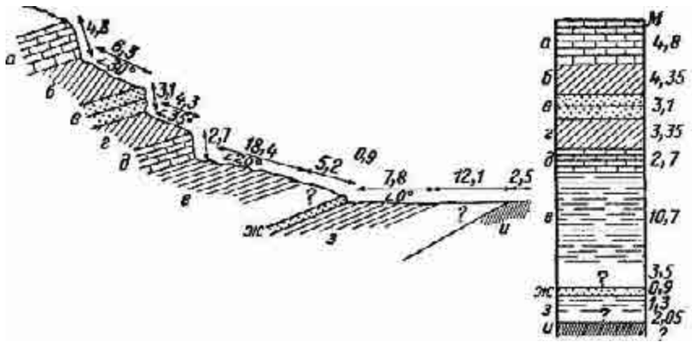


Рис. 4.2.2. Рисунок розрізу і побудова колонки на підставі виконаних замірів [5]

Порядок опису порід у відслоненнях такий:

- ✓ назва породи;
- ✓ колір;
- ✓ структура (для кристалічних порід – масивна, брилова; для гравійно-галечникових і піщаних відкладів – уламкова (зазначають розміри уламків і зерен); для глинистих відкладів – грудкувата, горіхувата, стовпчаста, призматична, плитчаста;
- ✓ текстура: шарувата, флюїдальна, хаотична;
- ✓ наявність включень: червоточин, кореневищ, ходів тварин; слідів озалізнення; уламків чи прошарків іншого матеріалу в однорідній товщі; органічних залишків;
- ✓ наявність тріщин і їхня характеристика;
- ✓ опис пласта в цілому: азимут простягання, характер залягання: горизонтальний чи моноклінальний (кут і азимут падіння);
- ✓ характер переходу (контакт) з наступним і попереднім шаром.

Найперше визначають назву породи (див. п. 4.1.1). Геологічним молотком відламують від масиву уламок породи. Його розбивають на менші частини для отримання свіжого *відколка*. Уважно розглядають зріз і вигляд уламка. Характеристику мінералогічного складу породи дають на підставі вивчення окремих зерен досліджуваної породи під лупою.

Колір гірських порід оцінюють за сухим зразком. Зазначають такі кольори: рожевий–червоний–рудий–жовтий–палевий–коричневий–оливковий–зелений–синій–білий–сірий–чорний.

Розмір зерен породи визначають просіюванням через сита з відповідними отворами. Розрізняють такі типи порід за механічним складом: мулисті, глинисті, алевритові, піщані, гравійні, галечникові, валунні. Для піщано-гравійних зерен використовують окремий визначник (рис. 4.2.3). Параметри гравійно-галечникового матеріалу вимірюють штангенциркулем або лінійкою, а валунів – рулеткою.

Висушений зразок породи насипають у центральне (біле) кільце і розглядають його в лупу на тлі різних за розміром чорних кружечків, які відповідають граничним діаметрам окремих фракцій, величина яких зображена на графіку з зовнішнього боку великого кола. Якщо в породі наявні зерна різних фракцій, то відзначають переважаючу.

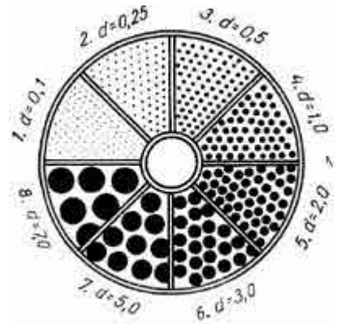


Рис. 4.2.3. Визначник розмірів зерен піщано-гравійних порід [2]: *1* – пісок тонкозернистий; *2* – дрібнозернистий; *3* – середньозернистий; *4* – великозернистий; *5* – грубозернистий; *6* – гравій дрібний; *7* – гравій середній; *8* – гравій великий

Твердість мінералів (або порід) може бути з'ясована в польових умовах впливом на мінерал одного з таких предметів: олівця (твердість 1), нігтя людини (2–3), монети бронзової (4), скла (5), ножа сталевого (6) , напилка (7). Якщо, наприклад, сталевий ніж на випробуваному мінералі залишає подряпину, то мінерал м'якший від сталі і його твердість 5.

Породи, що містять вуглекисле вапно (наприклад, мергель, крейда), у разі впливу на них соляної кислоти (капнути 2–3 краплі) бурхливо скипають (шиплять).

Описуючи гірські породи, необхідно, крім їхнього мінералогічного та механічного складу, кольору, також зазначати: для піску – характер шаруватості (горизонтальна, коса, хвиляста), ступінь обкатаності зерен, наявність скам'янілих решток тварин і рослин; для пісковиків – склад мінералів, що їх становлять, ступінь цементації; для глин і суглинків – сланцюватість, ступінь вологості, наявність мінеральних включень; для крейди та мергелів – щільність, тріщинуватість, наявність домішок і скам'янілостей.

Зазначають характер контактів між шарами та прошарками порід – рівні, нерівні, переривчасті, або переходи між ними – чіткі чи поступові.

Описують просторове положення наявних порушень у породі – тріщин різного походження, площин напластування і т.п. Їхній азимут простягання, азимут і кут падіння. Елементи залягання пластів порід вимірюють гірським компасом.

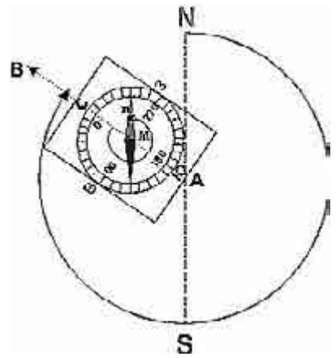


Рис. 4.2.4. Обчислення азимута напряму за допомогою гірського компасу

Гірський компас дещо відрізняється від звичайного туристичного. Він змонтований на прямокутній пластинці. Складається з двох основних частин: магнітної стрілки з лімбом і виска (клинометра) з напівлімбом. Північний кінець стрілки завжди чорний. Градуювання лімба проведено проти годинникової стрілки, де Сх і Зх позначено зворотно до дійсного їхнього розташування відповідно до сторін світу. Пояснимо, чому гірський компас, у якого захід і схід переставлені місцями, а ділення на лімбі розташовані проти годинникової стрілки, все ж дає правильне визначення азимутальних кутів будь-яких напрямів. Допустимо, що треба визначити азимут напряму АВ (рис. 4.2.4).

Пунктирна лінія NS – меридіан, який проходить через точку А. Компас встановлюють в точці А так, як зображено на рисунку. Потрібно визначити кут NAB (за годинниковою стрілкою). За лімбом компаса відлічують кут CMn проти годинникової стрілки. З рисунка видно, що відлічуваний за компасом кут точно дорівнює шуканому азимутальному куту напряму АВ (NAB=300°). Якби азимутальні кути визначали за допомогою звичайного компаса, результати вимірів довелося б перераховувати.

Процес замірів азимута, кута падіння та азимута простягання такий. За допомогою геологічного молотка зачищають майданчик породи, яка відповідає її природній шаруватості. Якщо хочуть визначити положення лінії простягання пласта (за кута падіння > 10°), то надають пластинці компаса вертикальне положення. Прикладають довгу сторону компаса до площини (природного майданчика) пласта так, щоб клинометр показував 0°. Уздовж довгої сторони пластинки компаса рисують лінію, яка вказує *напрям простягання пласта*. Якщо спочатку з'ясовують положення лінії падіння (за малих кутів падіння пласта), то надають пластинці компаса вертикальне положення.

Прикладають довгу сторону компаса до площини пласта так, щоб клинометр показував максимальний кут. Це і буде *кут падіння* шару. Вздовж довгої сторони пластинки компаса прокреслюють лінію, яка вказує напрям падіння шару.

Коли на зачищеному майданчику пласта прокреслені лінії простягання та лінія падіння шару, визначають *азимут його падіння*. Для цього короткою південною стороною компас прикладають до лінії простягання так, щоб його північна коротка сторона була звернена у бік падіння шару. Компасу надають горизонтальне положення. Відпускають аретиром магнітну стрілку, дають їй заспокоїтися і відлічують за лімбом азимут падіння шару. Потім магнітну стрілку припіднімають і притискають до скла компаса.

Знаючи азимут падіння шару, обчислюють *обидва азимути його простягання*. Для визначення одного з них до азимута падіння додають 90°, а для визначення іншого – від азимута падіння віднімають 90°. Якщо все ж хочуть за допомогою компаса знайти азимути простягання, то надають компасу горизонтальне положення. Довгу сторону його прикладають до лінії простягання й обчислюють за лімбом азимут простягання шару. Для отримання іншого азимута до обчисленого азимута додають 180°. Оскільки, знаючи азимути простягання шару, не можна обчислити азимут його падіння, то зручніше спочатку визначити азимут падіння.

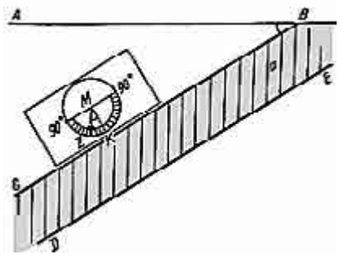


Рис. 4.2.5. Визначення кута падіння пласта [6]

Кут падіння пласта вимірюють так. Наприклад, треба визначити кут падіння шару *a*, крівля якого BC, підошва ED (рис. 4.2.5). Для його вимірювання надають компасу вертикальне положення. Довгу сторону компаса прикладають до крівлі шару *a*. Клинометр MZ покаже на напівлімбі кут KMZ, який дорівнює шуканому куту падіння ABC (кути з взаємно-перпендикулярними сторонами) [6].

Наприкінці, на підставі багатьох розрізів, зазначають характер простягання пласта породи – витриманий чи невитриманий за простяганням. Також зазначають форму виклинювання пласта.

Під час опису відслонення його також замальовують. Використовують прийняті для геологічних розрізів умовні позначення. Зліва колонки послідовно за шарами зазначають загальну потужність, праворуч – товщину в метрах окремих горизонтів і короткий опис порід. Для зручності порівняння всі колонки викреслюють в одному масштабі.

Найбільш цікаві та типові відслонення гірських порід, виходи джерел тощо треба не тільки замалювати, а й фотографувати. Для оцінки за знімками справжніх розмірів гірських пластів у розрізі ставлять рейку з поділками або лінійку.

На контакті порід різного віку часто виходять джерела. Для них складають окрему характеристику. Під час огляду джерел зазначають таке: а) місце розташування виходу підземних вод (у руслі річки, на схилі долини або балки, в стінці або на дні яру); б) абсолютна та відносна висота джерела; в) з товщі якої водоносної породи випливає джерело і яка водотривка порода підстеляє водоносний пласт. Потужність водоносного шару (якщо його можна визначити); г) вплив, який чинить джерело на прилеглу місцевість (зсуви, осідання або розмив ґрунту, заболочування луки чи лісу біля виходу джерела, утворення струмка); д) характер витікання води з джерела (сочиться, б'є джерелом, випливає декількома окремими цівками або у вигляді одного широкого струменя); е) яка витрата води джерела, тобто скільки води (літрів) дає він за одиницю часу (секунду, хвилину, годину, добу); є) якість води (прозорість, колір, смак, запах, жорсткість). Чи не дає вода джерела на траві або каменях білуватого вапняного нальоту або іржавого залізистого осаду; ж) як використовують воду джерела місцеві жителі (для пиття, водопою тварин, сакральне місце) [4].

Обстеження геологічної будови місцевості супроводжується збором зразків гірських порід. Зразки беруть із найбільш типових гірських порід, що становлять основу геологічної будови досліджуваного району. Розміри зразків приблизно 10–12 см завдовжки, 6–9 см шириною і близько 2–3 см завтовшки. Різні включення і скам'янілості треба добути в цілому, непошкодженому вигляді (не потрібно нехтувати і частинами). Для зберігання зразків заздалегідь заготовляють номерні мішечки або невеликі коробки. До кожного зразка кладуть етикетку, на якій пишуть: номер зразка, дату (рік, місяць і число, коли взято зразок), назву породи, точне місце розташування, номер відслонення й номер шару в розрізі, прізвище дослідника.

Запитання для самоперевірки знань

1. Які види буріння застосовують для вивчення міцних і пухких порід? Які їхні особливості?
2. Де, на яку глибину закладають шурфи?
3. Перелічити порядок опису порід на відслоненні.
4. Як визначають елементи залягання порід?

Бібліографія

1. *Агейкин А.С.* Разведка россыпных месторождений золота и олова поверхностными и подземными горными выработками / А.С. Агейкин, А.Б. Невретдинов, Т.П. Шевцов // Методическое руководство по разведке россыпей золота и олова. – Магаданское книжное изд-во, 1982. – С. 69–93.
2. *Гардинер В.* Полевая геоморфология. Пер. с англ. / В. Гардинер, Р. Дакомб. – Москва: Недра, 1990. – 239 с.
3. Енергетична безпека держави: високоефективні технології видобування, постачання і використання природного газу / Є.І. Крижанівський, М.І. Гончарук, В.Я. Грудз та ін. – Київ: Інтерпрес ЛТД, 2006. – 286 с.
4. Методы изучения осадочных пород // Справочник по литологии; под ред. Н.Б. Вассоевича, В.Л. Либровича, Н.В. Логвиненко, В.И. Марченко. – Москва: Недра, 1983. – С. 252–273.
5. *Обручев С.В.* Геологическая съемка / С.В. Обручев // Справочник путешественника и краеведа. – Москва: Государственное издательство географической литературы, 1950, Т. 2. – С. 251-275.
6. Руководство по первой Крымской геологической практике / Н.А. Божко, Н.В. Короновский, М.Г. Ломизе и др. – Москва: Изд-во МГУ, 2007. – 134 с.

4.3. Геофізичні методи вивчення порід

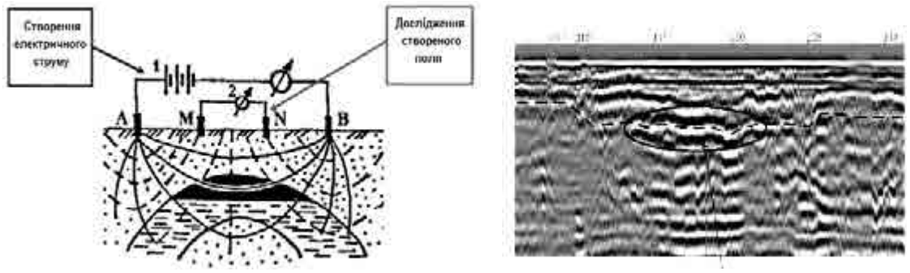
Геофізичні – це методи вивчення глибинної будови Землі на підставі її фізичних полів, які не потребують буріння або розкопок. За використанням фізичних полів геофізичні методи поділяють на електророзвідку, сейсморозвідку, магніторозвідку, гравірозвідку, терморозвідку та ядерну геофізику. До природних фізичних полів Землі зачисляють електромагнітне, сейсмічне (поле пружних коливань внаслідок землетрусів), гравітаційне (сили тяжіння), термічне та радіоактивне. До штучних полів належать ті, які викликають штучно спеціальною апаратурою.

Методи електророзвідки

Ґрунтуються на вивченні поширення в земній корі порід з різною електропровідністю. Вимірюють природні штучні електромагнітні поля. Електромагнітні поля виникають під дією джерел постійного та змінного струму (рис. 4.3.1). Ці методи називають ще електромагнітною розвідкою.

Перші роботи з застосування електрики для пошуків корисних копалин з'явилися у 1829 р., коли А. Фокс спостерігав природні електричні поля над мідними родовищами у Корнуельсі (Велика Британія), пов'язані з окисно-відновними процесами у товщі порід. У кінці XIX – на початку XX ст. загальний прогрес геофізики зумовив значний розвиток електричних методів, які мали високу інформативність та економічний ефект, порівняно з іншими геофізичними методами. Зараз ці методи набули значного поширення у зв'язку з розвитком мікропроцесорної техніки та відповідного програмного забезпечення для відображення даних.

Електромагнітні властивості гірських порід охоплюють питомий електричний опір, електрохімічну активність, поляризованість, діелектричну і магнітну проникність. Найбільш універсальна електромагнітна властивість – електричний опір (ϱ), який характеризує здатність порід чинити спротив проходженню струму. Вимірюють в омметрах (Ом). Величина електричного опору порід залежить від їхнього мінерального складу, фізико-механічних і водних властивостей, концентрації солей у підземних водах і в меншій мірі від їхнього хімічного складу, а також від деяких інших чинників (температури, глибини залягання, ступеня метаморфізму тощо). Для мінералів-ді-



а *б*

Рис. 4.3.1. Електророзвідка: *а* – принципова схема методу;
б – обробка результату вимірювань (суцільним контуром виділено зону електромагнітної аномалії)

електриків (кварц, слюда, польові шпати та інші) характерні дуже високі опори (10^{12}–10^{15} Ом). Мінерали-напівпровідники (карбонати, сульфати, галоїди) відрізняються високими опорами в межах 10^4–10^8 Ом. Глинисті мінерали (гідрослюди, монтмориломоніт, каолініт тощо) виділяються низькими опорами ($\varrho \leq 10^4$ Ом) [9].

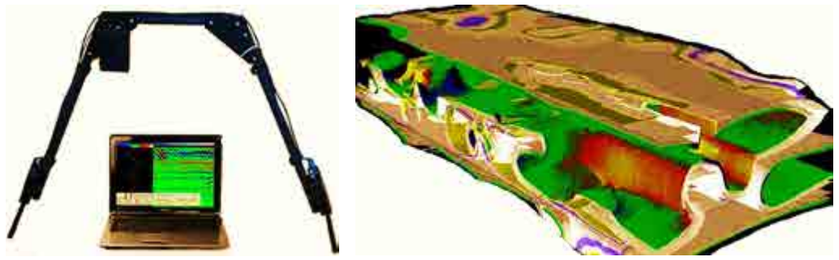
Залежно від виду електричного струму, який використовують, і техніки проведення польових робіт розрізняють два основних методи електророзвідки: електропрофілювання та електрозондування. *Електропрофілювання* ґрунтується на вимірюваннях уявних питомих електричних опорів у горизонтальній площині уздовж прямолінійного маршруту на земній поверхні. Електроди живлення та приймальні електроди мають фіксоване взаємне розташування. Методами *електрозондування* вивчають геоелектричний розріз по вертикалі шляхом вимірів уявних питомих опорів у точці зондування на земній поверхні. Електроди живлення розташовують на різних відстанях між собою. Чим більші відстані між електродами, тим електричний струм проникає на більшу глибину і відображає геологічну будову глибших горизонтів розрізу.

Під час електророзвідки для вивчення невеликих глибин (до 500 м) використовують переносні прилади й устаткування. Значного поширення набули прилади георадари (рис. 4.3.2, *а*). Вони випромінюють надкороткі електромагнітні імпульси частотою 100 МГц–2 ГГц. Їхня проникність на глибину приймається приймальною антеною, перетворюється у цифровий вигляд і після опрацювання відображається на екрані монітора. Електромагнітні хвилі цієї частоти досягають глибини 20-30 м. Розвідку великих глибин (до 10 км) проводять за допомогою електророзвідувальних станцій. Прискорене геологічне картування і пошук корисних копалин на глибинах до 200 м виконують за допомогою аероелектророзвідувальних станцій [3].

Методи електророзвідки застосовують для:
- побудови геологічних розрізів у цілому для певної території;
- картування контактів між породами, наприклад, поверхні корінних порід під пухкими відкладами;
- положення карстових пустот (див. рис. 4.3.2, *б*);
- пошуків прісних і мінералізованих вод, визначення рівня ґрунтових вод, границь між шарами з різним ступенем водонасичення – для підтоплених територій;
- картування таких типів порід: пісок, глина, торф;
- виділення сезонно-мерзлих ґрунтів, товщини льоду, снігу;
- границь поширення рудних і нерудних корисних копалин;
- картування піддонних відкладів;
- визначення глибини і профілю дна рік та озер.

Методи сейсморозвідки

Сейсмічна розвідка – це комплекс методів дослідження геологічної будови земної кори, які засновані на вивченні розповсюдження пружних хвиль, що збуджуються штучно (вибухами, ударами) чи землетрусом. Пружні хвилі, які виникають внаслідок вибуху чи удару, розповсюджуються в гірських породах із різними швидкостями. На границі, яка розділяє гірські породи різного складу, пружні хвилі відбиваються, заломлюються і частково повертаються до поверхні



а *б*

Рис. 4.3.2. Георадар EASYRAD GPR *(а)*; 3d-модель, побудована за результатами електрозондування ділянки карстових пустот *(б)* (джерело http://www.easyrad.com.ua)

Землі. Вивчаючи час і швидкості розповсюдження хвиль, їхню амплітуду, форму сигналу і характер коливання ґрунту, на якому встановлені приймачі коливань (сейсмоприймачі), можна визначити глибину залягання і форму границь у середовищі, кут їхнього падіння, напрям простягання і багато інших характеристик геологічного середовища [1].

За завданнями, які розв'язує сейсморозвідка, виділяють глибинну, структурну, нафтогазову, рудну та інженерну. За частотою коливання виділяють високочастотну (понад 100 Гц), середньочастотну (декілька десятків герц) і низькочастотну (менше 10 Гц) сейсморозвідку.

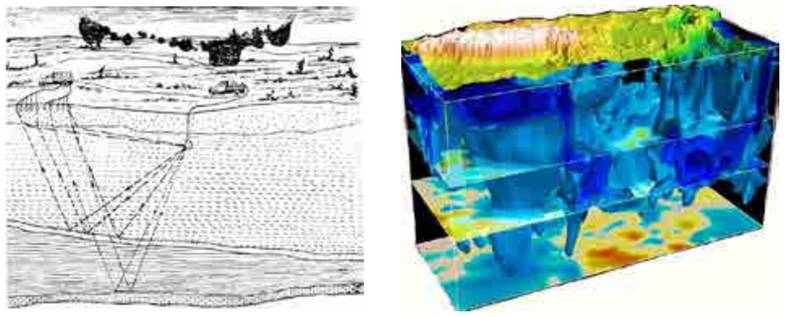
Глибина проникнення хвиль – від декількох метрів (вивчення фізико-механічних властивостей порід) до сотень кілометрів (вивчення земної кори та верхньої мантії).

Принцип – пружна хвиля збуджується за допомогою джерела. Раніше для збудження хвиль використовували вибухи тротилових зарядів. Сьогодні поширені невибухові методи у вигляді імпульсного ударного впливу на гірські породи. На шляху проходження хвиль встановлюють точку спостережень, де за допомогою сейсмоприймачів реєструють відбитий сигнал (рис. 4.3.3 *а*).

Перші дослідження у галузі сейсморозвідки були проведені у Геттінгенському геофізичному інституті в Німеччині (*Л*. Мінтроп, 1908 р.). Систематичніше їх почали застосовувати для вивчення гірських порід з 1909–1910 рр. Були розроблені методи відбитих і переломлених хвиль, які полягають у визначенні часу перебігу пружних хвиль від пункту їхнього збудження до приймача. З 30-х років XX ст. впровадили сейсмостанції – багатоканальні реєстратори, розташовані на автомобілях. Проводили вибухи, а сигнали від них вловлювали аналогові приймачі, які записували їх на магнітну стрічку або фотопапір у вигляді графіка. Виконували не одне вимірювання, а зазвичай закладали систему спостережень. Вона охоплювала 100–300 пунктів прийому – каналів сейсмостанції. Пункт збудження хвиль розташовували в центрі на 25–50 м від пункту прийому. Потім систему переміщували на 25–50 м. Так формували сейсмотраси з 240 пунктів і 120 трас [2].

На початку XX ст. виявили: границю земної кори і верхньої мантії (поверхня Мохоровичича або скороч. Мохо – названа на честь хорватського вченого, який вперше її виявив у 1909 р.), розплавлений стан ядра, більшу потужність материкової кори, порівняно з океанічною. З 1977 р. почали застосовувати цифрову польову й оброблювальну техніку. Були запроваджені цифрові сейсмічні станції з багатоканальними підсилювачами, в яких сигнал записується у цифровому вигляді, та організовані обчислювальні центри, які обробляли дані сейсморозвідки. Зараз застосовують цифрову реєстрацію сейсмічних коливань. Цифрові записи точніші, ніж аналогові. Поширені багатоканальні сейсморозвідувальні станції з кількістю каналів 500–1000 та більше. За допомогою багатоканальної станції можна реєструвати сейсмічні коливання одночасно у великій кількості точок за одного акту збудження пружних коливань.

Методи сейсморозвідки використовують для визначення:
- глибинної будови великої території (див. рис. 4.3.3 *б*);
- оконтурення місць залягання покладів вуглеводнів (нафти і газу);
- границь кристалічних порід фундаменту;
- границь пластів порід;
- рівня ґрунтових вод;
- наявності давніх ерозійних врізів;



а *б*

Рис. 4.3.3. Схема сейсморозвідувальних робіт [2] *(а)*;
б) структура земної кори глибиною 1000 км під Тібетом на основі сейсмохвиль *(б)*
(джерело https://phys.org/news/2015-05-earthquakes)

– стійкості зсувів (актуально на стадії підготовки);
– зон тектонічних розломів;
– зон підвищеної мікротріщинуватості порід (є унікальним методом для такого виду досліджень).

Цікаво, що зони тектонічних порушень почали достовірно підтверджувати лише в кінці XX ст. з розвитком електронного обладнання геофізичних методів. За допомогою цифрових сейсмостанцій виявили, що властивості гірських порід у зонах розломів мають інші характеристики, ніж на непорушених територіях. Вони перебувають у стані підвищеної мікропорушеності на всю потужність осадочного чохла, мають знижену несучу здатність і підвищену проникність. Умовно вони не є твердими середовищами, це ніби тверді рідини. Це допомагає визначати тектонічні порушення без закладання свердловин [5].

Велике значення сейсморозвідка має у розвідуванні покладів вуглеводнів. Вона становить основу методу прямого пошуку: дає змогу визначати площі, інтервали глибин та оконтурити виявлені поклади. За допомогою сейсморозвідки виявлено нафтогазоносні поклади у Дніпровсько-Донецькій западині.

Загалом вивчення показників сейсморозвідки, порівняння з даними свердловин і геологічними уявленнями, фактами є основою прогнозування геологічного розрізу.

Магнітометричні методи

Магніторозвідка полягає у вивченні магнітного поля Землі, зокрема, магнітних аномалій, які виникають в неоднаково намагнічених гірських породах. Земля, як космічне тіло певної внутрішньої будови, генерує постійне магнітне поле, яке називають нормальним або первинним. Багато гірських порід і руд мають магнітні властивості й здатні під впливом цього поля набувати намагніченості та створювати аномальні або вторинні магнітні поля. Виділення цих аномальних полів зі спостережуваного в зоні дослідження або сумарного геомагнітного поля, а також їхнє геологічне пояснення є метою магніторозвідки.

Створення магніторозвідки зачисляють до другої половини XIX ст., коли вимірювання напруги магнітного поля почали застосовувати для пошуків сильно намагнічених рудних покладів.

Елементи магнітного поля на земній поверхні та під нею (в свердловинах, шахтах, під водою) вимірюють магнітометрами (рис. 4.3.4), у повітрі – аеромагнітометрами з літаків і вертольотів. Для пошуку металічних предметів в археології та військовій справі широко використовують глибинні металошукачі. Відміни між магнітометрами і металошукачами полягають у тому, що магнітометр виконує вимірювання однорідного магнітного поля, виявляє його локальні аномалії, які можуть бути об'єктом, який шукають. Металошукач випромінює електромагнітне поле, активно діючи на поверхню землі й отримує "відгук" від шуканого об'єкта.

За магнітними властивостями всі речовини поділяють на три групи: діамагнітні, парамагнітні та феромагнітні. Найменша і від'ємна магнітна сприятливість характерна для діамагнітних порід. До них належать кварц, сіль, мармур, нафта, срібло, золото, мідь, свинець та ін. Мала, проте

додатна магнітна сприятливість у парамагнітних порід, до яких належать більшість осадових, метаморфічних і магматичних порід. Велика намагніченість характерна для феромагнітних порід, до яких зачисляють магнетит, титано-магнетит, ільменіт і піротин [2].

Рис. 4.3.4. Один з видів переносних магнітометрів з модулем інтерпретації даних

Під час досліджень простежують поверхню землі вздовж лінії чи по площі і виявляють аномалії магнітного поля у вигляді його стрибків чи великих градієнтів. Глибина пошуку становить від 1,5 до 20 м. За морфологією аномалій магнітного поля судять про планове положення тих чи інших геологічних чи структурних елементів. Отримуючи відомості про магнітні властивості порід і геолого-структурну будову, визначають природу цих елементів. Магніторозвідка дає змогу також визначати кількісні параметри виявлених геологічних об'єктів.

Перевага магніторозвідки полягає в тому, що це найдешевший і найшвидкісний з усіх геофізичних методів розвідки та пошуків. Магніторозвідка вигідно відрізняється значною продуктивністю серед всіх існуючих методів, особливо в аероваріанті. До недоліків методу можна зачислити досить високий рівень залежності від великої кількості чинників середовища [4].

Магнітометричні методи використовують для:

- пошуку рудних корисних копалин. Більш ефективні для вивчення таких рудних тіл, які розташовані серед слабомагнітних порід. Це залізна руда, титан, мідь, нікель. Для родовищ поліметалічних руд, бокситів, розсипів вони неефективні;
- вивчення зон інтрузій вулканічних порід. Наприклад, виявляють кварцеві дайки, збагачені магнетитом і піротином;
- виділення кільцевих структур у вулканічних областях;
- виявлення зон розломів, які контролюють руди;
- пошуку метеоритів;
- глобальних досліджень магнітного поля Землі, положення магнітних полюсів у минулому і тепер, знакоперемінних аномалій вздовж серединно-океанічних хребтів.

Гравіметричні методи

Ґрунтуються на вивченні сили тяжіння Землі. Способи її вимірювання побудовано на фізичних явищах, на які сила тяжіння має помітний вплив: вільне падіння тіл, коливання маятника або напруженої струни, рівновага пружинних або крутильних терезів.

Абсолютні вимірювання полягають у визначенні повної величини прискорення вільного падіння (g). Вимірювання називають відносними (статичними), якщо визначають приріст сили тяжіння між двома пунктами спостереження .

Тривалий час визначення g проводили маятниковим способом. Дослідження полягають у вивченні залежності періоду коливань маятника від величини поля сили тяжіння. Абсолютні маятникові вимірювання досить трудомісткі: одне визначення можна проводити протягом доби.

Одиниця вимірювання сили тяжіння – Гал (1 см/с² в системі СІ). Названа на честь Галілео Галілея, який вперше отримав прискорення вільного падіння у 1590 р. Середній параметр g визначили в Потсдамі (Німеччина) і він становить 980 665 мГал, на полюсах це значення – 983 200 мГал, на екваторі – 978 000 мГал. У приблизних розрахунках для Землі в цілому g приймають – 981 000 мГал [7].

Вимірювання виконують гравіметрами, маятниковими приладами та гравітаційними варіометрами. Гравіметри – це точні пружинні чи крутильні ваги. З їхньою допомогою вимірюють різницю прискорення сили тяжіння за зміною деформації пружини чи кута закручування пружної нитки, що компенсують силу тяжіння невеликого вантажу. Вимірюють зміну частоти коливання струни, на кінці якої прикріплений вантаж. Поява цих точних приладів для визначення g припадає на 30–40 роки XX ст., з цього часу і набула поширення гравірозвідка. Сьогодні для вимірювання g використовують здебільшого балістичні гравіметри, які виконують реєстрацію часу вільного падіння пробної маси в вакуумній камері з відомої висоти.

Отримані значення порівнюють із нормальними показниками гравітаційного поля Землі. Для тлумачення результатів треба знати щільність гірських порід, оскільки це єдиний фізичний показник, на якому ґрунтується гравірозвідка. Різну щільність порід і руд відобразять

аномальні значення сили тяжіння. Завдання гравірозвідки полягає у визначенні параметрів поля сили тяжіння, виділення аномальних складових гравітаційного поля та їхня геологічна інтерпретація.

Щільність гірських порід залежить від їхнього хіміко-мінералогічного складу та пористості. Наприклад, щільність вугілля становить 1,1 г/см^3; пісків – 1,4–1,7; глин – 2,0–2,2; солей – 2,1; пісковиків – 1,8–2,8; вапняків, гранітів – 2,3–3,0, базальтів – 2,7–3,2 г/см^3. Над щільнішими породами фіксують додатні аномалії *g*, над менш щільними – від'ємні. Витягнута форма аномалій *g* свідчить про залягання видовжених глибинних структур, ізометрична – на округлі в плані геологічні об'єкти. Чим глибше залягає структура, тим більш розпливчасту гравітаційну аномалію вона утворює на земній поверхні. Глибина досліджень – до 90 км [8].

Гравіметричні методи застосовують для вивчення:

- глобальної фігури Землі (знімають супутниковими системами);
- формацій гірських порід, положення антиклінальних складок;
- потужності земної кори і характеру границі Мохо під гірськими масивами, платформами, океанічними западинами;
- проявів куполовидних геологічних структур – рудних тіл, соляних куполів;
- простягання видовжених геологічних тіл: вугільних пластів (мають дуже малу щільність), пегматитових, кварцевих, корундових, алмазних жил, родовищ слюд, марганцю, бокситів (велика щільність);
- місцезнаходження тектонічних розломів з вертикальним переміщенням сусідніх блоків та їхньої глибини;
- сили зчеплення частинок породи – визначають стійкість до денудації схилів.

Термічні методи

Термо- або геотерморозвідка – це геофізичні методи дослідження природного теплового поля Землі. Під час терморозвідки реєструють радіотеплове й інфрачервоне випромінювання земної поверхні, вимірюють температуру, її вертикальний градієнт або тепловий потік.

Для досліджень використовують такі прилади: тепловізори та електричні термометри. Всередині тепловізора розташований кристал, температурою мінус 203°, поміщений в охолоджуючий пристрій на рідкому азоті або гелії. Він реєструє радіотеплове й інфрачервоне випромінювання порід. Дані перетворюються на електричний сигнал і передаються на монітор, де спеціаліст виконує геологічну інтерпретацію. Електричні термометри – високоточні прилади, похибка температур яких не повинна перевищувати 0,01°. На їхній основі побудовані тепломіри – прилади для вимірювання теплових потоків у земній корі.

Головний параметр у терморозвідці – теплопровідність, яка характеризує здатність порід передавати тепло. Магматичні та метаморфічні породи мають теплопровідність R = 0,3 Вт/м · град; осадові 0,125 (0,03–0,5); нафто- і газонасичені 0,05 Вт/м · град. Зі зростанням глибини теплопровідність порід знижується, на глибинах понад 10 км починає зростати, а на глибинах понад 100 км – різко збільшується завдяки теплообміну в астеносфері. На теплопровідність найбільше впливають пористість, водонасиченість порід і тиск, під яким вони перебувають. Зі збільшенням тиску, водонасиченості і щільності (а отже, зниженні пористості) теплопровідність порід зростає [9].

Теплові властивості порід визначають у лабораторних умовах. Надалі ці дані порівнюють із результатами термометрії свердловин і донних осадів, глибинних геотермічних досліджень, розвідки різних корисних копалин.

Термічні методи використовують для:

- вивчення теплових потоків у земній корі;
- виявлення запасів газу, нафти чи місць їхнього притоку;
- пошуків покладів вугілля і деяких рудних корисних копалин;
- виявлення запасів підземних прісних вод та оконтурення їхніх басейнів;
- дослідження пористості та фільтраційних властивостей порід;
- місць відтоку підземних вод із гідроінженерних споруд;
- з'ясування границь поширення мерзлих порід.

Одним із аспектів терморозвідки є вивчення теплових потоків Землі. Досліджено, що мінімальні теплові потоки (0,02–0,04 Вт/м^2) характерні для платформ, максимальні (0,2–04 Вт/м^2) – для серединно-океанічних хребтів, рифтових зон і вулканічних областей. У складчастих зонах значення теплових потоків зростають від крайових прогинів до ділянок активного орогенезу і

від давніх до молодих областей горотворень. Також у складчастих зонах спостерігається різниця вертикальних і горизонтальних градієнтів температур.

Терморозвідка часто спрямована на вивчення глибинного земного тепла як джерела енергії. Ділянки підвищених значень теплових потоків (вище 0,1 Вт/м^2) характерні для районів термальних вод, парогідротерм чи прогрітих порід, які перебувають на глибині більше 1–3 км. Їх можна використовувати для теплофікації, електроенергії тощо.

Поширені методи штучних теплових полів, які полягають в тому, що у свердловину закачують підігріту або охолоджену бурову рідину. Періодично вимірюють температуру, доки не стане нормальною. Деякі породи мають більшу теплопровідність, рідина у них довше остигає, в інших – швидше. Так виявляють аномалії теплопровідності, порівнюючи їх із лабораторними даними. Глибина досліджень – 10–30 м [6].

Особливо цікаво цими методами вивчати швидкості фільтрації підземних вод, які використовують для з'ясування місць відтоку підземних вод із водосховищ, каналів, рік, стволів свердловин. Води підігрівають штучним електричним способом, визначають місця її витікання і міграції. Надалі проводять інженерні заходи для ліквідації фільтрації.

Ядерні методи

Ядерна геофізика – це методи пошуків і розвідки радіоактивних руд. Розрізняють два різновиди цих методів: *радіометрію* – виявлення руд за їхньою природною радіоактивністю й *ядерно-фізичні методи* – вивчення, зумовлене спеціальними приладами радіоактивності порід. Радіометрія складається з двох методів: *гамма-знімання* – досліджують інтенсивність гамма-випромінювання порід та *еманаційне знімання* – вивчають концентрацію радіоактивного газу радону у ґрунтовому повітрі [10]. Ядерні методи неглибоко проникають – до 1 м, внаслідок швидкого поглинання повітрям і породами ядерних випромінювань. Якщо опромінювати породи через свердловини, то глибина проникнення більша – до 25 м.

Радіоактивність гірських порід і руд тим вища, чим більша концентрація в них радіоактивних елементів сім'ї урану, торію і калію-40. Найбільша радіоактивність властива мінералам урану, торію та їхнім вторинним елементам. Висока радіоактивність характерна для мінералів, які містять калій-40: польові шпати, калійні солі тощо. Середню радіоактивність мають кислі магматичні породи, з осадових – пісковики, глини, з мінералів – сульфіди, магнетит, лимонід. Низька радіоактивність притаманна мінералам кварцу, кальциту, гіпсу, вапняку, кам'яній солі та ультраосновним й основним магматичним породам.

Залежно від вимірювальної фізичної величини польову реєструючу апаратуру можна поділити на такі типи: радіометри – прилади, які вимірюють інтенсивність, щільність потоку та потужність радіоактивного випромінювання; спектрометри чи радіометри-аналізатори, які реєструють спектри гамма-випромінювання; еманометри – прилади для вимірювання концентрації газу радону [3].

На базі методів розвинена ядерна геохронологія, яка допомагає визначати датування й описувати історію геологічних подій. Мірилом є швидкість процесів радіоактивного розпаду.

Застосовують для:

- пошуків радіоактивних корисних копалин – руд урану, радію, торію та парагенетичних (просторово з ними пов'язаних) не радіоактивних корисних копалин – рідкоземельних, металічних, фосфатних руд;
- визначають абсолютний вік гірських порід;
- вимірювання вологості ґрунтів та їхньої щільності, для яких використовують нейтронно-берилієві джерела.

Запитання для самоперевірки знань

1. На яких властивостях порід базується електророзвідка? Для з'ясування яких характеристик її застосовують?
2. У чому полягає суть сейсморозвідки? Які питання вона допомагає розв'язати?
3. Для чого використовують магнітометричні методи?
4. Що є в основі гравіметричної розвідки? Для чого її застосовують?
5. В чому полягає суть терморозвідки? Для яких пошуків її використовують?
6. Чим займається ядерна геофізика?

Бібліографія

1. *Вижва С.А.* Геофізичний моніторинг небезпечних геологічних процесів / С.А. Вижва. – Київ: Обрії, 2004. – 236 с.
2. Геофизические методы исследования / В.К. Хмелевской, М.Г. Попов, А.В. Калинин, Ю.И. Горбачев, В.А. Шевнин, В.Е. Фадеев; под ред. В.К. Хмелевского. – Москва: Недра, 1988. – 230 с.
3. Методичні вказівки з лабораторних занять з курсу "Геофізичні методи досліджень" для студентів геологічних спеціальностей / Упорядники І.М. Безродна , Д.А. Безродний. – Київ, 2012. – 65 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: www.geol.univ.kiev.ua/lib/GMD_lab.doc
4. *Огильви А.* Основы инженерной геофизики / А. Огильви. – Москва: Недра, 1990.
5. *Свистун В.К.* Використання геофізичних методів при вирішенні геоекологічних проблем Кривбасу: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук / В.К. Свистун. – Дніпропетровськ, 2016. – 32 с.
6. Терморазведка. Все о геологии. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://web.ru/db/msg.html?mid=1161636&uri=page47.html
7. *Толстой М.І.* Основи геофізики / М.І. Толстой та ін. – Київ: Обрії, 2007. – 446 с.
8. *Тяпкін К.Ф.* Основи геофізики: підручник / К.Ф. Тяпкін, О.К. Тяпкін, М.А. Якимчук. – Київ: Карбон Лтд, 2000. – 248 с.
9. *Хмелевской В.К.* Основы геофизических методов: учебник для вузов /В.К. Хмелевской, В.И. Костицын. – Пермь: Перм. ун-т., 2010. – 400 с.
10. Ядерная геология // Геологический словарь: в 2-х томах; под ред. К.Н. Паффенгольца и др. – Москва: Недра, 1978. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://dic.academic.ru/dic.nsf/enc_geolog/20639/

4.4. Топографо-геодезичні методи вивчення рельєфу в польових умовах

У практиці польових геоморфологічних досліджень для визначення морфометричних показників рельєфу й інтенсивності розвитку екзогенних процесів часто використовують геодезичні або топографічні прилади. Вони допомагають точно нанести геоморфологічні об'єкти на топографічну основу, знайти відстань до досліджуваних об'єктів, виміряти висоту, крутість форм та елементів рельєфу.

✓ Точне нанесення на карту геоморфологічних об'єктів з детальним рисуванням їхніх елементів можливе за допомогою *фототеодолітного методу*. Суть цього методу полягає у визначенні положення об'єкта та фотографування його з двох точок одного базису [4]. Раніше місцерозташування точок визначали теодолітом, на якому був прикріплений фотоапарат для одночасного знімання. Зараз використовують електронні теодоліти фірми *Leica* чи ін. Фотознімання одного об'єкта з двох точок місцевості дає змогу у комп'ютерній програмі створити об'ємну модель з детальністю 1:1 мм і більше. Важливо оптимально вибрати базис фотографування, довжина якого щодо відстані до об'єкта має бути в 10–20 разів меншою. Якщо збільшити довжину базису більше зазначеної межі, то стереоскопічне сприйняття моделі буде порушене.

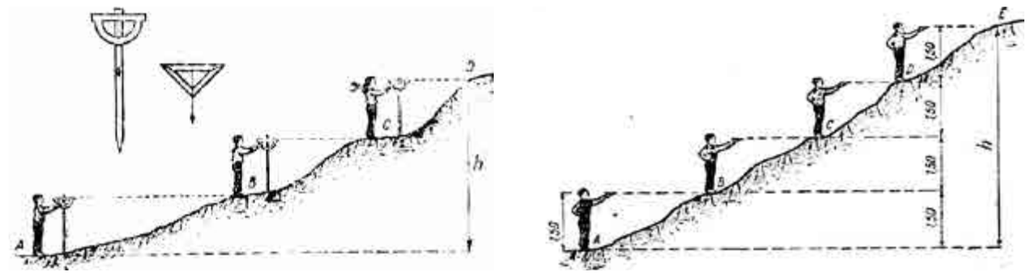
Фототеодолітний метод застосовують для дослідження важкодоступних об'єктів, – високих скель, льодовиків на високогір'ях, урвистих берегів і терас рік, осипних схилів тощо. Під час побудови об'ємної моделі таких форм можлива детальна характеристика їхніх морфометричних особливостей, параметризація елементів. Визначають висоту і кількість терас річкової долини, висоту розташування льодовикових карів і цирків, характеристику форм льодовикової акумуляції, положення давньої та сучасної снігової границі тощо.

Повторне фототеодолітне знімання використовують для вивчення інтенсивності проходження сучасних морфодинамічних процесів. Виконанням досліджень через певний період часу (сезон, рік, кілька років), залежно від темпу розвитку процесів, досягають наочності, детальності й об'єктивності результатів. Кожні наступні знімання треба робити з тих самих точок і на тому ж базисі, що й попередні. Щоб з'ясувати швидкість росту ярів, виконують повторне знімання їхніх відвершків, виявляючи рух курумів чи осипів, фотографують положення їхніх уламків; для визначення динаміки зсувів – положення стінки відриву і її брівки. Визначають також рух льодовиків

розташуванням базису вздовж лінії руху і повторним зніманням лише з однієї точки. В цьому випадку під час стереоскопічного розглядання не переміщені об'єкти виглядатимуть пласкими, а переміщені – об'ємними. Таке стереофототеодолітне знімання дає змогу визначити величину зміщень точок і виявити темп руху чи темп денудації геоморфологічних об'єктів.

Геодезичними приладами визначають певні морфометричні показники рельєфу. *Пристрій GPS* покаже *висоту схилу*. Дослідникові треба бути на вершині вимірюваного схилу. Якщо схил менше 20 м, то виміри можуть мати значну похибку. Точне визначення висоти схилів виконують за допомогою теодоліта чи нівеліра або барометра-анероїда.

✓ *Нівелювання* полягає в послідовному визначенні перевищення одних точок над іншими. Одним зі способів польових вимірювань є геометричне нівелювання, за якого різницю висот точок земної поверхні визначають методом горизонтального візування. Можна виготовити простий пристрій – транспортир на вертикальній планці або власну висоту дослідника (рис. 4.4.1). Починають візувати з підніжжя схилу. З точки А по горизонталі кидають промінь зору до точки В, розташованої вище по схилу. Знаходять перевищення В над А. Далі знаходять перевищення С над В, Д над С. Алгебрична сума всіх окремих перевищень дасть загальне перевищення h точки Д над точкою А. Для перевірки правильності результатів вимірювання повторюють. За результатами обох досліджень, якщо вони відрізняються не більше, ніж на 2 см, треба взяти середню величину; якщо ця розбіжність перевищує 2 см, то варто повторити вимір втретє.



а *б*

Рис. 4.4.1. Визначення висоти схилу методом геометричного нівелювання [1]:
а) з використанням транспортира на вертикальній рейці; *б*) якщо відомий зріст дослідника

Для визначення висоти урвистих схилів, на які неможливо піднятися, використовують теодоліт. Цей метод потребує визначення кутів, виміряних з двох точок і знання відстані між цими точками (рис. 4.4.2). Відстань заміряють далекоміром або мірною стрічкою. Висоту схилу визначають за формулою

$$H = ((\mathrm{tg}\,\alpha \cdot \mathrm{tg}\,\beta) / (\mathrm{tg}\,\alpha - \mathrm{tg}\,\beta)) + h,$$

де H – висота схилу; α і β – кути, виміряні теодолітом з різних точок стояння до примітних об'єктів схилу; h – висота, на якій розташований прилад [2].

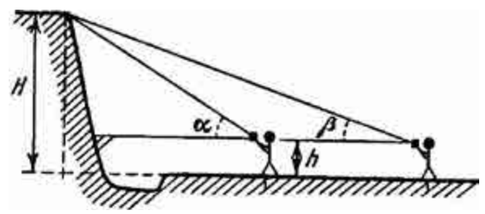
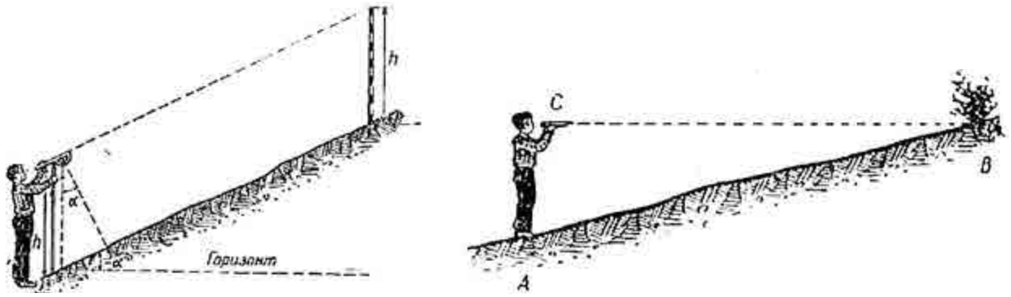


Рис. 4.4.2. Вимірювання висоти урвистого схилу за допомогою теодоліта [2]

Найпростіший спосіб визначення висоти урвистого схилу, якщо можливо підійти до його підніжжя – метод запуску повітряної кульки (можна з вмістом у ній гелію). Кульку з довгою ниткою піднімають на висоту брівки, на рівні землі відрізають нитку, опускають кульку та мірною стрічкою вимірюють довжину нитки. Таким методом можна визначити висоту схилу за різних умов із можливою похибкою у кілька сантиметрів.

Під час польових геоморфологічних досліджень способи нівелювання застосовують також для зіставлення висот терас і визначення їхнього порядку від дна долини.

✓ *Крутість* схилів визначають *екліметром* – нескладним інструментом у вигляді транспортира з нахилом, пристосованим для вимірювання на місцевості вертикальних кутів [4]. Крутість схилу наближено може бути визначена вимірюванням його поверхні кроками. Для цього використовують також лінійку. Треба підняти її до рівня очей (рис. 4.4.3) і, тримаючи горизонтально, помічають на схилі точку В, в яку потрапляє промінь зору, який ковзає вздовж краю лінійки. Відстань АВ вимірюють парами кроків (нагадаємо пара кроків = 1,5 м). Частка від ділення 60° на кількість пар кроків, пройдених від точки стояння А до точки В, розташованої на схилі на рівні очей, покаже приблизну крутість схилу в градусах.



а *б*

Рис. 4.4.3. Вимірювання крутості схилу в польових умовах [1]:
а) екліметром; *б)* за допомогою лінійки

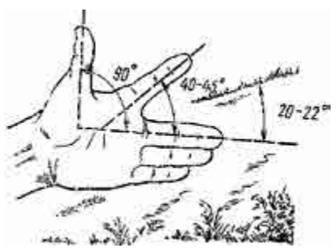


Рис. 4.4.4. Приблизне визначення крутості схилу за допомогою долоні руки [3]

Число 60° виражає приблизну величину радіана, тобто центрального кута, який опирається на дугу окружності, яка дорівнює довжині радіуса (точніше, радіан дорівнює 57°18′). Звідси крутість схилу α : 60° = АС : АВ або α = 60° · АС/АВ. Наприклад, якщо АВ дорівнює чотирьом парам кроків (6 м), а АС (зріст людини) – одній парі кроків (1,5 м), то крутість схилу становить 60 · (1,5/6) = 15°.

Також кут нахилу схилу α обчислюють від tg α, який дорівнює *відношенню висоти по вертикалі до горизонтальної відстані*. Якщо брати горизонтальну відстань, яка дорівнює 1 м, то обчислюють tg α як таке, що дорівнює висоті по вертикалі. Наприклад, висота по вертикалі = 1,5 м, горизонтальна відстань 1 м, tg α = 1,5. Тоді α = arctg (1,5) = 56,3° (електронний калькулятор визначення зворотних тригонометричних функцій – http://planetcalc.ru, www.fxyz.ru). Наприклад, з рис. 4.4.1, *б* крутість схилу визначають так: висота схилу у цьому прикладі 6 м, його довжина нехай 11 м, тоді 6 : 11 = 0,55 = tg α. Звідси α = arctg (0,55) = 28,8°.

Простий пристрій (транспортир накладений на лінійку) можна використати для визначення наближеного значення крутості схилу. Його суміщають із поперечним профілем схилу, як показано на рис. 4.4.1, *а*. Повертають транспортир на кут, більш-менш рівний з лінією профілю схилу і беруть покази зі шкали транспортира. Інший спосіб для визначення наближеного значення крутості схилу в польових умовах – суміщення кута між вказівним і середнім пальцем із лінією профілю схилу. Вказівний і середній палець треба відвести так, щоб вони утворили кут 90°, а великий між ними – 45° (рис. 4.4.4). Долоню прикладають так, щоб лінія схилу пройшла між цими пальцями. Так приблизно можна визначити крутість схилу у 20, 30, 45 чи 60° [3].

Визначення висоти і крутості схилу потрібне для побудови поперечних профілів рельєфу на точках спостереження.

Запитання для самоперевірки знань

1. Для вивчення яких характеристик рельєфу у польових умовах застосовують фототеодолітний метод?
2. Як у польових умовах обчислюють висоту схилів?
3. Назвати різні способи визначення в полі крутості схилів.

Бібліографія

1. *Антимонов Н.А.* Школьные походы по изучению рек, озер и болот родного края / Н.А. Антимонов. – Москва: Учпедгиз, 1963. – 134 с.
2. *Гардинер В.* Полевая геоморфология. Пер. с англ. / В. Гардинер, Р. Дакомб. – Москва: Недра, 1990. – 239 с.
3. *Кривошеєв А.М.* Визначення сторін горизонту, магнітних азимутів за допомогою компасів / А.М. Кривошеєв, А.І. Приходько, В.М. Петренко, Р.В. Сергієнко // Військова топографія: навч. посібн. – Суми: Вид-во СумДУ, 2010. – 281 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://essuir.sumdu.edu.ua/bitstream/123456789/240/1/Krivosheev.doc
4. *Лозинський В. В.* Топографічні знімання ділянок місцевості: навч.-метод. посібн. / В.В. Лозинський. – Львів, 2012. – 116 с.

4.5. Орієнтування під час польових маршрутів

Польові дослідження передбачають вивчення рельєфу, його геологічної структури та проявів морфодинамічних процесів під час безпосереднього обстеження об'єктів на місцевості. Дослідження виконують у формі виходів на маршрути, які проходять за визначеними на підготовчому етапі напрямами. Тривалість походів залежить від складності рельєфу та детальності опису намічених точок спостереження.

На підготовчому етапі дослідницька група намічає схеми маршрутів обстеження території – лінійні, кільцеві чи радіальні. Маршрути прокладають так, щоб врахувати характерні й унікальні форми чи елементи рельєфу. Наприклад, характерними формами для карстового рельєфу є лійки, блюдця, западини, сліпі долини, колодязі, а унікальні – стовпи скельних порід у глибоких лійках, розчленованих поверхневими водами, ерозійні промивини у днищах сліпих долин, обвали на стінках карстових лійок тощо.

Передбачають рух по головному маршруту всієї групи, також радіальні виходи частини групи для обстеження прилеглої території. Швидкість руху дослідників у середньому на рівнині 3,5–4,5 км/год, в горах під час підйомів – 1,5–2 км/год. У середньому вдень проходять 10 км із зупинками біля відслонень порід і форм рельєфу. Вибір шляху визначає рельєф, рослинність і наявність стежок.

Після кількагодинного ходу визначають своє місцезнаходження на карті. Вміння орієнтуватися має важливе значення, особливо під час проходження незнайомою місцевістю і за поганої видимості.

Способом орієнтування на місцевості є використання супутникової системи глобального позиціонування (GPS). Така система працює завдяки 24 американським супутникам, які розташовані на навколоземній орбіті на висоті приблизно 17 500 км і щодня, як мінімум двічі, облітають земну кулю. Ці супутники контактують із портативним пристроєм (GPS-навігатором), визначають його точні координати, які відображаються на дисплеї у зручній для користувача формі. Системі потрібен сигнал лише трьох супутників для визначення точного місцезнаходження об'єкта на планеті. Цей спосіб називається двовимірним визначенням або 2D. Якщо контактувати з чотирма і більше супутниками, то можна отримати набагато більше інформації щодо положення, зокрема, можна визначити, висоту знаходження над рівнем моря, швидкість пересування, перешкоди на шляху тощо. Таке визначення називається тривимірним або 3D.

Сучасні GPS-приймачі мають до 25 каналів, тобто одночасно можуть контактувати з великою кількістю супутників, що дає змогу швидко орієнтуватися на земній поверхні. У пам'ять таких пристроїв записують детальні електронні карти території, яку вивчають. Дослідники отримують підстави, щоб контролювати траєкторію та напрям свого руху, попередньо планувати маршрут, записувати його у пам'ять пристрою, щоб стежити за правильністю пересування. Такі пристрої надзвичайно корисні для подорожування у горах, по незнайомій місцевості, а особливо у разі втрати орієнтування.

Отримавши координати точок свого місцезнаходження на GPS-приймач, зазначають їх на карті. Це можна робити на паперовій роздруківці карти, а також безпосередньо вводячи координати точки у геоінформаційну програму з наперед підготовленою геокодованою великомасштабною топокартою.

GPS-пристрої часто відповідають на питання "де перебуваємо" і "який маршрут пройшли", проте не дають відповіді на питання "куди йти?". Тому треба вміти орієнтуватися за реальною картою та компасом.

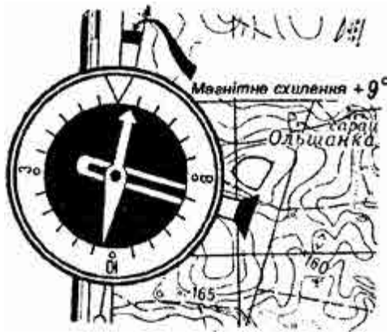


Рис. 4.5.1. Повернення компаса на величину магнітного схилення +9° [2]

Спочатку орієнтують карту. Її кладуть горизонтально, ставлять на неї компас і повертають разом з компасом так, щоб напрям стрілки компаса збігався з меридіаном. Напрям магнітної стрілки не точно збігається з напрямом на географічний полюс, а має деяке відхилення, яке пов'язане з наявністю у Землі магнітного полюса. Його називають магнітним схиленням[1] (рис. 4.5.1). Для більшої частини України характерне східне схилення, яке не перевищує 7°, лише від меридіана у 24° на захід маємо західне схилення. В Українських Карпатах на схід від цього меридіана напрям на магнітну північ буде майже +2,5°. Тому під час орієнтування карти з врахуванням магнітного схилення в цьому районі компас треба повернути вправо так, щоб північний кінець стрілки збігався з позначкою "2,5" на лімбі. Тоді вісь лімба північ-південь (С-Ю) пройде через істинний географічний меридіан і компас буде точно орієнтований за сторонами горизонту. Можна ігнорувати магнітне відхилення, якщо воно менше точності компасу – це здебільшого 3° [3].

Орієнтування в польових умовах можливе за Сонцем, Сонцем і годинником, Місяцем, Полярною зіркою. Використовують також природні ознаки – мурашники майже завжди розташовані на південь від найближчих дерев, пнів і кущів; просіки у великих лісових масивах зазвичай прорубують майже строго по лінії північ–південь і схід–захід; мохи та лишайники покривають об'єкти з північної сторони; в жарку погоду на стовбурах сосен і ялин смола більше накопичується з південної сторони та ін. Ці ознаки допомагають лише приблизно визначити сторони горизонту і стають додатковим засобом орієнтування [1].

Після визначення сторін горизонту, вираховують своє місцезнаходження. Для цього впізнають на місцевості і на карті два-три об'єкти. Предмети-орієнтири бувають трьох типів: 1) точкові – вершини, пункти геодезичної мережі, вежі, сакральні споруди в населених пунктах, місця злиття приток, перетини доріг тощо; 2) лінійні – шляхи сполучень, ріки, канали, просіки, лінії електропередач, трубопроводів, берегові лінії та ін.; 3) площинні – озера, болота, лісові галявини, забудова тощо. Не змінюючи орієнтування карти, почергово візують лінійкою на об'єкти, повертаючи її біля умовного знака орієнтира. Перетин візирних ліній виявить точку розташування дослідника. Під час проходження маршруту періодично звіряють своє місцезнаходження з картою, і навпаки,

[1] Магнітне схилення суттєво відрізняється залежно від географічного положення району подорожі, може досягати величини 10-20° і мати різний знак. Якщо магнітне схилення східне, то його підписують на топокартах зі знаком "+", якщо західне "–". Нагадаємо, Північний магнітний полюс переміщається в північно-північно-західному напрямі зі швидкістю близько 25,7 км/рік. Розрізняють вікові, річні та добові зміни магнітного схилення. Протягом століть магнітне схилення, досягнувши певної межі, починає змінюватися у протилежному напрямі. Період вікових змін магнітного схилення становить близько 500 років. Річні зміни - це саме ті, швидкість яких зазначена на топокартах. Магнітне схилення робить два коливання також протягом доби.

розпізнають на місцевості об'єкти, зображені на карті.

Нерідко під час радіальних виходів по бідній на орієнтири місцевості чи бездоріжжі, дотримуються руху за азимутом. Рухаючись, треба точно витримувати заданий напрям і стежити за магнітною стрілкою компаса, щоб її північний кінець був проти нульового ділення на лімбі. Рух має відбуватись точно в напрямі, визначеному візирним приладом, особливо під час руху в лісі, де невидно основних орієнтирів, тому треба частіше перевіряти установку компасу. Під час обходження великих перепон (озер, боліт), щоб не збитися з правильного напряму, викреслюють шлях огинання з кутами та довжинами поворотів. Азимут використовують у випадку, коли доведеться повертатись у вихідну точку тим самим шляхом. Для визначення зворотного азимуту треба додати до прямого азимуту 180°, якщо він менший за 180°, або відняти 180°, якщо прямий азимут більший за 180°.

Якщо дослідники збилися зі шляху і не можуть знайти своє місцезнаходження на карті, то треба повернутися до попереднього орієнтира або йти вздовж напряму падіння долинних форм – балка приведе до малої річки, яка впадає у більшу річку, де можуть бути поселення чи примітні об'єкти.

Запитання для самоперевірки знань

1. Що таке GPS? Для чого її використовують?
2. Як орієнтують карту за компасом?
3. Які природні орієнтири Ви знаєте?
4. Що таке рух за азимутом?

Бібліографія

1. *Обручев С.В.* Простейшая ориентировка в пространстве и времени / С.В. Обручев // Справочник путешественника и краеведа. – Москва: Государственное издательство географической литературы, 1950, Т. 2. – С. 551-580.
2. *Кривошеєв А.М.* Визначення сторін горизонту, магнітних азимутів за допомогою компасів / А.М. Кривошеєв, А.І. Приходько, В.М. Петренко, Р.В.Сергієнко // Військова топографія: навч. посібн. – Суми: вид-во СумДУ, 2010. – 281 с. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://essuir.sumdu.edu.ua/bitstream/123456789/240/1/Krivosheev.doc
3. *Лозинський В. В.* Топографічні знімання ділянок місцевості: навч.-метод. посібн. / В.В. Лозинський. – Львів, 2012. – 116 с.

4.6. Окомірні та прості інструментальні вимірювання в полі

Під час польових обстежень рельєфу часто виконують крокомірні чи окомірні знімання. Їх використовують для визначення відстаней, висоти відслонень і крутості схилів. Щоб визначати відстань кроками, треба знати довжину свого кроку. Вважають, що середня довжина двох кроків умовно становить 1,5 м. Користуються також приладом крокоміром.

Для вимірювання відстаней використовують прилади *лазерні далекоміри*. Туристичний далекомір має вигляд бінокля з одним окуляром і невеликим збільшенням. Під час оглядання в окуляр, на тлі збільшеного зображення далекоміра, можна побачити відстань у числовому значенні до того предмета, на який дивляться (існують також моделі, які оснащені зовнішнім дисплеєм). Точність визначення відстаней становить 1–1,5 м, дальність вимірювання 600 м – 1,5 км.

Окомірне знімання передбачає *оцінку відстаней* до далеких чи недоступних предметів "на око". Цей спосіб допускає використання лінійки, далекоміра або польових еталонів. За допомогою міліметрової лінійки дослідник, тримаючи її на відстані витягнутої руки (60 см), направляє на об'єкт, висота якого йому приблизно відома. Потім дійсну висоту (або ширину) предмета в

сантиметрах ділять на виміряну по лінійці в міліметрах, результат множать на постійне число 6 і отримують шукану висоту об'єкта в метрах. Наприклад, телеграфний стовп висотою 7 м закриває на лінійці відрізок 10 мм. Отже, 700 ділимо на 10 і множимо на 6. Відстань до нього – 420 м. Зазначимо, що точність визначення відстаней за лінійними величинами становить 5–10% довжини вимірюваної відстані. Доволі відомі висоти таких об'єктів: зріст людини 1,7 м; дерев'яний стовп лінії зв'язку 5–7 м; одноповерховий будинок з дахом 7–8 м; середньовіковий ліс 18–20 м [3].

Якщо висота об'єкта невідома, то треба розв'язати складнішу задачу. Для цього потрібно зробити два виміри проекції висоти об'єкта з двох різних точок. Після першого виміру треба наблизитися до об'єкта на яку-небудь відстань (цю відстань запам'ятати, позначимо її "L", першу проекцію "h_1", а другу "h_2"). Визначаємо відстань за формулою $x = (L \cdot h_1) / (h_2 - h_1)$. Знаючи відстань до об'єкта, можна обчислити його висоту (Н) $H(м) = x \cdot h_2 / 0,6$ [2].

Під час окомірних знімань знаходять застосування *польові орієнтири*. Неозброєним оком можна приблизно визначити відстань до предметів за ступенем їхньої видимості. Дослідник з нормальною гостротою зору може побачити та розрізнити деякі предмети з таких граничних відстаней: населені пункти видно з 10–12 км; відслонення висотою 20 м помітні з 2,5 км; окремі дерева – з 2 км; люди (у вигляді точок) – 1,5–2 км, листя на деревах – 200 м. Треба мати на увазі, що у довідниках зазначають граничні відстані, з яких видно ті чи інші предмети. Наприклад, якщо дослідник побачив трубу на даху будинку, то це означає, що до будинку не більше 3 км, а не суто 3 км. Кожен дослідник-польовик має індивідуально для себе уточнити ці дані.

Варто пам'ятати, що: а) чим далі предмет, тим він видається нижчим і вужчим. Тому великі об'єкти видаються ближчими (особливо гори), ніж насправді; б) відстань вздовж "гладкої" поверхні (сніг, вода, рівне поле) менша від дійсної. Ширина ріки з пологого берега виглядає більшою, ніж з урвистого; в) дивлячись знизу вгору схил виглядає менш крутим, а відстань до об'єктів менше дійсної; г) вночі будь-яке світло здається значно ближче реальної відстані. Вдень світлі предмети так само видаються ближчими; ґ) оголені схили виглядають крутішими, ніж вкриті рослинністю; д) світлі об'єкти ліпше видно, ніж темні. Так само предмети на світлому фоні розпізнають ліпше, ніж на темному.

Відстань можна визначити за ступенем чутності об'єктів. Це має значення у тих випадках, коли об'єктів не видно, наприклад, якщо місцевість сильно розчленована чи у лісі. Шум поїзда чути за 10 км; автомобільний сигнал – 2–3 км; рух авто по шосе, гавкіт собак – 1–2 км; розмова людей – 200 м [3]. Визначати відстань потрібно для виявлення свого місцеположення та намічання тривалості подальшого шляху.

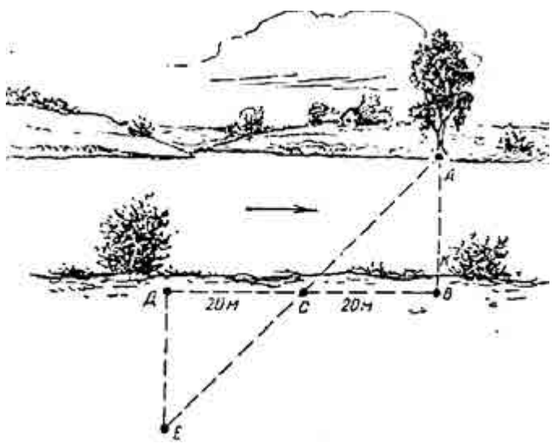


Рис. 4.6.1. Визначення ширини ріки методом рівних прямокутних трикутників [1]

Для визначення довжини чи ширини об'єктів великих розмірів чи труднодоступних (наприклад, ширини ріки, довжини болота чи озера) використовують метод рівних прямокутних трикутників. Їх можна побудувати поблизу об'єкта (на березі ріки, озера, болота). Проілюструємо це на прикладі визначення ширини ріки (рис. 4.6.1).

Вибравши на протилежному березі який-небудь примітний предмет А (дерево, камінь тощо), розташований біля самої води, забивають проти нього кілок В. Уздовж берега, перпендикулярно до лінії АВ, відміряють рулеткою певну відстань (наприклад, 20 м) і забивають кілок С.

На продовженні лінії ВС на відстані, яка також дорівнює 20 м, забивають ще один кілок Д. Від кілка Д у напрямі ДЕ, перпендикулярному до лінії ДВ, треба йти від ріки доти, доки кілок С не опиниться на одній лінії з предметом А. Оскільки трикутники АВС і ЕДС рівні, то ширина ріки буде дорівнювати відстані ДЕ, тобто ДЕ = АВ (мінус ВК, якщо точка В розташована трохи далі урізу води) [1].

Запитання для самоперевірки знань

1. Назвати способи оцінки відстаней на місцевості.
2. Яка ступінь видимості предметів на місцевості?
3. Як у полі визначають параметри великоплощинних об'єктів?

Бібліографія

1. *Антимонов Н.А.* Школьные походы по изучению рек, озер и болот родного края / Н.А. Антимонов. – Москва: Учпедгиз, 1963. – 134 с.
2. *Гардинер В.* Полевая геоморфология. Пер. с англ. / В. Гардинер, Р. Дакомб. – Москва: Недра, 1990. – 239 с.
3. *Тимошенко К.* Как определить расстояние: по звуку и глазомером. Інтернет-ресурс. Точка доступу: http://www.delaysam.ru/turizm/turizm18.html

4.7. Картографування та аналіз рельєфу

У камеральних умовах найпоширенішими є картографічні методи досліджень. На підставі польової геоморфологічної карти створюють її різновиди: загальну або окрему, синтетичну, аналітичну чи комплексну.

На *загальній геоморфологічній карті* відображають геоморфологічну тріаду: морфологію (штриховкою або лінійними знаками), генезис (кольором) і вік рельєфу (індексами). Головною стає генетична класифікація рельєфу. Проблему під час картографування становить рельєф складного генезису, на утворення якого вплинули різні чинники. Загальним правилом тут є те, що відображають ту генетичну категорію, яка відповідає провідному чиннику, який зумовив утворення рельєфу, продовжує його формувати й обумовлює розвиток. Такими факторами є екзогенні процеси, тектонічні рухи та вулканізм.

На *окремій геоморфологічній карті* відтворюють форми й елементи окремого генетичного типу рельєфу – ерозійного, льодовикового, вулканічного тощо, або зображають окремі характеристики рельєфу. Для картографування форм й елементів рельєфу використовують загальноприйняті умовні знаки [2] або створюють власні, як доповнення до загальноприйнятих. Карти окремих характеристик рельєфу – це морфометричні (густоти горизонтального та глибини вертикального розчленування, крутості земної поверхні), а також морфоструктурні, морфодинамічні карти. Способи їх побудови детально описані у методичних і навчальних посібниках [1, 4, 6].

На *синтетичних геоморфологічних картах* відображають сучасний рельєф у поєднанні з окремими чинниками його формування, наприклад, тектонічними рухами, геологічними структурами та ін. Використовують різні способи зображення – якісного фону, ізоліній, лінійних чи точкових знаків. Проте під час картографування важливо виділити геоморфологічні елементи одним типом знаків, а геологічні – іншим.

На *аналітичних геоморфологічних картах* показують генетично однорідні елементи рельєфу, класифіковані за їхньою морфологією чи віком. Наприклад, якісним фоном виділяють голоценові, плейстоценові та пліоценові поверхні флювіального рельєфу або круті, спадисті, пологі і рівні поверхні ерозійно-денудаційного рельєфу; лінійними умовними знаками зображають мікрорельєф чи елементи рельєфу.

Комплексні карти передають характеристики різних об'єктів, яким властива генетична, вікова чи інша обумовленість або взаємопов'язаність окремих показників. Залежно від ступеня узагальнення показників, наявних у комплексі, розрізняють комплексні синтетичні, комплексні аналітичні та комплексні аналітично-синтетичні карти [5].

За принципом створення карти поділяють на *регіональні та типологічні*. Карти, побудовані на основі регіоналізації, відображають границі регіонів, які відрізняються між собою за характером

рельєфу. Їх ще називають картами районування території. У цьому випадку використовують таксономічні одиниці: підрайон – район – підобласть – область – країна.

В основу карт, побудованих за типологічним принципом, покладено поділ території за повторюваністю об'єктів чи явищ. Застосовують такі таксономічні одиниці: підтип – тип (або підвид – вид) – підклас – клас. Карти можуть складатися з морфологічних, морфогенетичних, структурно-геоморфологічних чи морфодинамічних типів рельєфу.

Основою побудови зазначених геоморфологічних карт є топографічна карта. На ній, залежно від масштабу, детально відображена морфологія рельєфу у вигляді горизонталей і лінійних умовних знаків. Межі геоморфологічних виділів проводять по горизонталях, тальвегах, вододілах, тилових швах долин, брівках, перегинах, які знаходять за їхнім зображенням на топокарті або визначають аналітично (тальвеги, вододіли).

За топографічними картами дають характеристику рельєфу візуально-описовими та картометричними методами. *Візуально-описовий картографічний метод* дослідження рельєфу ґрунтується на розумінні карти як знаково-образної моделі місцевості. Карта наочно передає місцеположення й особливості поширення форм рельєфу, їхнє співвідношення та зовнішній вигляд. Тому за картами дають характеристику їхньої морфології, закономірностей просторового розміщення форм та елементів, переходів між ними чи місць різкої зміни. Зазначають місцеположення розсипних родовищ корисних копалин, скупчення яких пов'язане з морфологією рельєфу. Дають оцінку поширення певних морфодинамічних процесів і складають прогнози їхнього розвитку. Також описують взаємозв'язки між рельєфом і рослинністю, гідрографією, поселенським освоєнням.

Візуально-описовий картографічний метод дослідження рельєфу передбачає здебільшого якісну його характеристику й охоплює елементи окомірної оцінки величин та їхніх співвідношень. Він побудований на вмінні дослідника читати карту і розуміти суть аналізованих явищ. Результат візуального аналізу полягає в словесному описі об'єктів та явищ, які вивчають. У цьому випадку потрібні логічність і послідовність викладення матеріалу, відбір і систематизація фактів, їхній аналіз, узагальнення й обґрунтування висновків [3].

Топографічні карти стають ключем отримання різних метричних характеристик. У широкому розумінні під картометричними методами розуміють оцінку точності вимірювань за картами, раціональних прийомів і техніки вимірювань, обґрунтування вибору карт тощо. Геоморфологія, як і інші географічні науки, потребує отримання з карт різних абсолютних і відносних просторових показників. Ними є, наприклад, довжини або площі форм чи елементів рельєфу, абсолютні та відносні висоти їхнього розташування, крутість поверхні, звивистість контурів, площа поширення, щільність форм та ін. Обчислення параметрів рельєфу на основі топокарт називають *геоморфологічним картометричним методом*.

Картометричні геоморфологічні методи передбачають кількісну характеристику рельєфу і морфодинамічних процесів. На їхній підставі виконують карти горизонтального та вертикального розчленування рельєфу, ухилів і крутості земної поверхні, експозиції схилів, кривизни контурів, базисних і вершинних поверхонь, локального розмиву, сусідства, щільності та інтенсивності проявів сучасних екзогенних процесів. Картометричні методи досліджень застосовують до окремого об'єкта досліджень (наприклад, гірського хребта) і до групи об'єктів (наприклад, долинної мережі). Вони можуть бути застосовані до локальної території, величиною 1 км^2, і до великого регіону чи континенту.

Запитання для самоперевірки знань

1. Які характеристики рельєфу відображають на загальних та окремих геоморфологічних картах?
2. В чому полягає різниця між синтетичними, аналітичними та комплексними геоморфологічними картами?
3. Які таксономічні одиниці лежать в основі карт районування і типологічних?
4. Які характеристики рельєфу з'ясовують картографічними методами?

Бібліографія

1. *Байрак Г.Р.* Практикум з курсу "Геоморфологія": навч.-метод. посібник / Г.Р. Байрак, Р.М. Гнатюк, П.М. Горішний, Я.Б. Хомин – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2015. – 95 с.
2. *Башенина Н.В.* Геоморфологическое картографирование в съемочных масштабах / Н.В. Башенина. – Москва: Изд-во Москов. ун-та, 1975. – 264 с.
3. Геоморфологическое картирование / Н.В. Башенина, М.В. Пиотровский, Ю.Г. Симонов и др.; под ред. Н.В. Башениной. – Москва: Высш. школа, 1977. – 361 с.
4. *Кравчук Я. С.* Геоморфологічне картографування: навч. посібн. / Я.С. Кравчук. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2006. – 176 с.
5. *Кравчук Я.С.* Інженерно-геоморфологічне картографування / Я.С. Кравчук. – Львів: Світ, 1991. – 142 с.
6. *Спиридонов А.И.* Геоморфологическое картографирование / А.И. Спиридонов. – Москва: Недра, 1985. – 183 с.

4.8. Графічне відображення числових даних в електронному вигляді

Зібрані під час польових досліджень числові значення, записані в табличній формі у програмі Microsoft Excel, оформляють у вигляді діаграм, графіків і гістограм.

Діаграми бувають таких основних форм: кругова, лінійна, точкова, з областями, роза-діаграма або пелюсткова [4]. *Кругові діаграми* демонструють внесок окремих частин у загальну суму значень. Числові дані однакового ряду і з однаковим знаком ("+" чи "–"). Наприклад, відображення площ лісів, пасовищ, ріллі, забудови у межах деякого басейну ріки. *Лінійні діаграми* дають змогу наочно порівняти двоє чи більше рядів значень. Наприклад, дані за багаторічний період зі зростання відвершків кількох ярів. Або кількість опадів і кількість змитого матеріалу. *Точкові діаграми* допомагають відобразити різнорідні дані або порівняти пари значень, показати їхній ріст чи спад, якщо вони становлять функцію. Наприклад, такими різнорідними даними, які можна подати у вигляді точкової діаграми, є розподіл висот вершин у межах кількох хребтів чи басейнів. *Діаграми з областями* засвідчують відміни між декількома наборами даних за певний період часу. Такі діаграми можна використати для відображення кількості зміщеного чи осипаного матеріалу за кілька сезонів спостережень.

Для геоморфологів цікавою є *пелюсткова діаграма або роза-діаграма*. Вона демонструє значення стосовно початку координат. Найбільше її використовують для відображення напрямів простягання тальвегів долинних форм щодо сторін горизонту, азимутів простягання пластів і тріщин гірських порід. Для побудови рози-діаграми знаходять суму довжин досліджуваних об'єктів за інтервалами напрямів – через 30°. Загальну суму обчислених довжин приймають за 100 відсотків, і відповідно знаходять кількість відсотків, що припадає на інтервал проміжком 30°. Маючи таблицю значень, кругову діаграму можна побудувати в Microsoft Excel. Її задають через пункт меню "Вставка"/ "Другие диаграммы"/ "Лепестковая". Програма автоматично будує діаграму. Підписи ставлять вручну через пункт меню "Надпись". Недоліком є те, що вершини "пелюсток" розташовуються не посередині інтервалу, а на кожному з променів заданого напряму (рис. 4.8.1). Кругову діаграму можна будувати і на міліметровому папері. Коло розбивають на 360°, через кожні 30° проводять лінії переважаючих напрямів. На вертикальній лінії вибирають масштаб (скільки відсотків відкласти в 1 см). Відзначають крапкою кількість замірів азимуту за кожним з напрямів. Її ставлять посередині кожного інтервалу – через 15°. Крапки з'єднують між

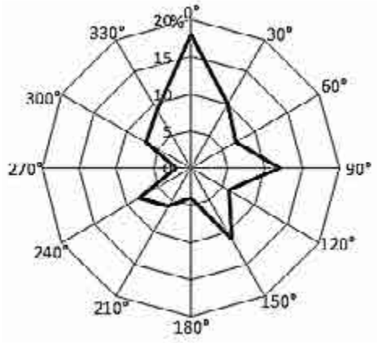


Рис. 4.8.1. Роза-діаграма орієнтування тальвегів ярково-балкових форм, яку виконали в Microsoft Excel

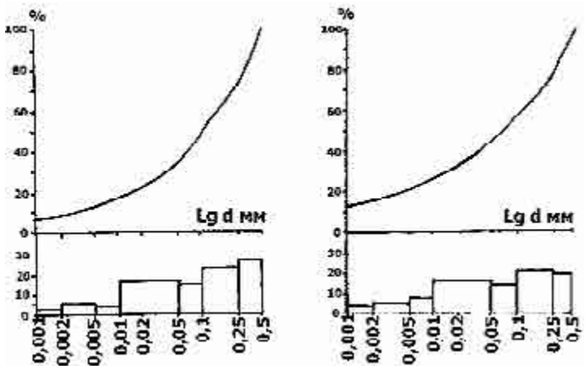


Рис. 4.8.2. Кумулятивні криві
у вигляді графіка та гістограми (знизу)

собою лініями. Отримують кругову діаграму, яка відображає переважаючі напрями простягання досліджуваних лінійних об'єктів.

Графіки – це криві демонстрації числових даних, які відображають їхні функціональні залежності. У геолого-геоморфологічних дослідженнях застосовують особливий графік, який називають *кумулятивною кривою* (рис. 4.8.2). Вона відображає взаємні залежності між величиною уламків породи та її відсотковим вмістом у ній. По осі ординат (Y) відкладають відсотки вмісту кожної фракції уламкових частинок, а по осі абсцис (X) – їхній діаметр. Форма кривої відображає характер сукупності уламків. Одновершинні криві засвідчують однорідність розподілу частинок породи, дві і більше вершини свідчать про неоднорідність розподілу. На підставі графіка можна визначити такі показники:

- ✓ середнє арифметичне ознаки (∑x/n), де ∑x – сума значень ознак; n – кількість ознак;
- ✓ значення, які найчастіше трапляється (мода). На графіку відповідає абсцисі з найбільшим значенням ординати;
- ✓ значення, яке ділить задану сукупність на дві частини (медіана). Проводять лінію через 50% значення ординати. Абсциса точки перетину цієї лінії і кумулятивної кривої покаже медіану значень;
- ✓ ступінь одноманітності заданої сукупності (середнє відхилення). Для цього через 25 і 75% проводять паралельні лінії до перетину з кривою та отримують значення першого та третього кварталів;
- ✓ коефіцієнт сортування. Його визначають як відношення значень по осі X третього і першого кварталів сукупності уламків. Чим значення ближчі до 1, тим матеріал ліпше сортований [3].

Ще один вид графіків, які використовують у геоморфологічних дослідженнях, – *графіки кореляційних зв'язків* між явищами, процесами та їхніми чинниками. Вздовж осі абсцис відкладають кількість проявів явища, вздовж осі ординат – чинник, який вплинув на його розвиток. Що щільніша сукупність точок на графіку, то тісніший зв'язок між причинно-наслідковою подією. Ступінь тісноти кореляції виражають у вигляді числа, яке означують *коефіцієнтом кореляції*. Метод визначення коефіцієнта кореляції називають *кореляційним аналізом* [2].

Кореляційний аналіз дає змогу з'ясувати взаємозалежності між різними випадковими величинами. Зміна однієї або кількох цих величин призводить до систематичної зміни іншої. Математичною мірою кореляції двох випадкових величин слугує коефіцієнт кореляції (r_{xy}). Його обчислюють за формулою

$$r_{xy} = \frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2\sum_{i=1}^{n}(y_i-\bar{y})^2}}, \text{ де } \bar{x}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}x_i \quad \bar{y}=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}y_i \quad [1].$$

Якщо $0 \le r_{xy} \le 0{,}2$ – немає залежності; $0{,}2 < r_{xy} \le 0{,}5$ – слабка; $0{,}5 < r_{xy} \le 0{,}7$ – незначна; $0{,}7 < r_{xy} \le 0{,}9$ – суттєва; $0{,}9 < r_{xy} \le 1{,}0$ – висока залежність.

Наприклад,

x_i		5	6	7	8
$x_i - \bar{x}$		-1,5	-0,5	0,5	1,5

$$\bar{x} = \frac{1}{4}(5+6+7+8) = 6{,}5$$

y_i		10	13	15	17
$y_i - \bar{y}$		-3,75	-0,75	1,25	3,25

$$\bar{y} = \frac{1}{4}(10+13+15+17) = 13{,}75$$

$$r_{xy} = \frac{(-1{,}5)(-3{,}75)+(-0{,}5)(-0{,}75)+(0{,}5)(1{,}25)+(1{,}5)(3{,}25)}{\sqrt{\left[(-1{,}5)^2+(-0{,}5)^2+(0{,}5)^2+(1{,}5)^2\right]\left[(-3{,}75)^2+(-0{,}75)^2+(1{,}25)^2+(3{,}25)^2\right]}} =$$

$$= \frac{11{,}5}{11{,}5650335} = 0{,}99438$$ – дуже висока залежність.

Гістограми – це графіки, на яких частота натрапляння на явище розподілена по окремих інтервалах. Вони допомагають ілюструвати відношення окремих елементів один до одного і їхню зміну в часі. Їх використовують також для порівняння значень за певними категоріями. По вертикалі відкладають частоту зміни ознаки або абсолютну чи відносну кількість елементів певної сукупності, а по горизонталі – інтервал, через який відбувається ця зміна. Програма Microsoft Excel за табличними числовими даними будує плоскі, об'ємні, циліндричні, конічні та пірамідальні види гістограм. Їх застосовують для наочного відображення кількості уламків різних розмірів у пухких породах, кількості опадів за певний період, величини зміщеного матеріалу за сезони опадів тощо.

Запитання для самоперевірки знань

1. Які види графічного оформлення табличних даних?
2. Що таке кумулятивна крива? Для визначення яких показників її застосовують?
3. В чому полягає суть кореляційного аналізу? Для яких геоморфологічних даних його використовують?

Бібліографія

1. Кореляція. Інтернет-ресурс. Джерело доступу: https://ru.wikipedia.org/wiki/Корреляция
2. *Голиков А.П.* Математические методы в географии / А.П. Голиков, И.Г. Черванёв, А.М. Трофимов. – Харьков: Вища школа, 1986. – 144 с.
3. *Федорончук Н. О.* Навчально-методичний посібник з навчальної літологічної практики: навчально-методичний посібник / Н.О. Федорончук, І.О. Сучков, Н.В. Тюлєнєва. – Одеса: Одеський національний університет імені І.І. Мечникова, 2014. – 28 с.
4. *Яковлев В.* Анализ данных. Практикум: учеб. пособие / Владимир Яковлев. Интернет-издание. – ISBN: 978-3-659-93445-2

4.9. ГІС для геоморфологічних досліджень

Геоінформаційні методи вивчення рельєфу передбачають застосування комп'ютерних програм для відображення й аналізу рельєфу. Відомі програми сім'ї ГІС: пропрієтарні (платні, потребують ліцензії на використання): ArcGIS for Desktop (США); MapInfo Professional (США); ГИС Панорама; вільні (безкоштовні, з відкритими вихідними кодами): GRASS GIS, Quantum GIS (QGIS), SAGA GIS, GvSIG, uDIG GIS.

Однією з функцій, яку виконують геоінформаційні програми і, зокрема, ArcGIS, є дво- і тривимірні представлення рельєфу. Двомірне представлення – це відображення поверхні рельєфу у вигляді плоскої моделі у координатних площинах X та Y. Двомірна модель рельєфу відображена

у модулі ArcMap програми ArcGIS у вигляді трикутної нерегулярної мережі з відтіненими схилами, що створює ефект об'єму. Тривимірну модель отримують у просторі X, Y, Z. Цією моделлю можна керувати у модулі ArcScene, якщо задавати азимут огляду, кут нахилу моделі та відстань до спостерігача [10].

Моделі рельєфу у геоінформаційних програмах називають цифровими (подібно до математичних моделей), оскільки вони зображені числовими значеннями. Отримують *цифрову модель рельєфу* (*ЦМР*) векторизацією (оцифруванням) горизонталей у робочому вікні геоінформаційної програми і присвоєнням їм значень висот у табличній формі. Кожна горизонталь стає головним компонентом цифрової моделі і формує зовнішній вигляд рельєфу. Її можна заново виділити, редагувати конфігурацію, присвоювати інше значення висот. ЦМР є частиною цифрової моделі місцевості (ЦММ), яка охоплює також оцифровані дороги, квартали лісів, будівлі та інші споруди чи типи використання земель [1].

Через мережу Інтернет одержують готові дані ЦМР, завдяки американській програмі зі сканування земної поверхні, яка має назву SRTM (Shuttle radar topographic mission). Знімання проводили методом радіолокаційної інтерферометрії (radar interferometry) у 2000 р. Дані поширюють квадратами розміром 1×1° всім зацікавленим користувачам. Назва квадрата відповідає розграфленню карти масштабу 1:1 000 000 і задана координатами його лівого нижнього кута. Масштаб утвореної моделі рельєфу становить приблизно 1:75 000.

Моделі рельєфу на підставі SRTM використовують для середньомасштабних досліджень. Для великомасштабних досліджень виконують спеціальні операції зі створення ЦМР. На початку роботи створюють прив'язку карти до географічних координат місцевості, далі виконують векторизацію горизонталей, які записують у вигляді шейп-файла (.shp). Після цього ArcGIS будує об'ємну модель рельєфу. Ця модель відома за назвою DEM – Digital Elevation Model. Однією з реалізацій DEM є система невпорядкованих трикутників, які поєднуючись, формують поверхню рельєфу (рис. 4.9.1). Така система трикутників має назву TIN – Triangular Irregular Network (трикутна нерегулярна мережа). Нерегулярною вона є тому, що розміри трикутників різні залежно від щільності горизонталей [9].

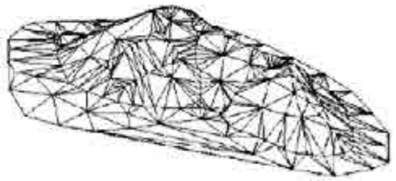


Рис. 4.9.1. TIN, яка відображає форму рельєфу [5]

Крім перетворення векторних даних у TIN, програма виконує класифікацію рельєфу за значеннями його висот (рис. 4.9.2). Кожній градації висот присвоєний певний колір. Збільшенням чи зменшенням кількості класів отримують густішу чи рідшу градацію висот, внаслідок чого зростає чи знижується гіпсометрична деталізація рельєфу. Детальність відображення поверхні рельєфу задають перед класифікацією, виставляючи розміри комірок моделі (cell size) [6].

Отримавши TIN, можна оцінити морфометричні показники рельєфу. До таких показників, які можна отримати шляхом аналізу ЦМР, зачисляють: 1) відносне перевищення висот; 2) горизонтальне розчленування рельєфу; 3) крутість схилів або їхній ухил; 4) експозицію схилів; 5) поздовжню та поперечну кривизну контурів; 6) частоту та щільність розміщення об'єктів; 7) форму контурів об'єктів.

Деякі зі зазначених показників отримують автоматично, шляхом перекласифікації ЦМР, інші визначають аналітичним способом. Перекласифікація ЦМР означає групування значень за іншими критеріями, відмінними від попередніх. Такими критеріями, крім значень висот і крутості, є експозиція та кривизна поверхні. Операції виконують командами "Surfase analysis" модуля 3d Analist. Вибираючи зазначені пункти, отримуємо зображення ЦМР у палітрі кольорів, кожен відтінок кольору відповідає крутості схилів (від 0 до 90º), експозиції (від 0 до 360º) чи кривизні (–0,1≤0≤0,1). Ухил схилів (у %) обчислюють як відношення висоти

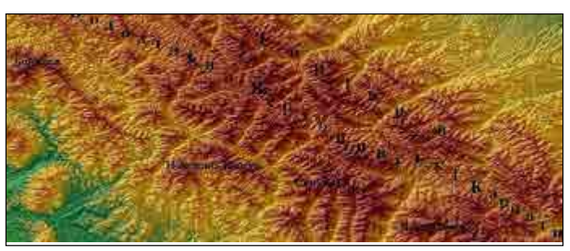


Рис. 4.9.2. ЦМР, класифікована за відмітками висот

перерізу горизонталей до величини їхнього закладення, перпендикулярного ізолінії в заданій точці. Шлях у версії ArcGIS 10.3: ArcToolbox/ 3D Analyst Tools/ Raster Surface/ Slope (крутість схилів) або Aspect (експозиція).

Горизонтальне розчленування рельєфу в ArcGIS отримують за умови наявності векторизованих тальвегів долинних форм або виокремлених із растру ЦМР. Програма автоматично подає результати через вибір команди у модулі ArcToolBox / Spatial Analyst Tools / Density / Line Density [3].

Для побудови *карт порядків водотоків* використовують набір інструментів пакета "Hydrology", що викликають з програмного комплексу ArcToolbox у модулі Spatial Analyst. Перед тим дані TIN конвертують у модулі 3d Analist у растр-грід, який зберігає значення висот. Будують карту порядків водотоків. Виконують послідовні опереації: "Fill" (заповнення понижень у гріді), "Flow Direction" (напрям стоку для кожного пікселя цифрового зображення), "Flow Accumulation" (акумулятивний потік на основі поверхні ухилу). Перейшовши на команду "Умови" вибирають "Con" і будують чергову карту умов стоку. Далі знову працюють командами "Hydrology" і задають функцію "Stream Order". Вона визначає порядок потоків у растровій моделі. На останньому кроці гідрологічного моделювання растрову модель мережі потоків конвертують у векторну ("Stream to Feature") і для кожного елемента мережі визначають його порядок.

Далі працюють з вибором об'єктів за певними властивостями. Його виконують за допомогою функції Select Layer by Attribute, яка вибирає предмети в одному шарі, просторово пов'язаному з іншим шаром. У вікні "Qery Builder" треба задати значення порядку долини (наприклад, порядок ≥ 4), програма автоматично вибере водотік за зазначеним порядком. За допомогою команди "Copy features" копіюємо вибрані об'єкти в новий клас об'єктів бази геоданих. Перетворюємо лінії на точки вибором "Future to point" для кожного порядку долини. Присвоюємо значення растру кожній точці за допомогою команди "Extract Values to Point", у вікні якої задаємо вхідний растр – SRTM або tingrid. Отримуємо карту, де є лише лінії певного порядку водотоків, сформовані точками растру з значеннями висот [4].

Вертикальне розчленування рельєфу задають шляхом ArcToolBox / Spatial Analyst Tools / Neighborhood (Сусідство) / Point Statistics.

Відносні перевищення вершин над долинами рік можна обчислити і графічно зобразити за допомогою інструмента "Создать график профиля" модуля 3d Analist. Частоту та густоту розташування об'єктів, форму поверхонь здобувають виконанням вимірювань у просторі ЦМР і подальшими розрахунками за формулами. За відмітками абсолютних висот, зазначених у легенді ЦМР, визначають середню висоту місцевості й амплітуду абсолютних висот.

Умовою обчислень параметрів рельєфу є те, що ЦМР має бути геокодованою, тобто прив'язаною до географічних координат чи кілометрової геодезичної мережі. Тоді у робочому вікні програми вимірювання відбуватиметься не в невідомих величинах – Unknown units (фактично у розмірах величини пікселя екрана), а в реальних одиницях довжини.

Частоту явищ чи об'єктів обчислюють за формулою $\omega = \frac{n}{S}$, де ω – частота; n – кількість об'єктів, зображених на ЦМР; S – площа території, на якій вони поширені. Площі поширення об'єктів визначають автоматично, після оконтурювання їх інструментом "Виміряти".

Щільність розміщення об'єктів обчислюють так: $\rho = \frac{S_{ob}}{S}$, де ρ – щільність розташування; S_{ob} – площа, яку займають задані об'єкти; S – загальна площа території, на якій вони поширені [2].

Показник форми означують словесним способом, без застосування вимірювальних процедур. Важливо виявити відношення вписаних і описаних у цей контур кіл. Визначають також ступінь випуклості чи ввігнутості форм. Задаючи інтервали висот, виділяють структурні лінії рельєфу, такі як лінії ерозійної мережі, вододілів, а також оконтурюють басейни рік [8].

Використовуючи карти порядків водотоків, будують *карти базисних поверхонь*. В модулі Spatial Analyst у системі команд "Interpolation" вибирають "Natural Neighbor". Для побудови *карти вершинних поверхонь* на початку операцій у гріді потрібно конвертувати координату Z в Z^{-1} за допомогою функції "Raster Calculator" і далі виконувати вищеописані операції з побудови карт порядків водотоків. Характерно, що в різних ГІС-пакетах інструменти аналізу ЦМР рельєфу подібні. Всі пакети обчислюють зазначені вище морфометричні показники рельєфу і наочно подають результати у вигляді карт.

Запитання для самоперевірки знань

1. Що таке цифрова модель рельєфу (ЦМР)? Якими способами її отримують?
2. Які морфометричні показники рельєфу отримують у ГІС?
3. Як будують карти базисних поверхонь у ГІС?

Бібліографія

1. *Андрейчук Ю.* ГІС в екологічних дослідженнях та природоохоронній справі / Ю.М. Андрейчук, Т.С. Ямелинець. – Львів: "Простір-М", 2015. – 284 с. – ISBN 978-617-7363-00-1.
2. *Байрак Г.Р.* Можливості ГІС для відображення характеристик рельєфу і проявів сучасної екзодинаміки / Г.Р. Байрак // Проблеми безперервної географічної освіти і картографії. Зб. наук. праць. – Вип.19. – Харків: ХНУ ім. В.Н. Каразіна, 2014. – С. 3-6.
3. *Байрак Г.Р.* Методичні прийоми визначення та відображення густоти розчленування рельєфу у середовищі ArcGIS / Г. Байрак // Фізична географія та геоморфологія. Вип. 58. – Київ: ВГЛ "Обрії", 2010. – С. 137–143.
4. *Байрак Г.Р.* Построение морфометрических карт средствами ГИС для изучения истории развития Гологоро-Кременецкой гряды / Г.Р. Байрак, Я.С. Кравчук // Геоморфологи: Современные методы и технологии цифрового моделирования рельефа в науках о Земле. – Вып. 6. – Москва: Медиа-ПРЕСС, 2016. – С. 40–44+4 іл.
5. Геоинформатика: учеб. для студ. вузов / Е.Г. Капралов, А.В. Кошкарев, В.С. Тикунов и др.; под ред. В.С. Тикунова. – Москва: Изд. центр "Академия", 2005. – 480 с.
6. *ДеМерс М.Н.* Географические информационные системы / М.Н. ДеМерс. – Москва: Изд-во СП Дата+, 1999. – 491 с.
7. *Раклов В.П.* Картография и ГИС: Учебное пособие / В.П. Раклов. – Москва: ГУЗ, 2008 – 118 с.
8. *Світличний О.О.* Основи геоінформатики: навч. посібн. / О.О. Світличний, С.В. Плотницький. – Суми: ВТД "Університетська книга", 2006. – 295 с.
9. *Хромых В.В.* Цифровые модели рельефа: учеб. пособие / В.В. Хромых, О.В. Хромых – Томск: ТМЛ-Пресс, 2007. – 178 с.
10. ArcGIS 9. Начало работы. – М.: DATA+, 2004. – 272 с.

4.10. ДЗЗ та геоморфологія

Аналіз *даних дистанційного зондування Землі (ДЗЗ)* – невід'ємне доповнення картографічних досліджень. У період середини і кінця XX ст. дослідники використовували дані аерофотознімань, виконані спеціалізованими установами (наприклад, держцентром "Природа", Західукргеологія, Західгеодезкартографія та ін.). Починаючи з 2005 р., стали загальнодоступними космічні знімки середньої (30 м/пікс) і великої (5 м/пікс) роздільної здатності через мережу Інтернет. Найбільш популярними ресурсами отримання безкоштовних супутникових зображень є веб-переглядачі "Google Earth", Earth Explorer, geobrowser, landviewer та ін. Для перегляду космічних знімків супутників серії Sentinel-2 найкращий geobrowser [6-8].

Дані дистанційного зондування використовують на всіх етапах геоморфологічних досліджень. *На підготовчому етапі* оглядають майбутній район досліджень. Вивчають характер рельєфу досліджуваної території, наявні місця відслонень, прохідність території. Віддешифровують пункти прив'язки – долинну та дорожну мережу, підписують населені пункти, абсолютні висоти вершин пагорбів чи гір. На знімках відображається характер земного покриву, чого немає на картах, що дає змогу бачити реальні умови певного маршруту і намітити оптимальні шляхи його проходження. *Під час польових досліджень* дистанційні матеріали скорочують час на рекогносцирувальні роботи, оскільки, дякуючи великій оглядовості, більшість інформації про характер маршрутів черпають саме зі знімків. Виконують польове дешифрування, зіставляючи об'єкти, які спостерігаються на місцевості, з зображеними на знімках. Уточнюють їхнє місцеположення, границі,

ускладненість сучасними екзогенними процесами. Визначають дешифрувальні ознаки геоморфологічних об'єктів для цієї території. *У камеральних умовах* дані польового геоморфологічного дешифрування використовують разом із попередньою геоморфологічною картою й описами розрізів для рисування основної геоморфологічної карти.

Дослідження морфометричних і морфографічних рис рельєфу за дистанційними даними називають морфологічним дешифруванням знімків. Його виконують за космознімками великої роздільної здатності або аерофотознімками. Аерофотознімки цінні тим, що вони утворюють стереопари, з яких, у разі використання стереоприладів, отримують *стереоефект* і об'ємне зображення рельєфу. Є змога спостерігати всі деталі морфографії та виконати певні морфометричні обчислення стереомоделі рельєфу.

За відсутності стереоприладів, основними *ознаками дешифрування рельєфу* є прямі ознаки – тіні, форми, фототон (колір), структура, текстура зображення, та непрямі [3-5]. Власні тіні пагорбів і гір підкреслюють їхню об'ємність, дають змогу бачити відносні перевищення одних над іншими. За лінійними формами виявляють ерозійну та річкову мережу, уступи на схилах, за округлими формами – западини різного походження. Білуватим фототоном (на кольорових знімках – білим кольором) дешифрують виходи порід на поверхню у вигляді скель, прирічкових нагромаджень, стінок берегових уступів. Структура та текстура зображення стають головними ознаками для інтерпретації морфологічних комплексів на великих територіях. Виявляють характер розчленування рельєфу, переходи між різними його морфологічними типами. Рельєф інтерпретують також за непрямими ознаками – взаємозв'язки з рослинністю, ґрунтами, гідрографією, господарським освоєнням. Загалом на знімках він має добру фотогенічність, яка пов'язана з відмінами в оптичних характеристиках ландшафтів [2].

Для геоморфологічних досліджень, окрім фотографічних й оптико-електронних даних дистанційного зондування, використовують матеріали *повітряних радіолокаційних і космічних радіометричних знімань*. На цих даних, знятих під кутом до горизонту, довгі тіні підкреслюють деталі рельєфу, на підставі чого видно всі елементи мікрорельєфу. Сьогодні активно експлуатують дані повітряного *лазерного сканування місцевості* з одночасною прив'язкою через GPS-приймач до географічних координат. Таке знімання виконують високоточним сканером, зокрема LIDAR (Light Detection and Ranging), який розташовують на борту літака (пропозиція фірми Leica Geosystems).

Під час камеральних досліджень розрізняють такі *два головні аспекти* вивчення рельєфу на підставі матеріалів дистанційного зондування:

- ✓ виявлення морфометричних і морфографічних рис конкретного генетичного типу рельєфу;
- ✓ виявлення особливостей прояву сучасних екзогенних процесів.

Космічні великомасштабні й аерофотознімки на основі чітких фізіономічних ознак дають змогу детально фіксувати форми екзогенного й ендогенного рельєфу.

Під час досліджень розчленованого височинного чи гірського рельєфу, для відображення його морфологічних особливостей на основі стереопар аерофотознімків, виконують *рисування його каркасних ліній*. До каркасних ліній належать: межі вершинних поверхонь або гребені хребтів, брівки, перегини схилів, межі днищ долин, межі днищ ярково-балкових форм чи їхні тальвеги. У випадку слабко виражених лінійних елементів зазначають їхні передбачувані межі. Каркасні лінії виявляють за перепадами затінених й освітлених ділянок схилів, різним кутом розташування площин стосовно базису фотографування [1].

На підставі космічних та аерофотознімків можна отримати деякі морфометричні показники рельєфу. На космознімках у веб-вузлі "Планета Земля" через вибір інструмента "Лінійка" або "Шлях" вимірюють довжини вибраних елементів рельєфу, їхній периметр і площу. Також після визначення відображення висоти рельєфу, підведенням курсора до об'єкта, на нижній стрічці висвітлюється його абсолютна висота. Якщо підвести курсор до підніжжя, а потім до вершини пагорба, то можна обчислити його відносну висоту. На стереопарах аерофотознімків висоти чи глибини об'єктів, а також крутість схилів отримують за допомогою фотограмметричних обчислень.

Для виявлення *особливостей прояву сучасних екзогенних процесів* використовують одномоментні різночасові дистанційні матеріали. На одномоментних космознімках фіксують особливості морфометрії та морфографії проявів процесів, площу охоплення, вплив на територію і господарські споруди, динамічний стан – активні чи пасивні у сучасному розвитку. Виявляють умови та чинники, які спричиняють і контролюють небезпечні екзогенні процеси.

За різночасовими знімками, знятими у різні роки чи десятки років, виявляють зміни у стані процесів – активізацію, повільний розвиток чи стабілізацію процесів. Варто враховувати, що деякі типи процесів відбуваються поступово, зміни наростають повільно, інші процеси відбуваються стрибкоподібно, з раптовими новоутвореннями. Застосовуючи різночасові знімки, виявляють характер змін, які відбулися. Примітним є те, що виявлені зміни пов'язані не з точками і створами, як у разі наземних стаціонарних досліджень, а з усією площею загалом, що дає статистичний матеріал та значно підвищує надійність усіх висновків і узагальнень. Сьогодні дистанційні дані забезпечують отримання об'єктивної та оперативної інформації про сучасні екзогенні й ендогенні процеси з різним ступенем деталізації й генералізації – від локальної до регіональної.

Запитання для самоперевірки знань

1. Як використовують дані ДЗЗ на етапах геоморфологічних досліджень?
2. Назвати дешифрувальні ознаки рельєфу на дистанційних матеріалах.
3. Які характеристики рельєфу отримують шляхом дешифрування аерофото- і космічних зображень?

Бібліографія

1. *Байрак Г.* Аналіз рельєфу і природокористування рівнин заходу України за аерокосмічними даними: Монографія / Г. Байрак. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І.Франка, 2007. – 296 с.
2. *Байрак Г.* Дистанційні дослідження Землі: навч. посібник / Г. Байрак, Б. Муха – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2010. – 712 с.
3. *Сердюков В.М.* Аэрокосмические методы географических исследований / В.М. Сердюков, Г.А. Патыченко, Д.А. Синельников – Киев: Вища школа, 1987. – 223 с.
4. *Книжников Ю.Ф.* Аэрокосмические методы географических исследований: учебник для студ. высш. учеб. заведений / Ю.Ф. Книжников, В.И. Кравцова, О.В. Тутубалина. – Москва: Издательский центр "Академия", 2004. – 336 с.
5. *Сладкопевцев С.А.* Изучение и картографирование рельефа с использованием аэрокосмической информации / С.А. Сладкопевцев. – Москва: Недра, 1982. – 216 с.
6. https://earth.google.com
7. https://eos/landviewer
8. https://geobrowser.satapps.org

Завдання для самостійного опрацювання

До розділу 1.

1. Масштаби геоморфологічних знімань.
2. Види геоморфологічних карт для геоморфологічних знімань.
3. Літературні, фондові й архівні джерела.
4. Проблеми проведення робочих маршрутів під час польових геоморфологічних досліджень.
5. Вимоги до написання звітів про результати наукових досліджень.
6. Побудова кумулятивної кривої як результату гранулометричних досліджень.

До розділу 2.

7. Поняття каркасних ліній рельєфу при морфологічних дослідженнях рельєфу.
8. Прості та складні форми рельєфу при морфологічних дослідженнях.
9. Історичний метод у геоморфологічних дослідженнях.
10. Вивчення структурних форм.
11. Системний аналіз рельєфу.
12. Вивчення відображення тектонічних рухів у рельєфі.
13. Відображення тектонічних розломів у рельєфі.
14. Поняття лінеаментного аналізу.
15. Методи вивчення абсолютного віку рельєфу.
16. Методи вивчення відносного віку рельєфу.

До розділу 3.

17. Історія формування річкових долин.
18. Гідроморфологічна теорія розвитку річкового русла, її автори.
19. Динаміка річкового русла.
20. Проблеми річкових перехоплень.
21. Вивчення розвитку річкових гряд.
22. Вивчення річкових меандр.
23. Вивчення походження річкових терас.
24. Дослідження циклових терас.
25. Деградація ерозійних форм на селитебних територіях.
26. Дрібновимоїнний розмив та способи його вивчення.
27. Чинники розвитку зсувних процесів.
28. Вивчення територій підготовки зсувів.
29. Детрузивні зсуви, їхній розвиток.
30. Деляпсивні зсуви, причини активізації.
31. Зсувонебезпечні райони України.
32. Вивчення лавинонебезпечних територій.
33. Райони розвитку осипних явищ в Україні.
34. Чинники розвитку селів.
35. Вивчення селетвірних басейнів.
36. Методи вивчення кріпу.
37. Вивчення карстотвірних порід.
38. Проблеми картографування підземних порожнин.
39. Вивчення походження карстових печер.
40. Форми рельєфу карстових печер, їхній розвиток.
41. Рівні складності проходження карстових порожнин.
42. Різноманітність поверхневих карстових форм.
43. Поширення найбільших підземних карстових форм у світі.
44. Характеристика найбільших поверхневих форм карсту – польїв.
45. Особливості вивчення карстових печер Криму.
46. Особливості вивчення карстових печер Тернопільщини.
47. Космічний моніторинг стану льодовикових покривів Арктики й Антарктики.
48. Вивчення активності гірських льодовиків.
49. Вивчення слідів плейстоценового зледеніння.

50. Сучасне перетворення давніх льодовикових форм.
51. Проблема походження лесів.
52. Дослідження залишкових льодовикових озер.
53. Методи вивчення руху курумів.
54. Проблеми протаювання і просідань у багаторічно мерзлих ґрунтах.
55. Проблеми пучіння у багаторічно мерзлих ґрунтах.
56. Солефлюкція: причини та особливості розвитку.
57. Головні чинники формування поверхонь вирівнювання.
58. Прирічкові поверхні вирівнювання.
59. Періодизація поверхонь вирівнювання.
60. Поверхні вирівнювання Карпат.
61. Поверхні вирівнювання Передкарпаття.
62. Види вивітрювання та його вплив на рельєф.
63. Розвиток денудаційних процесів.
64. Ознаки структурних форм рельєфу.
65. Структурно-денудаційні уступи в горах.
66. Структурні елементи у річкових долинах.
67. Вивчення структурно-денудаційного рельєфу Заходу України.
68. Фази вулканічного виверження та форми рельєфу.
69. Вулканізм і динаміка рельєфотвірних процесів.
70. Вулканогенно-осадовий літогенез в різних типах клімату.
71. Вулканізм як провідний чинник рельєфотворення.
72. Палеовулканічний рельєф України.
73. Вплив еолових процесів на перетворення рельєфу.
74. Аеродинамічні умови формування еолових форм.
75. Утворення пірамідальних дюн.
76. Берегові еолові форми рельєфу.
77. Вивчення еволюції еолових форм.
78. Еоловий палеорельєф Полісся.
79. Вклад П.Тутковського у вивчення еолового рельєфу України.
80. Літодинамічні умови формування берегів.
81. Морське хвилювання і утворення берегових форм рельєфу.
82. Давні та сучасні берегові системи.
83. Вивчення історії формування берегів.
84. Типи берегів України.

До розділу 4.

1. Хімічний метод у геоморфологічних дослідженнях.
2. Фізичні властивості порід як чинник активності сучасних ерозійних процесів.
3. Контакти між шарами порід як показник тектонічної ситуації регіону.
4. Непрямі методи вивчення сучасної динаміки рельєфу.
5. Палеонтологічний метод у геоморфологічних дослідженнях.
6. Фізичні методи і їхнє використання в геоморфологічних дослідженнях.
7. Методи сейсморозвідки для виявлення підземних карстових пустот.
8. Географічні методи і їхнє використання в геоморфологічних дослідженнях.
9. Можливості аерокосмознімань для геоморфологічних досліджень.
10. Математичні методи в геоморфологічних дослідженнях.

Предметний покажчик

Абсолютний вік рельєфу 83, 85
Азимут падіння пласта 243, 262
Азимут простягання пласта 243, 262
Балансовий метод 93
Бенч 210
Береги 207
Береги терасовані 212
Береговий абразійний рельєф 209
Береговий акумулятивний рельєф 210
Вивчення абразійних берегів 209
Вивчення акумулятивних берегів 211
Вивчення вершин 24
Вивчення водно-льодовикового рельєфу 203
Вивчення вулканів 219
Вивчення гірських зледенінь 204
Вивчення гравітаційних процесів 158
Вивчення долин 124
Вивчення еолових форм 191, 194
Вивчення залягання порід 246
Вивчення заплави 119
Вивчення зсувів 164
Вивчення комплексів рельєфу 31
Вивчення контактів порід 247
Вивчення ліній рельєфу 25
Вивчення льодовикового рельєфу 201
Вивчення материкових зледенінь 201
Вивчення неузгоджень 245
Вивчення підземного карсту 183
Вивчення площових змивів 138
Вивчення поверхневого карсту 180
Вивчення русла 115
Вивчення селів 151
Вивчення скель 196
Вивчення структур площинного типу 40
Вивчення схилів 26, 271
Вивчення текстур внутрішарових 243
Вивчення текстур поверхневих 244
Вивчення терас 122
Вивчення тріщинуватості 254
Вивчення форм рельєфу 29
Вивчення ярів 138
Відкопаний рельєф 72
Відносний вік рельєфу 83
Візуальні знімання 276
Властивості порід 250, 261
Водно-льодовиковий рельєф 250, 254
Вулкани 215
Вулканічний рельєф 218
Вулканічні породи 218
Геодезичні методи 270
Геофізичні методи вивчення карсту 186
Гірський компас 261
Гляціальний (льодовиковий) рельєф 200
Гравіметричні методи 267
Гравітаційні процеси 156
Гранулометричний аналіз 233, 261
Динаміка рельєфу 54
Діаграми 279
Екологічна геоморфологія 89
Експерименти лабораторні 67, 115, 142
Експерименти натурні (польові) 62, 141
Експертиза еколого-геоморфологічна 97
Експонований рельєф 73
Електророзвідка 263
Еолові акумулятивні форми 192
Еолові дефляційні форми рельєфу 190
Еолові корразійні форми 195
Еолові форми рельєфу 190, 192
Ерозійні процеси 131
Залягання пластів 246, 79
Зледеніння гірське 204
Зледеніння материкове 199
Зсуви 159, 164
Інгресійні береги 208
Інтенсивність процесів 92
Історія розвитку рельєфу 78
Камеральний етап 16
Карст 176
Карта фактичного матеріалу 20
Картографування 20, 277
Картографування геоінформаційне 140, 281
Картографування геоморфологічне 277
Картографування еколого-геоморфологічне 107
Картографування ерозійних процесів 140
Картографування структурно-геоморфологічне 51
Класифікації берегів 207
Класифікації вулканів 216
Класифікації гравітаційних процесів 156
Класифікації еолових форм 190
Класифікації ерозії 133
Класифікації зсувів 160
Класифікації карсту 177
Класифікації льодовикового рельєфу 200
Класифікації печер 183
Класифікації русел 126
Класифікації селів 147
Класифікації ярів 131
Кліф 209
Колір порід 231, 260
Комплекси форм рельєфу 30
Контакти порід 247
Кореляційний аналіз 280
Кумулятивна крива 280, 235
Кут падіння пласта 244, 262
Лабораторні моделі 68
Лінеаментний аналіз 42

Лінійні елементи рельєфу 25
Лінійні структури 40, 42
Льодовиковий акумулятивний рельєф 200, 202
Льодовиковий екзараційний рельєф 200, 201
Магматизм 216
Магніторозвідка 266
Масштаби геоморфологічних знімань 10
Метод аналізу потужностей відкладів 50
Метод базисних поверхонь 47, 82
Метод геоботанічний 61
Метод об'ємний 50
Метод перерв та неузгоджень відкладів 51
Метод стокових майданчиків 58
Методи вивчення абсолютного віку 85
Методи вивчення відносного віку 83
Методи вивчення вулканів 219, 222
Методи вивчення гравітаційних процесів 158
Методи вивчення еолового рельєфу 191, 197
Методи вивчення ерозійного рельєфу 139
Методи вивчення зсувів 164
Методи вивчення карстових лійок 181
Методи вивчення льодовикового рельєфу 201, 206
Методи вивчення новітніх і неотектонічних рухів 46
Методи вивчення підземних пустот 184
Методи вивчення селів 151, 153
Методи вивчення структури порід 233
Методи вивчення флювіального рельєфу 113
Методи геодезичні 270
Методи геоморфологічні 9
Методи геофізичні 263
Методи ГІС 140, 281
Методи ДЗЗ 66, 114, 181, 222, 284
Методи діагностичні 91
Методи досліджень 7
Методи еколого-геоморфологічні 91
Методи експедиційні вивчення процесів 59
Методи експериментальні 62, 115
Методи загальнонаукові 8
Методи камеральні 64, 279
Методи картографічні вивчення процесів 65, 140, 277
Методи літологічні 226
Методи малакологічні 250
Методи морфологічні 23
Методи морфотектонічні 35
Методи палеонтологічні 249
Методи прогнозування 107, 171
Методи розрахункові 101, 168
Методи спеціалізовані 8
Методи стаціонарні 56, 164, 223
Методи структурно-геоморфологічні 34
Методика 7
Методологія 7
Мінералогічний аналіз 228
Моделювання уявне 103, 142
Моделювання фізичне 104, 141
Моніторинг процесів 95
Морфологічний аналіз 24
Морфоструктура 34, 39
Морфоструктурний аналіз 39
Напівстаціонарні дослідження 16
Небезпека геоморфологічна 94
Неотектонічні рухи 45, 46
Неузгодження пластів 245
Нівелювання 271
Обкатаність уламків 238, 81
Область зносу 76
Окомірні знімання 275
Опис відслонення 260
Органічні залишки 248
Орієнтування 273
Осадові тіла 245
Оцінка еколого-геоморфологічна 97
Оцінка карсту 185
Перебудований рельєф 74
Петрографічний аналіз 229
Підготовчий етап 11
Площинні елементи рельєфу 26
Польовий етап 13
Польовий щоденник 16
Похований рельєф 72
Прогнозування 105
Прогнозування еколого-геоморфологічне 105
Прогнозування зсувів 171
Профілювання 18, 60, 213
Профілювання берегів 213
Рекогносцирування 14
Реконструйований рельєф 73
Реконструкції палеорельєфу 75
Реліктовий рельєф 73
Ризик геоморфологічний 94
Роза-діаграма 279
Розрахунки зсувів 168
Сейсморозвідка 264
Селі 147
Сельозбірний басейн 151
Складки 37
Складчасті зони 37
Сортованість відкладів 236
Співвідношення рельєфу і геологічної структури 38
Стаціонарні дослідження 15, 56, 139, 223
Стаціонарні методи 56, 164, 223
Структура порід 232, 260
Структури лінійного типу 40, 42
Структури площинного типу 35, 40
Сучасні рельєфотвірні процеси 54
Текстура порід 240
Тектонічні розломи 41, 44
Тектонічні рухи новітні 45, 46
Тектонічні рухи сучасні 45
Термічні методи 268
Типи рельєфу 30

Точки спостереження 17
Точкові елементи рельєфу 24
Тріщинуватість порід 254
Успадкований рельєф 74
Фаціальний аналіз 51
Флювіальний рельєф 113
Флювіогляціальний рельєф 250, 254
Фондові джерела 64
Форма уламків 237, 81
Форми рельєфу 28
Цифрова модель рельєфу 32, 282
Шаруватість порід 241
Шліховий аналіз 230
Шурф 259
Ядерні методи 269
GPS-пристрої 273

Навчальне видання

БАЙРАК Галина Ростиславівна

МЕТОДИ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Навчальний посібник

Редактор *Н. Й. Плиса*
Технічний редактор *С. З. Сеник*
Комп'ютерне верстання *Н. В. Чикальська, Н. М. Лобач*
Дизайн обкладинки *Л. Ковриги*

Формат 60×84/8. Ум. друк. арк. 33,95.
Тираж 300 прим. Зам.

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Університетська, 1, м. Львів, 79000

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.