

Бездухов О. А., Філоненко Ю. М.

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ



Ніжинський державний університет
імені Миколи Гоголя

О. А. БЕЗДУХОВ, Ю. М. ФІЛОНЕНКО

ГЕОЛОГІЯ З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

Навчальний посібник

Ніжин – 2026

УДК 551:551.4(075.8)

Б39

Рекомендовано Вченою радою
Ніжинського державного університету імені Миколи Гоголя
(НДУ ім. М. Гоголя)
Протокол № 11 від 30.04.2026 р.

Рецензенти:

Криловець М. Г. – доктор педагогічних наук, професор кафедри географії, туризму та спорту Навчально-наукового інституту природничо-математичних, медико-біологічних наук та інформаційних технологій Ніжинського державного університету імені Миколи Гоголя;

Пархоменко О. Г. – кандидат географічних наук, доцент кафедри екології, географії та природокористування Національного університету «Чернігівський колегіум» імені Т.Г. Шевченка

Бездухов О. А., Філоненко Ю. М.

Б39 Геологія з основами геоморфології: навчальний посібник. – Ніжин: НДУ ім. Миколи Гоголя, 2026. – 2-ге видання, перероблене та доповнене. – 433 с.
ISBN 978-617-527-366-1

Даний посібник спрямований на опанування здобувачами системи знань про об'єкт і предмет вивчення геології та геоморфології, основні властивості мінералів і гірських порід, процеси внутрішньої та зовнішньої динаміки, еволюцію земної кори та основні етапи розвитку рослинного і тваринного світу, особливості утворення і поширення корисних копалин. У ньому надається також пояснення механізму процесів і суті чинників рельєфотворення, та наводиться аналіз основних типів морфоструктури й морфоскульптури представлених на планеті.

Посібник адресовано здобувачам як денної так і заочної форми навчання.

УДК 551:551.4(075.8)

ISBN 978-617-527-366-1

© О. А. Бездухов, Ю. М. Філоненко, 2026
© НДУ ім. М. Гоголя, 2026

ЗМІСТ

Вступ.....	8
ЧАСТИНА 1. ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ.....	9
1. Основні поняття геології.....	9
1.1. Геологія як наука, її об'єкт, предмет, завдання і методи.....	9
1.2. Основні етапи розвитку геологічних знань.....	10
2. Земля – космічне тіло.....	13
2.1. Земля – планета Сонячної системи, її вік, форма і розміри.....	13
2.2. Внутрішня будова Землі.....	18
2.3. Типи земної кори, їх склад.....	20
2.4. Фізичні властивості та хімічний склад земної кори.....	21
3. Поняття про мінерали та їх властивості.....	23
3.1. Кристалографічні особливості мінералів.....	23
3.2. Види мінеральних агрегатів.....	27
3.3. Діагностичні властивості мінералів.....	29
3.4. Класифікація мінералів.....	31
4. Геодинамічні процеси. процеси ендодинаміки.....	39
4.1. Поняття про геодинамічні процеси.....	39
4.2. Коливальні рухи.....	40
4.3. Тектонічні деформації.....	41
4.4. Землетруси; їх види, інтенсивність та поширення.....	45
5. Явище магматизму на Землі.....	46
5.1. Магма, її склад та диференціація.....	46
5.2. Інтрузивний магматизм.....	50
5.3. Ефузивний магматизм.....	52
5.4. Класифікація вулканів.....	54
5.5. Поствулканічні явища.....	58
5.6. Поширення вулканів.....	60
5.7. Класифікація та застосування магматичних гірських порід.	
Практичне значення вулканізму.....	62
6. Метаморфізм гірських порід, його чинники й наслідки.....	65
6.1. Визначення метаморфізму та його основні ознаки.	65
6.2. Типи метаморфізму.....	66
6.3. Особливості структури й текстури метаморфічних гірських порід.....	69
6.4. Класифікація метаморфічних гірських порід.....	70
7. Процеси зовнішньої динаміки (екзогенні процеси).....	73
7.1. Гіпергенез гірських порід.....	73

7.2. Геологічна робота вітру (еолові процеси).....	77
7.3. Геологічна робота поверхневих текучих вод.....	79
7.4. Геологічна діяльність підземних вод.....	82
7.5. Геологічна діяльність льодовиків.....	90
7.6. Геологічна діяльність озер і боліт.....	99
7.7. Геологічна діяльність океанів і морів.....	106
7.8. Гравітаційні процеси.....	112
7.9. Геологічна діяльність людини.....	120
7.10. Умови формування та класифікація осадових гірських порід.....	124
8. Особливості геотектонічної будови земної кори та літосфери.....	128
8.1. Основні структурні елементи земної кори і літосфери.....	126
8.2. Структури ложа Світового океану.....	129
8.3. Геосинкліналі.....	131
8.4. Континентальні платформи.....	135
8.5. Характерні особливості глибинних розломів і кільцевих структур...136	
8.6.Поняття про тектонічні цикли і епохи складчастості й горотворення140	
8.7. Основні погляди на еволюцію земної кори й літосфери.....	142
9. Історична геологія.....	147
9.1. Предмет, завдання і методи історичної геології.....	147
9.2. Методи визначення відносного віку гірських порід та мінералів.....	148
9.3. Методи визначення абсолютного віку гірських порід та мінералів.....	149
9.4. Найвідоміші епохи і періоди в історії Землі.....	150
9.5. Поняття про фації. Фаціальний аналіз.....	154
9.6. Поняття про формації.....	157
10. Еволюція земної кори та розвиток географічної оболонки в докембрії та палеозої.....	158
10.1. Формування земної кори та розвиток географічної оболонки в докембрії.....	158
10.2. Формування земної кори та розвиток географічної оболонки в ранньому палеозої.....	163
10.3. Формування земної кори та розвиток географічної оболонки в пізньому палеозої.....	170
11. Формування земної кори та розвиток географічної оболонки в мезозої.....	181
11.1. Еволюція геосинклінальних поясів.....	181
11.2. Еволюція платформ.....	183

11. 3. Палеогеографічні умови Мезозою.....	184
11.4. Органічний світ Мезозою.....	187
11.5. Корисні копалини Мезозою.....	197
12. Формування земної кори та розвиток географічної оболонки у кайнозої.....	198
12.1. Еволюція геосинклінальних поясів.....	198
12.2. Еволюція платформ.....	200
12.3. Палеогеографічні умови Кайнозою.....	202
12.4. Розвиток органічного світу в Кайнозої.....	206
12.5. Еволюція людини.....	211
12.6. Корисні копалини Кайнозою.....	214
13. Корисні копалини, їх типи і закономірності поширення. Методи пошуків та розвідки корисних копалин.....	215
13.1. Загальні відомості про корисні копалини і їх типи.....	215
13.2. Металічні й неметалічні корисні копалини.....	217
13.3. Горючі корисні копалини.....	218
13.4. Раціональне використання мінеральних ресурсів та охорона надр.....	220
13.5. Методи пошуків та розвідки родовищ корисних копалин.....	223
14. Історія геологічного розвитку, особливості геотектонічної будови та корисні копалини України.....	227
14.1. Великі геотектонічні регіони України.....	227
14.2. Історія геологічного розвитку території України.....	227
14.2.1. Розвиток території України в докембрії.....	235
14.2.2. Розвиток території України у фанерозої.....	236
14.3. Корисні копалини України.....	242
14.3.1. Металічні корисні копалини.....	242
14.3.2. Неметалічні корисні копалини.....	245
14.3.3. Горючі корисні копалини.....	251
ЧАСТИНА 2. ОСНОВИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ.....	255
15. Основні поняття геоморфології.....	255
15.1. Об'єкт, предмет та мета вивчення геоморфології.....	255
15.2. Основні підрозділи геоморфології.....	255
15.3. Методи дослідження в геоморфології.....	257
15.4. Історія виникнення, становлення і розвитку геоморфології.....	259
15.5. Особливості становлення та розвитку геоморфології в Україні.....	264
16. Рельєф земної поверхні.....	267
16.1. Поняття про рельєф. Форми, елементи форм і типи рельєфу.....	267
16.2. Чинники і процеси рельєфоутворення.....	268
16.3. Генезис, вік і динаміка рельєфу.....	270

16.4. Класифікації рельєфу.....	272
17. Морфоструктура суходолу Землі	275
17.1. Класифікації морфоструктур.....	275
17.2. Морфоструктура рівнинних областей.....	275
17.3. Морфоструктура гірських областей.....	280
18. Рельєфоутворююча роль гіпергенезу та гравітації.....	284
18.1. Поняття про гіпергенез.....	284
18.2. Морфоскульптура процесів гіпергенезу.....	285
18.3. Гравітаційна морфоскульптура.....	288
18.3.1. Поняття «схил». Класифікація схилів.....	288
18.3.2. Обвальні схили.....	290
18.3.3. Осипні схили.....	293
18.3.4. Лавинні схили.....	294
18.3.5. Зсувні схили.....	296
18.3.6. Схили відсідання.....	297
18.3.7. Практичне значення вивчення схилів.....	298
19. Флювіальна морфоскульптура.....	299
19.1. Типи поверхневого стоку та його рельєфоутворюючі функції.....	274
19.2. Яроутворення.....	301
19.3. Особливості формування та будови річкових долин.....	304
19.4. Класифікація річкових долин.....	308
19.5. Рельєф гирлових частин річок.....	314
19.6. Схожість і відмінність рельєфоутворюючої роботи постійних і тимчасових водотоків.....	316
19.7. Типи флювіального рельєфу та практичне значення його вивчення.....	317
20. Карстово-суфозійна морфоскульптура.....	319
20.1. Поняття «карст», умови його виникнення та основні типи.....	319
20.2. Форми карстового рельєфу та стадії розвитку карсту.....	321
20.3. Псевдокарстові процеси.....	328
20.4. Практичне значення карстових процесів і карстової морфоскульптури.....	329
21. Гляціальна, флювіогляціальна та кріогенна морфоскульптура	331
21.1. Поняття про гляціальні процеси рельєфоутворення.....	331
21.2. Руйнівна діяльність льодовиків та утворені нею форми рельєфу....	333
21.3. Транспортуюча і акумулююча діяльність льодовиків та її морфологічні наслідки.....	338
21.4. Флювіогляціальна морфоскульптура.....	340

21.5. Наукове та практичне значення вивчення льодовикових процесів і форм рельєфу.....	341
21.6. Кріогенна морфоскульптура.....	343
21.7. Практичне значення вивчення багаторічномерзлих гірських порід..	348
22. Аридна морфоскульптура та еоловий рельєф.....	349
22.1. Поняття про аридну морфоскульптуру та особливості рельєфоутворюючої діяльності вітру.....	349
22.2. Еолові акумулятивні форми рельєфу.....	353
22.3. Літологічні типи пустель та особливості їх рельєфу.....	358
23. Рельєф морських берегів, особливості його формування та будови.....	363
23.1. Поняття «берегова зона». Чинники берегового рельєфоутворення....	363
23.2. Морська абразія, будова абразійного берега	364
23.3. Акумулятивні морські береги.....	365
23.4. Класифікація морських берегів. Стадії їх розвитку.....	368
23.5. Діяльність людини на морських берегах.....	371
24. Рельєф дна Світового Океану.....	372
24.1. Особливості рельєфу підводних окраїн материків.....	373
24.2. Рельєф перехідних зон дна Світового океану.....	375
24.3. Рельєф ложа Світового океану.....	376
24.4. Серединно-океанічні хребти.....	377
24.5. Рельєфоутворюючі процеси на дні світового океану.....	378
25. Антропогенна морфоскульптура.....	382
25.1. Поняття про антропогенний рельєф та антропогенне рельєфоутворення	382
25.2. Гірничопромисловий комплекс антропогенних форм рельєфу.....	383
25.3. Інженерно-будівельний комплекс антропогенних форм рельєфу.....	388
25.4. Агрогенні, мілітарні та рекреаційні антропогенні форми рельєфу...393	
25.5. Наслідки втручання людини в природні геоморфологічні процеси.....	404
25.6. Проблеми охорони та раціонального використання рельєфу.....	407
26. Біогенна морфоскульптура.....	408
26.1. Поняття про біогенний рельєф.....	408
26.2. Зональність та періодичність біогенного рельєфоутворення.....	409
26.3. Фітогенний рельєф.....	412
26.4. Зоогенний рельєф.....	419
Список рекомендованої літератури	429

ВСТУП

Геологія з основами геоморфології в системі підготовки здобувачів природничих спеціальностей закладів вищої освіти посідає особливе місце, оскільки закладає фундамент для вивчення більшості освітніх компонентів природничого циклу.

Даний посібник являє собою розгорнутий конспект лекцій з освітнього компоненту «Геологія з основами геоморфології», а кожен його розділ відповідає темі окремої лекції. Його структура та зміст визначаються освітньою програмою і навчальним планом для відповідних спеціальностей університетів. Загалом, посібник складається з двадцяти п'яти розділів, які присвячені всім основним підрозділам геології – мінералогії, петрографії, динамічній та історичній геології. Окремі розділи присвячені корисним копалинам та геологічним особливостям України. У ньому висвітлено теоретичні питання геоморфології, загальні дані про рельєф, рельєфотвірні процеси та чинники рельєфотворення, різноманітні класифікації рельєфу. Детально розглянуто різні типи морфоскульптури суходолу Землі, які здобувачі мають можливість безпосередньо спостерігати як у повсякденному житті, так і під час виїзних польових практик.

Майже всі розділи посібника ілюстровані численними рисунками, схемами, фотографіями і таблицями, що допоможе здобувачам краще засвоїти матеріал. В кінці посібника подано обширний список рекомендованої літератури.

Автори з вдячністю приймуть всі критичні зауваження на адресу запропонованого навчального посібника і побажання щодо його покращення.

ЧАСТИНА 1. ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ

1. ОСНОВНІ ПОНЯТТЯ ГЕОЛОГІЇ

1.1. Геологія як наука, її об'єкт, предмет, завдання і методи

Геологія – це цілий комплекс наук про будову й розвиток Землі. Взагалі саме слово «геологія» має грецькі корені: «*Geo*» – *Земля*, «*logos*» – *наука, вчення*.

До комплексу геологічних наук належать:

- *мінералогія* – вивчає фізичні властивості і хімічну природу мінералів – природних хімічних сполук;
- *петрографія* (гр. «*Petros*» – *камінь*) – досліджує склад, будову й умови залягання гірських порід;
- *геотектоніка* («*Geo*» – *Земля*, «*Tektonos*» – *будова*) – наука про будову й рухи земної кори;
- *динамічна геологія* (гр. «*Dinamikos*» – *сила, рух*) – наука про процеси, що змінюють земну кору і вигляд Землі в цілому;
- *палеонтологія* (гр. «*Paleos*» – *старовинний, давній*; «*Ontos*» – *єство, суще*; «*logos*» – *наука, вчення*) – наука про давні викопні організми, їх будову, розвиток і поширення в різний геологічний час;
- *історична геологія* – наука про історію Землі (від докембрію до наших днів);
- *палеогеографія* – наука про фізико-географічні умови, які існували на поверхні Землі в минулі геологічні епохи;
- *геоморфологія* – наука про особливості виникнення, динаміку й розвиток рельєфу нашої планети;
- *вчення про корисні копалини* – вивчення особливостей походження, поширення і умов залягання родовищ;
- *гідрогеологія* (гр. «*Gidro*» – *вода*) – досліджує умови залягання підземних вод, їх склад, походження і властивості;
- *інженерна геологія* – наука, яка займається вивченням придатності гірських порід для будівництва різних об'єктів. Особливу цікавість викликають такі геологічні явища, як зсуви, карст, суфозія, просідання ґрунту.

Крім названих наукових напрямків до складу комплексу геологічних наук входить ще досить багато інших.

Слід відзначити, що геологія дуже тісно взаємодіє з усіма природничими науками: географією, біологією (зоологія, ботаніка), хімією, фізикою.

Об'єктом геології є сама планета Земля, а **предметом** – надра Землі.

Основні завдання геології полягають у вивченні:

- будови Землі і процесів, що в ній проходять;
- історії розвитку Землі;
- речовинного складу Землі;
- у проведенні прикладних досліджень (корисні копалини та ін.).

Необхідно підкреслити, що оскільки технічні можливості людства є обмеженими, то найбільш детально досліджується *літосфера* – верхня тверда оболонка Землі.

Вирішення основних завдань геології вимагає застосування великої кількості **спеціальних методів**:

1. *Метод спостереження* – спирається на геологічну зйомку або геологічне картографування;

2. *Фізичні методи* – оптичні, рентгеноструктурні, радіо вуглецевий, спектрографічний;

3. *Хімічні методи* – дослідження будови гірських порід і мінералів за допомогою хімічних (лабораторних аналізів);

4. *Математичні* – для обробки одержаних даних;

5. *Моделювання* – метод експерименту (у лабораторних умовах відтворюються природні процеси і явища – вулканізм, водотоки, землетруси, зсуви, вирощування мінералів і кристалів та ін.);

6. *Дистанційні методи* – дослідження земної поверхні і надр Землі за допомогою аерофотознімків (фото зроблене з літаків і вертольотів) та космознімків (дослідження з космічних кораблів);

7. *Геофізичні методи* – ці методи опосередковані, вони базуються на вивченні фізичних властивостей гірських порід. Ці дослідження вимагають буріння свердловин.

8. *Картографічні методи* – базуються на вивченні інформації за допомогою карт та узагальненні отриманих результатів у вигляді карт.

1.2. Основні етапи розвитку геологічних знань

Геологія як самостійна наука виникла порівняно недавно – близько 250 років тому. Довгий час вона розглядалась як частина філософії і лише у XVIII ст., завдяки роботам *Нільса Стено (Данія)*, *А. Вернера (Німеччина)*, *Ж. Бюффона*, *Ж. Кюв'є* і *А. Броньяра (Франція)*, *У. Сміта (Англія)*, *Д. Геттона (Шотландія)*, геологія сформувалась як самостійна наукова галузь.

Не дивлячись на такий короткий період існування геології як самостійної науки в її становленні виділяють **п'ять досить тривалих за часом етапів**, оскільки процес накопичення геологічних знань практично співпадає з історією людства:

1. Донауковий (2-3 тисячоліття до н. е. – XIV ст.). Інколи цей етап поділяють на 2 (до і після Різдва Христового).

До вчених, що зробили найбільший внесок у розвиток геології протягом цього часового відрізка належать Аристотель, Піфагор, Страбон і Пліній Старший

Так, *Аристотель* вважав, що Земля має форму кулі, на її поверхні відбувається зміна моря і суходолу, а мінерали утворюються внаслідок просочування глибинних газів на поверхню. *Піфагор* дотримувався думки, що зовнішній вигляд Землі постійно змінюється, а море і суходіл змінюють одне одного. *Страбон* був переконаний, що поверхня землі зазнає вертикальних рухів. *Пліній Старший*, який загинув у 79 році до н. е. під час виверження Везувію, у I ст. н. е.

випустив у світ 36-томну «Природничу історію», в якій підсумовав всі накопичені знання з геології.

Крім того, у *Давньому Китаї* близько 500 років до н. е. місцеві вчені описували і давали назви багатьом мінералам.

Слід також відзначити, з I по XIV ст. н. е. – розвиток геології, як і інших наук, був загальмований через переслідування просвітницької думки з боку церковних фанатиків!

2. Етап епохи відродження (XV – початок XVIII ст.). До найбільш відомих вчених цього часу, що займалися геологічними дослідженнями, можна віднести Леонардо да Вінчі, Георга Агріколу, М. Коперніка, Нільса Стено та Г.В. Лейбніца.

Леонардо да Вінчі (1452-1529), який працював на будівництві різноманітних гідротехнічних споруд (дамб, каналів та ін.), аналізував речовинний склад ґрунту, виявляючи при цьому багато залишків морських організмів. Виходячи з цього він зробив висновок, що поверхня Землі постійно зазнавала змін.

Георго Агрікола (1494-1555), що працював на території Чехії та Саксонії, є автором перших посібників з мінералогії, гірничої справи та металургії.

М. Копернік (1473-1543) – довів геліоцентричність Сонячної системи.

Нільс Стено (1638-1686) – заклав основи тектоніки і стратиграфії (науки про нашарування гірських порід). Він стверджував: 1) осадові породи відкладалися горизонтально на великих просторах, а їх теперішнє похиле залягання пояснюється пізнішими змінами; 2) всі гори і височини є нестійкими.

Г.В. Лейбніц (1646-1716) – вважав, що кристалічні породи утворились з розплавленої магми (з якої колись складалась Земля), а потім охололи.

Цей етап у розвитку геології характеризувався високими темпами розвитку промисловості і, як наслідок, інтенсивним накопиченням геологічних знань.

3. Науковий етап (друга половина XVIII – перша половина XIX ст.) ознаменувався активною науковою діяльністю багатьох відомих вчених.

Так, *А. Вернер* (1750-1817 (Саксонія)) є одним з основоположників сучасної мінералогії і фундатором школи «**нептуністів**», прихильники якої вважали, що з вод океану, який вкривав Землю утворились всі породи і мінерали. Нептуністи навіть утворення гранітів і базальтів пояснювали діяльністю океанічних вод, а причиною виверження вулканів вважали великі підземні пожежі;

Д. Геттон (1726-1797 (Шотландія)) – засновник школи «**плутоністів**». Він та його соратники стверджували, що внутрішнє тепло і вогонь Землі є провідними в геологічних процесах. Геттон відкидав думку про осадове походження гірських порід.

Боротьба *нептуністів* і *плутоністів* тривала кілька десятиліть і завершилась перемогою останніх. Хоча, з точки зору сучасної геології обидві ідеї мають право на життя не виключаючи одна іншу.

В. Сміт (1769-1839 (Англія)) розробив палеонтологічний метод (метод визначення відносного віку гірських порід за рештками відмерлих організмів).

Ч. Лайель (1797-1875 (Англія)) заснував «*методу актуалізму*», згідно якого сучасне є ключем до пізнання минулого.

А. Греслі (1841-1865 (Швейцарія)) ввів термін «фація» (1838), для визначення фізико-географічних умов, які зумовлюють певні особливості порід.

М.О. Головінський (Росія) встановив закономірності розподілу фацій у просторі й часі (1869). Припускав можливість коливального характеру тектонічних рухів у північній та середній Європі.

Андрусов М.І. (1861-1924) – першим застосував палеогеографічний аналіз для вивчення осадових відкладів півдня Росії та України.

4. Етап формування геології як науки (друга половина XIX – 50-60 роки ХХст.).

В цей період: 1) розвивається вчення про геосинкліналі і платформи; 2) з'являються нові методи досліджень (геохімічні, геофізичні, дистанційні); 3) виникають такі дисципліни, як історична та регіональна геологія, геотектоніка, морська геологія.

До цього етапу належать роботи наступних вчених:

Дж. Холл (1811-1898 (США)) – першим почав виділяти гірські складчасті зони, які виникли на місці глибоких прогинів (1859).

Дж. Ден (1813-1895 (США)) – першим застосував термін геосинкліналь для визначення складчастих зон (1873).

В. Дейвіс (Девіс) (1850—1934 (США)) є основоположником вчення про географічні цикли (1899), завдяки яким формується майже рівнина – пенеплен.

В. Пенк (1888-1923 (Німеччина)) – у своїй праці «Морфологічний аналіз» (1924), значну увагу приділяв впливу внутрішньоземних процесів при формуванні пенеплену.

О.П. Карпінський (1847-1936) та *Е. Зюсс* (Австрія – робота «Лице Землі» (1883-1909)) майже одночасно розробили теорію коливальних рухів земної кори і визначили напрямки змін земної поверхні у зв'язку з трансгресіями і регресіями.

В.О. Обручев (1863-1956) значну увагу приділяв дослідженню коливальних та неотектонічних рухів земної кори.

В.І. Вернадський (1843-1945) є фундатором вчення про «ноосферу».

О.Є. Ферсман (1883-1945) та *С.С. Смірнов* (1895-1947) займалися дослідженнями в галузі тектоніки, мінералогії та ін.

Геологічні дослідження в Україні:

К.М. Феофілактів (1818 – 1901) – проводив геологічні дослідження Київської, Чернігівської, Полтавської, Волинської та Подільської губерній. Займався інженерною геологією.

Ю. Медвецький (1845-1918) – досліджував особливості геологічної будови Карпат, Галичини і Східної Польщі.

П.А. Тутковський (1858-1930) – займався палеотологічними дослідженнями і вивчав геологію Полісся.

Л.І. Лутугін (1864-1915) та *Борисяк О.О.* (1872-1844) – вивчали територію Донбасу.

В.Д. Ласкарев (1868-1954) – досліджував територію Південно-Західної України і Одеського регіону.

В.Г. Бондарчук (1905-1993) – проводив дослідження з регіональної і четвертинної геології, тектоніки та геоморфології і склав палеогеоморфологічний атлас УРСР.

В.С. Соболев (1908-1982) – вивчав магматичні та метаморфічні гірські породи України і Сибіру.

Є.К. Лазаренко (1912-1979) – вивчав регіональну мінералогію України.

Я.М. Бєленцев (1912-1993) – досліджував територію Кривбасу.

О.С. Вялов (1904-1988) – досліджував Карпати і Закарпаття, а також нафто-газові родовища.

5. Етап розвитку геології в епоху НТП (50-60 роки XX ст. – наш час).

До найважливіших досягнень геології протягом даного етапу її розвитку належать:

- виявлення **астеносфери** – ослабленого шару мантиї;
- відкриття явища залишкового магнетизму (палеомагнетизму);
- вивчення тектоніки літосферних плит (цей вид досліджень був особливо активізований після переміщення літосферних плит у Індійському океані, яке викликало потужне цунамі);
- активізація досліджень геологічної будови Антарктиди;
- дослідження космічних об'єктів (метеоритів, Місяця, зразків з Марсу);
- вивчення ложа світового океану і серединно-океанічних хребтів. Це є винятково важливим, адже людство, за словами Ж.І. Кусто, володіє лише 5% інформації про Світовий океан.

2. ЗЕМЛЯ – КОСМІЧНЕ ТІЛО

2.1. Земля – планета Сонячної системи, її вік, форма і розміри



Земля належить до Сонячної системи, яка, в свою чергу, входить до складу Галактики – *Чумацький шлях* (Рис. 1). Галактика – це скупчення зірок. Зараз доступними для спостереження є 100 млрд. галактик, кожна з яких, у тому числі й Чумацький шлях, об'єднує більш як по 100 мільярдів зірок. Всі зірки складаються з водню (гідрогену) і гелію (Сонце – H_2 (70%), He (27%); 3% – припадає на решту хімічних елементів).

Рис. 1. Галактика Чумацький Шлях

За зовнішнім виглядом наша Галактика має форму спіралі, а її профіль – дископодібний. У центрі Галактики знаходиться щільне, майже кулеподібне скупчення зірок – це Галактичне ядро.

Загалом у Всесвіті налічується більше 1 мільярда Галактик, а його вік оцінюється в 13-18 мільярдів років.

До Сонячної системи входить 9 планет (Рис. 2., Табл. 1.). Вважається, що раніше їх було 10, але близько 4.5 млрд. років назад планета Фаєтон, яка мала діаметр 4500 км і розміщувалась між Марсом та Юпітером, з невстановлених причин загинула, а з її уламків утворився пояс астероїдів.

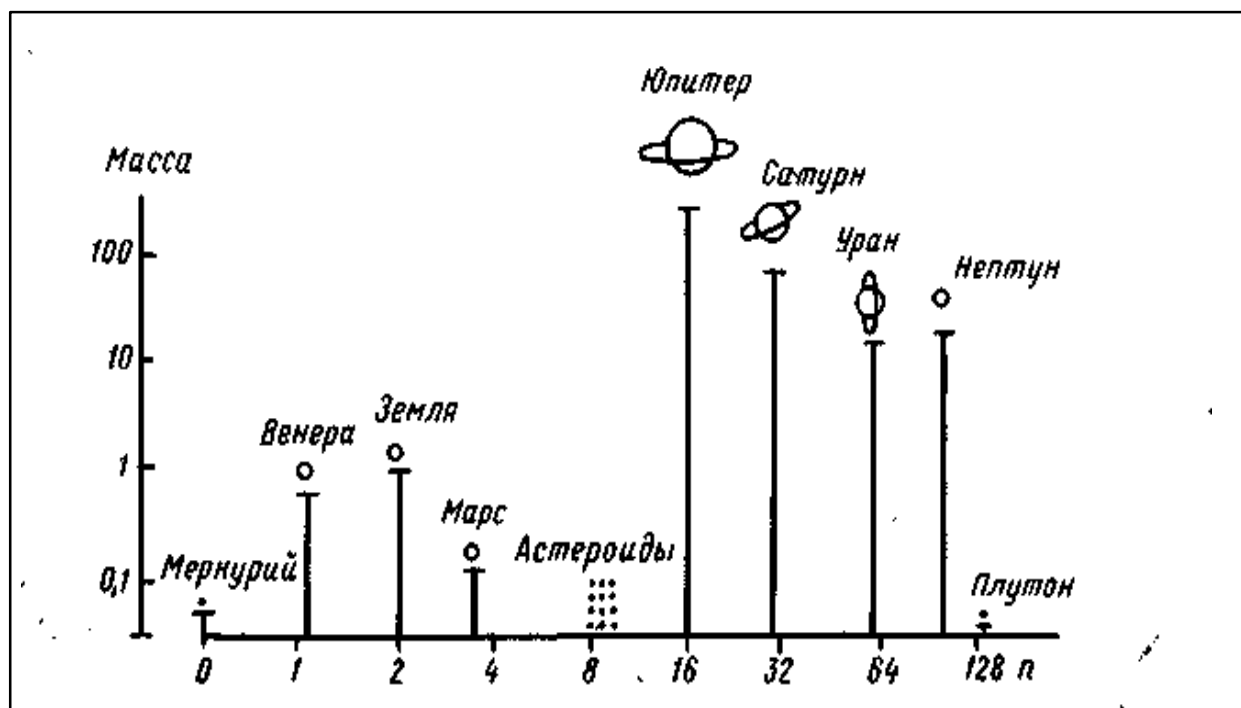


Рис. 2. Розподіл (в одиницях мас Землі) мас планет по мірі їх віддалення від Сонця (розраховано за формулою Тициуса-Боде).

Таблиця 1

Характеристика планет Сонячної системи

Планета	Радіус відносно земного	Щільність г/см ²	Маса по відношенню до земної	Число супутників	Період обертання навколо осі	Період обертання по орбіті	Відстань від Сонця а. о.
Меркурій	0,39	5,42	0,05	—	58 діб	88 діб	0,39
Венера	0,97	5,24	0,81	—	243 діб	224,7 діб	0,72
Земля	1,00	5,52	1,00	1	23 год 56 хв	365,3 діб	1,00
Марс	0,53	3,95	0,11	2	24 год 37 хв	1,9 р.	1,52
Юпітер	10,25	1,40	316,94	15 і кільце	9 год 50 хв	11,86 р.	5,20
Сатурн	9,02	0,71	94,9	16 і кільце	10 год 14 хв	29,45 р.	9,54
Уран	4,00	1,32	14,66	5 і кільце	10 год 49 хв	84 р.	19,19
Нептун	3,92	1,64	17,16	2	15 год 40 хв	164,8 р.	30,07
Плутон	0,34	0,4	0,002	1	6,4 доби	250,6 р.	39,52

Слід відзначити, що у 2003 році значна частина астрономів знову почали виділяти десяту планету – Седну, проте це не мало загального визнання. Не всіма науковцями також визнано й ухвалу Празького Всесвітнього астрономічного конгресу, який відбувся 24 серпня 2006 року. В ухвалі йшлося про виключення Плутона з планет Сонячної системи і переведення його в розряд планет-карликів.

Всі дев'ять планет сонячної системи в географії, геології та астрономії прийнято поділяти на дві основні групи: **Внутрішні** (Земної групи) – (Меркурій, Венера, Земля, Марс) і **Зовнішні** – (Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон).

Щодо походження планет Сонячної системи і, в тому числі Землі, то на пояснення цієї проблеми існує багато точок зору і поглядів, які можна об'єднати у два основні напрямки – релігійні та наукові.

Згідно релігійних уявлень, Всесвіт, Сонячна система і наша планета створені Богом. Наприклад, християни вважають, що наша планета виникла («Господь створив світ») понад 7500 років назад, а зороастрійці переконані, що виникнення Землі сталося понад 15 000 років назад. Віруючі також вважають, що процеси, які відбуваються на Землі і у Всесвіті є результатом протистояння сил добра і зла (християни – Господа і сатани; мусульмани – аллаха і шайтана; зороастрійці – Ахурамазди і Анхрамайнью). Досить оригінальну думку мають індуїсти. Вони вважають, що Матеріальний світ є всього лише сон (видіння) Брахмана, а прихильники вішнуїзму та кришнаїти взагалі переконані в існуванні великої кількості матеріальних всесвітів.

Наукові погляди були згруповані відомим вченим О.Ю. Шмідтом у 3 класи:

1. Земля і планети утворилась з туманності (пилу). Прихильниками даної гіпотези були: *І. Кант (нім.)* – вважав, що туманність була спочатку холодною; *П.С. Лаплас (фр.)* – дотримувався думки про те, що туманність була спочатку гарячою; *В.Г. Фесенков (колишній СРСР – 1960)* – вважав, що туманність спочатку була досить розрідженою, але з часом зазнала ущільнення. *В.А. Рудник і Е.В. Соботович (колишній СРСР)* у 1984 році висловили думку, що причиною створення Сонячної системи став вибух наднової зірки. Під дією вибуху існуюча туманність (не має пояснення де вона взялася!!!) стискала. Внаслідок цього сформувався центральний згусток – Сонце. Через МКР (момент кількості руху) Сонце змусили обертатися навколо себе «пра-планети». Весь процес проходив досить швидко (зайняв не більше 100 млн. років) і охоплював *5 етапів*:

1) утворення з міжзіркової газопилової хмари Сонця і сплющеної навколосонячної туманності, яка навколо нього обертається;

2) еволюція Сонця й туманності з передачею електромагнітним і турбулентно- конвективним способом МКР від Сонця до планет;

3) конденсація туманності у вигляді кілець навколо Сонця **планет** й формування планетезималей;

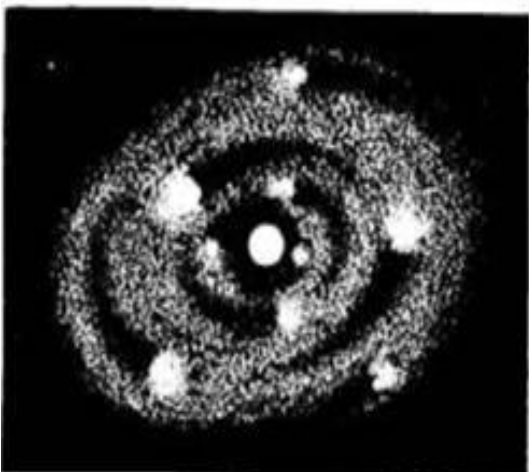
4) подальша конденсація планетезималей у планети;

5) повторення подібного процесу навколо планет з утворенням їх супутників.

2. Земля і планети сформувались з речовини Сонця: *Д.Х. Джінс (Англія, 1919)* – велика зірка, що проходила поряд із Сонцем відірвала від нього сигароподібний виступ, з центральної (ширшої) частини якого утворились великі планети, а з периферійних – малі; *Ф. Мультон (США, астроном) і Т. Чемберлін (США, геолог)* – вважали, що планети й астероїди утворились з речовини газових спіралей, які були витягнені з Сонця зіркою, що пройшла на близькій від нього відстані. Згустки цієї речовини вони називали «планетезималь»; *Ж.Л. Леклерк де Бюффон* (автор катастрофічної гіпотези) вважав, що планети утворились внаслідок удару по Сонцю масивного тіла (комети)).

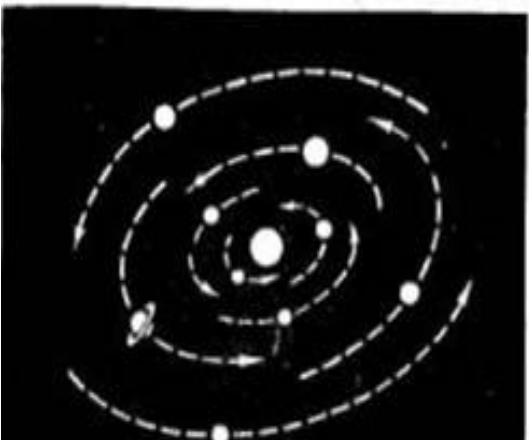


3. Сонце і планети мають різнорідне походження: *О.Ю. Шмідт* – висловив так звану «метеоритну гіпотезу», згідно якої Сонце захопило метеоритну хмару, частина якої потрапила на Сонце, а з іншої частини виникли зародки планет та їх супутників. На жаль ця гіпотеза не пояснює виникнення самого Сонця (Рис.3).



Нині більшість вчених (астрономів, геологів, фізиків) вважає, що Всесвіт виник 12-20 млрд. років назад внаслідок «Великого вибуху» обмеженого об'єму матерії, рівного за розміром атому зі щільністю речовини 10^{96} кг/м³ (щільність ядра атома – 10^{18} кг/м³). Земля ж була сформована в межах часового відрізка 6 – 4.5 млрд. років назад (найчастіше вважають, що Протоземля виникла 4.8 млрд. років назад).

Слід відзначити також, що нині є й досить несподівані погляди на походження життя на Землі і, особливо, на його еволюцію:



- американський астроном *Майкл Пальміно* 7.09.2007 року зробив заяву про те, що кожні 30 млн. років на нашій планеті відбувається геологічна катастрофа – зміна поверхні (часткова) і вимирання живих організмів. Він доводить, що саме раз на 30 млн. років Земля проходить через найгустішу частину галактичного диску. Це зумовлює падіння на планету великої кількості метеоритів та астероїдів, а також інші катаклізми (зміни клімату, гідросфери та ін.). Згідно твердження Пальміно можна зробити висновок, що раз на 30 млн. років життя на Землі завмирає, а потім

Рис. 3. Етапи виникнення Землі з газопилової хмари за гіпотезою О. Ю. Шмідта

відроджується знову (можливо в інших формах);

- за розрахунками *О.Х. Муна (США)*, 5.06.8499 року до н. е. на Землі, внаслідок падіння метеорита, стався потужний вибух. Він був у 30 000 разів потужніший ніж у Хіросімі. В результаті цього водяний стовп висотою 10 м змив все живе і над планетою на 2 000 років встановився «морок». У пам'яті людства це викарбовано як хаос – «єдність Неба і Землі».

Уявлення про форму і розміри Землі:

1) VI ст. до н. е. *Піфагор* вважав, що Земля є кулею, яка нерухомо висить у Всесвіті, а Сонце та інші небесні тіла рухаються навколо неї.

2) у давній *Індії, Африці та Русі* існували думки, що Земля може триматися на квітах лотоса, слонах, носорогах, китах та ін..

3) XVIII ст. *Ньютон* довів, що наша планета має сплюснуту форму і фактично припинив полеміку між прихильниками теорій «лимона» і «апельсина». Перші вважали, що Земля на полюсах є витягнутою, а другі були переконані втому, що вона сплюснута.

Ньютон визначив також наступні величини:

r (екв.) – радіус екваторіальний – 6378.245 км;

r (пол.) – радіус полярний – 6356.863 км. Різниця між ними – 21.382 км.;

l (довжина екватора) – 40 075 км;

l (довжина меридіана) – 40 008 км; S^2 (площа Землі) – 510 млн. км²;

W (об'єм Землі) – 61.083 млрд. км³

M (маса Землі) – $5.974 \cdot 10^{21}$ тонн – («щодоби наша планета збільшує свою вагу на 400 тонн (на думку Ф.Сігнера (США) – на 1250 тонн) за рахунок «космічного пилу»).

Таку фігуру було названо *Еліпсоїдом обертання, або сфероїдом*. З часом було доведено, що Земля сплюснута не лише по полюсах, а й по екватору (r (екв.) менший за середній на 213 м).

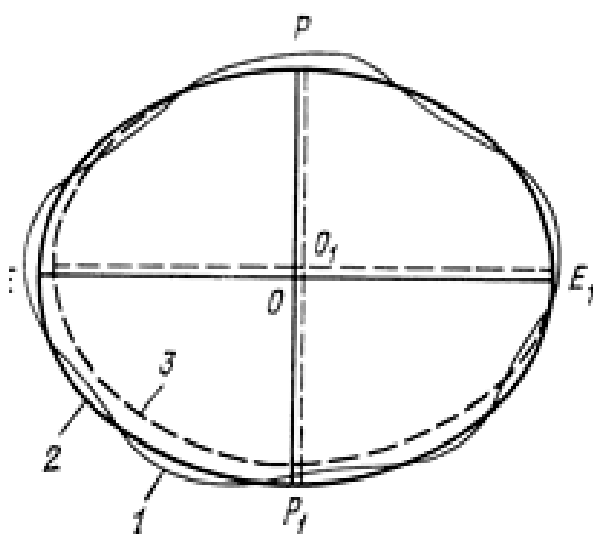


Рис. 4. Поверхні відносності: 1 – геоїд, 2 – загальний земний еліпсоїд;
3 – референц-еліпсоїд

4) припускають також, що фігура Землі є *Геоїдом* (гр. – схожий на Землю).

К. Гаус, описуючи геоїд назвав його "математичною фігурою Землі", Це гіпотетична фігура, сила тяжіння в усіх точках якої має бути перпендикулярною до її поверхні. Поверхня геоїда співпадає з поверхнею Світового океану, уявно проведеною під материками (Рис. 4.).

5) є також думки (В.І.Двінський) про те, що земля може мати вигляд *кардіоїда* (гр. – схожий на серце), *кристала* (Гончаров М. Ф., Макаров В.А., Морозов В.С.), і, навіть, *грушоподібну форму*. [11]

6) в 70-ті роки ХХ ст. Б.Л. Лічков та І.І. Шафрановський висловили думку про те, що Земля являє собою *комбінацію еліпсоїда обертання й згладженого октаедра* (восьмигранника). [1]

Вони вважали, що така форма планети найбільше відповідає наступним її географічним особливостям:

- переважанню материків у північній півкулі й океанів у південній;
- трикутній формі материків;
- антиподальності материків і океанів.

При спотворенні форми геоїда під час уповільнення або прискорення обертання Землі чи впливу на неї зовнішніх гравітаційних полів протилежні грані октаедра мають зазнавати різноспрямованих рухів, викликаючи значні коливання Світового океану.

2.2. Внутрішня будова Землі

На основі детальних геофізичних досліджень було встановлено неоднорідність внутрішньої будови Землі і виділено три основні внутрішні геосфери: ядро, мантію та земну кору (Рис.5.). Для зручності, кожен шар у будові Землі нумерують літерами латинського алфавіту:

А – Земна кора: конт – (мах. – 70-80 км; сер. – 35-40 км)

Розділ Мохоровічіча: межа земної кори і мантії

В – верхня мантія (шар Гутенберга) (410-650 км) тут у нижній частині знаходиться *астеносфера* (речовина у розм'якшеному стані – $t^{\circ} = 1200^{\circ}$)

С – середня мантія (шар Голіцина) (650-1000 км)

Д' – нижня мантія (1000-2700 км)

Д'' – перехідна оболонка (шар Берзан) (2700-2900 км)

Розділ (поверхня) Віхерта-Гутенберга (2900 км)

Е – зовнішнє ядро (рідке) (2900-4980 км)

Е – перехідна зона (4980-5120 км)

Г – внутрішнє ядро (тверде) (5120-6370 (6371, 6378) км).

Літосфера – утворюють Земна кора і надастеносферний шар Мантії.

Тектоносфера – шар, який утворюють Земна кора і верхня мантія.

Ядро – ($r = 3482$ км; 17% – об'єму Землі; 34% – маси Землі).

Кожна з геосфер має свої особливості, можна сказати особисті якості, завдяки яким вони дуже неоднозначно реагують на зовнішні впливи.

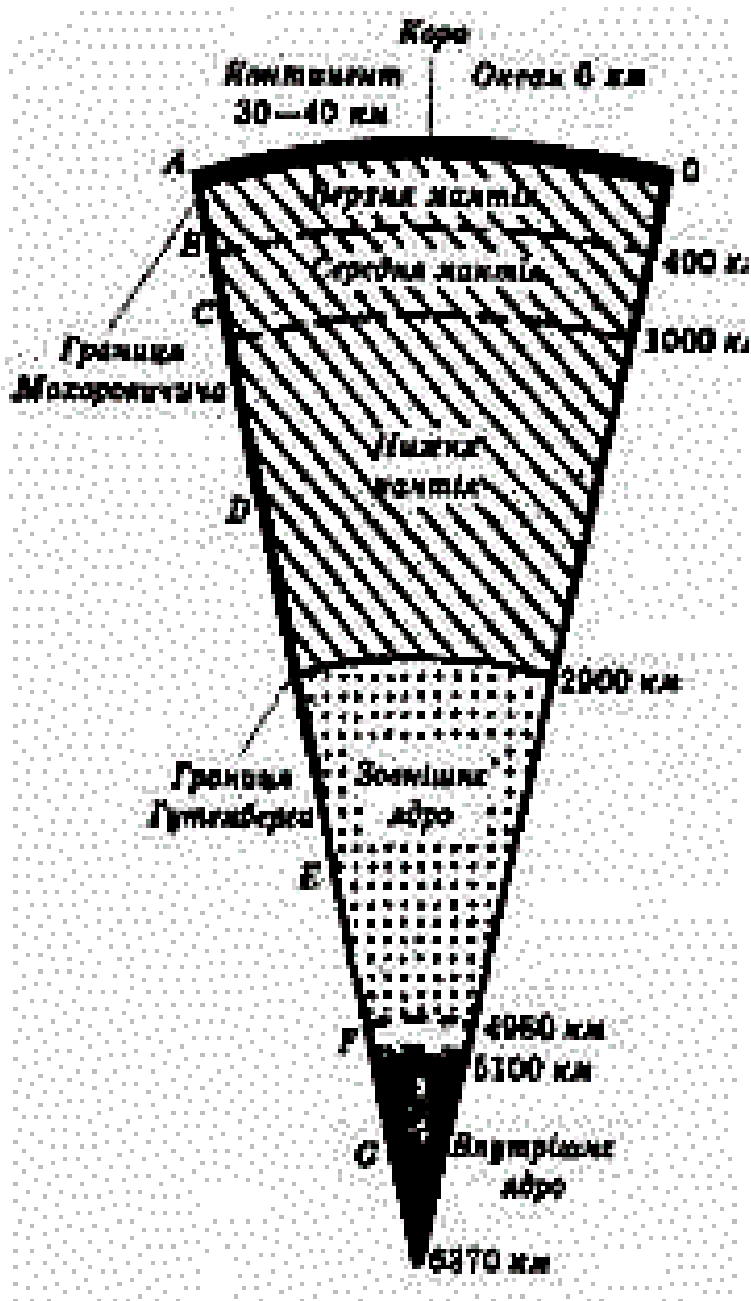


Рис.5. Внутрішня будова Землі

Особливо це стосується **земної кори**, яка насичена зовнішньою (головним чином сонячною енергією) й не лише акумулює її, але й у величезній кількості випромінює.

Вона знаходиться ніби у «перенапруженому» стані при постійно нестійкій рівновазі.

В геосферах постійно відбувається перерозподіл енергії, що поступає ззовні (внутрішній обмін, кругообіг речовин). Чутливість кожної геосфери до зовнішніх впливів багато в чому залежить від її постійно мінливого, нестійкого, напруженого внутрішнього енергетичного стану.

Для геосфер дуже важливо буває встановити причини, що викликають крупні зміни й катастрофи. При певних умовах ними можуть бути сонячні спалахи і, навіть, сила притягання Місяця та ін небесних тіл. Основні сили, що

впливають на земні геосфери за енергоємністю, періодичністю, мінливістю, взаємозв'язком з іншими силами: 1) променева енергія Сонця; 2) гравітаційний вплив сусідніх космічних тіл; 3) земні фактори; 4) вплив далеких зірок і галактик.

2.3. Типи земної кори, їх склад

Існує 2 основні типи земної кори (ЗК): континентальний та океанічний і 2 перехідні – субконтинентальний і субокеанічний – характерні для Тихого океану.

Континентальна земна кора (КЗК) має в своїй будові 3 шари (Рис.6.):

Осадочний (потуж. 10-15 км) – виникає в результаті осідання речовини на дні океанів, морів, озер, річок і представлена вапняками, глинами, пісковиками, пісками, гіпсом, сіллю. Його підповерхнею є поверхня Конрада (з 1925 р.);

Гранітно-метаморфічний (потуж. 10-20 км) – виникає в результаті кристалізації магми і представлений гранітами і породами, що виникли внаслідок метаморфізації з магматичних і осадових – гнейсами, кристалічними сланцями та ін. характеризується високим вмістом SiO_2 (кремнезему).

Базальтовий (потуж. близько 40 км) – представлений продуктами вулканічних вивержень (базальти) і метаморфічними породами (амфіболіти).



Рис 6. Будова Земної кори

Океанічна земна кора (ОЗК), характерна для ложа Світового океану, також має 3 шари:

Осадочний (потуж. кілька сотень метрів) – представлений глибоководними осадами (мул).

Базальтовий (потуж. до 3 км).

Основні та ультраосновні породи (потуж. 5-6 км) – представлені габро, перидотитом, серпентинітом та ін. (вміст SiO_2 до 50%).

Сполучення обох типів ЗК відбувається по-різному. На узбережжях Атлантичного, Індійського і Пн. Льодовитого океанів гранітний шар поступово з'являється в межах континентального схилу. У цьому випадку ОЗК і КЗК контактують в зоні підніжжя континентального схилу. Такий тип перехідної зони називається **Атлантичним**.

Для Тихого океану все не так. Тут мають місце, як уже зазначалось вище, 2 перехідні типи ЗК:

Субконтинентальний (від континентального типу ЗК відрізняється меншою потужністю (20-30 км) і нечітко вираженою поверхнею Конрада):

- 1) осадовий шар – сотні метрів;
- 2) гранітно-метаморфічний – (близько 10 км);
- 3) базальтовий – (10-15 км).

Фактично, це ЗК островних дуг – Алеутські, Курильські, Японські, Рюкю, Філіппіни.

Субокеанічний (має загальну потужність до 25 км і підвищену потужність осадового шару до 15 км). Цей тип ЗК характерний для глибоководних улоговин морів (Японське, Охотське) і для деяких внутрішніх морів (Чорне, Середземне).

Субконтинентальні й субокеанічні ділянки дна океанів з'єднують між собою зони розломів. Цей складний і різкий перехідний тип ЗК, з наявністю обох вище названих, називають *Тихоокеанським*.

2.4. Фізичні властивості та хімічний склад земної кори

Фізичні властивості:

1) Значна маса Землі зумовлює існування навколо неї поля тяжіння – **гравітаційного** поля. Це поле не однорідне. Під впливом гравітації кожне тіло, що рухається в напрямку до Землі, отримує прискорення, яке називається прискоренням вільного падіння ($g = 9,81 \text{ м/с}^2$). Воно залежить від географічної широти. В напрямку від полюсів до екватора прискорення вільного падіння змінюється від 9,83 до 9,78 м/с^2 .

Існують також гравітаційні аномалії. Вони бувають – *додатні* (зустрічаються над ділянками, де на глибині залягають породи з щільністю, більшою ніж в оточуючих порід) і *від'ємні* (мають місце над ділянками, складеними легкими породами). Великі додатні аномалії розташовуються в океанах над глибоководними жолобами, а від'ємні – у високогірних територіях суходолу.

2) **Щільність** (густина) земної речовини:

- середня – 5.52 г/см^3 ;
- земної кори – (2.4 – 3) г/см^3 ;
- верхньої мантії – (3.3 – 3.4) г/см^3 ;
- нижньої мантії – (5.6 – 5.7) г/см^3 ;
- зовнішнього ядра – (11-11.5) г/см^3 ;
- внутрішнього ядра – (до 12.5) г/см^3 .

3) **Тиск:**

- на межі земної кори і мантії – 1 ГПа ;
- на межі мантії і ядра – 137 ГПа ;
- в центрі Землі (361 ГПа)).

4) **Магнітне поле.** Земля – це велетенський магніт, який володіє магнітним полем, що простягається на відстань до 93 тис. км від поверхні планети. Земні магнітні полюси не співпадають з географічними, оскільки кут між віссю обертання планети і магнітною віссю досягає 11° . Магнітне поле зазнає змін у часі, які називаються *«інверсіями»*.

З магнітним полем пов'язане також явище давнього магнетизму – *«палеомагнетизм»*. Вивчення давньої магнітності можна використовувати для вирішення практичних завдань з геологічної історії Землі.

5) **Теплове поле.** Земля одержує тепло з двох джерел (від Сонця і космосу та з власних надр (радіоактивний розпад, хімічні реакції, гравітаційний перерозподіл речовини; t° в ядрі може досягати **4000-5000 °C**)).

Сонячне тепло впливає лише на верхню частину земної кори і проникає на глибину кількох десятків метрів, досягаючи *поясу постійних температур* (нейтрального шару). Його температура відповідає середньорічному показнику для даної місцевості, а глибина залежить від географічного положення території. Нижче *поясу постійних температур* має місце поступове зростання температури з глибиною. Воно характеризується такими величинами, як геотермічний градієнт і геотермічний ступінь.

Геотермічний градієнт – зміна температури на одиницю глибини (**3°C на 100 м**).

Геотермічний ступінь – глибина на якій температура змінюється на 1°C (середнє значення **33 м**).

Слід пам'ятати, що зазначені показники градієнта та ступеня притаманні лише для верхньої частини земної кори. Можна припустити, що з глибиною *градієнт* спадає, а *ступінь* зростає.

6) **Агрегатний стан речовини Землі.** Речовина Землі перебуває в твердому, рідкому та плазменому стані.

Хімічний склад:

Враховуючи технічні можливості людства найдостовірніше хімічний склад земної кори можна визначити лише до глибини 10-20 км.

Першим результати досліджень з даної тематики опублікував у 1889 році *Ф.Кларк (США, геохімік)*.

Щоб увіковічнити заслуги цього вченого у 1923 році російський геолог О.Е. Ферсман запропонував іменем «Кларк» називати середній вміст хімічного елемента в земній корі, розрахований на весь її об'єм і виражений у вагових або об'ємних процентах.

Досліджували хімічний склад земної кори також О.П. Виноградов, О.М. Заварицький, В.І. Вернадський, О.Б. Ронов, О.О. Ярошенко ін. На основі цих досліджень було виділено дев'ять основних хімічних елементів у земній корі (*Табл. 2*). Решта елементів присутні у досить малих частках., а окремі взагалі в мізерних (їх називають рідкісними або *розсіяними*).

Хімічний склад Землі оцінюють за аналізами метеоритів. Допускається, що планети земної групи подібні за своїм хімічним складом з метеоритами.

Середній хімічний склад Землі обчислювали П.М Чирвінський (1919 р), О.Є. Ферсман (1930), а в 1978 році Б. Мейсон (геофізик зі США), провівши аналіз зразків гіських порід з Місяця, запропонував свою версію хімічного складу Землі (*Табл. 3*).

Таблиця 2

Хімічний склад земної кори (%)

№ п/п	Елемент	Вміст хімічних елементів, %		
		за Ф. Кларком (1924)	за О.П. Виноградовим (1962)	за О.Б. Роновим і О.О. Ярошевським (1976)
1	O₂	49.52	49.13	46.5
2	Si	25.75	26	25.7
3	Al	7.51	7.45	7.65
4	Fe	4.7	4.2	6.24
5	Ca	3.29	3.25	5.79
6	Na	2.64	2.4	1.81
7	Mg	1.94	2.35	3.23
8	K	2.4	2.35	1.34
9	H₂	0.88	1	0.16

Таблиця 3

Хімічний склад Землі (%):

№ п/п	Елемент	Вміст хімічних елементів, %	
		за О. Є Ферсманом (1930)	за Б. Мейсоном (1978)
1	Fe	39.76	34.6
2	O₂	27.71	29.5
3	Si	14.53	15.2
4	Mg	8.69	12.7
5	Ni	3.46	2.39
6	Ca	2.32	1.13
7	Al	1.79	1.09
8	S	0.64	1.93
Решта	-	1.1	1.49

3. ПОНЯТТЯ ПРО МІНЕРАЛИ ТА ЇХ ВЛАСТИВОСТІ**3.1. Кристалографічні особливості мінералів**

Мінерал (фр.) – природна хімічна сполука або самородний хімічний елемент, приблизно однорідний за хімічним складом і фізичними властивостями. Утворюються мінерали внаслідок складних процесів у надрах землі, або на її поверхні. У природі налічується до 2000 мінералів, а з різновидами до 6000. Часто під мінералами розуміють складову частину гірських порід, руд та інших неорганічних сполук.

В природних умовах зустрічається **2 типи** мінералів:

1) **кристалічні утворення** (тіла) – їх атоми, іони й молекули впорядковано розташовані у вигляді ґраток (складають більшість мінералів);

1) **аморфні** (гр. «безформні») утворення – елементарні частини мають хаотичне розміщення.

Для кристалічних тіл характерне явище **анізотропності** (гр. «неоднаковість»), коли фізичні властивості (теплопровідність, теплоємність, твердість та ін.) однакові в паралельних напрямках і різні в непаралельних.

Для аморфних мінералів характерне явище **ізотропності** (гр. «однаковість»), коли їх властивості однакові в різних напрямках.

Кристалічні тіла мають здатність до **самоогранення** (утворюють геометричні тіла). Для будь-якого кристалу характерна наявність:

- *Граней* – площин, що обмежують кристал;
- *Ребер* – ліній перетину сусідніх граней;
- *Вершин* – точок перетину ребер;
- *Гранних кутів* – кутів, утворених сусідніми гранями (у кристалів одного мінералу вони однакові (*Н. Стено*)).

Грані, ребра, вершини і гранні кути називають *елементами кристалу* (Рис. 7.).

У природі багато мінералів є зернистими масами або мікрокристалічними агрегатами. Набагато рідше вони утворюють правильні багатогранники, які володіють елементами симетрії, котрі закономірно повторюються в просторі – мають **симетрію**.

Симетрію кристалів характеризують наступні **елементи симетрії** (Рис. 8.):

- *площина симетрії* (**P**) – ділить кристал на дві дзеркально симетричні половини;
- *вісь симетрії* (**L**) – уявна лінія, при обертанні навколо якої на 360° кристал кілька разів (2, 3, 4, або 6) повторює своє початкове положення у просторі;
- *центр симетрії* (**C**) – точка всередині кристала, в якій перетинаються і діляться пополам всі прямі, що сполучають відповідні точки на поверхні кристалів. Центр симетрії мають лише ті кристали, кожній грані яких відповідає рівна і паралельна грань того ж кристалу.

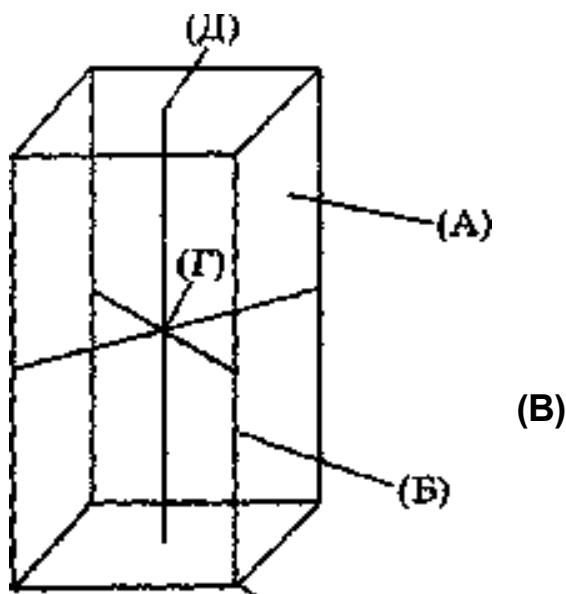


Рис. 7. Елементи геометричної кристалографії:
А – грань; Б – ребро; В – вершина; Г – центр.

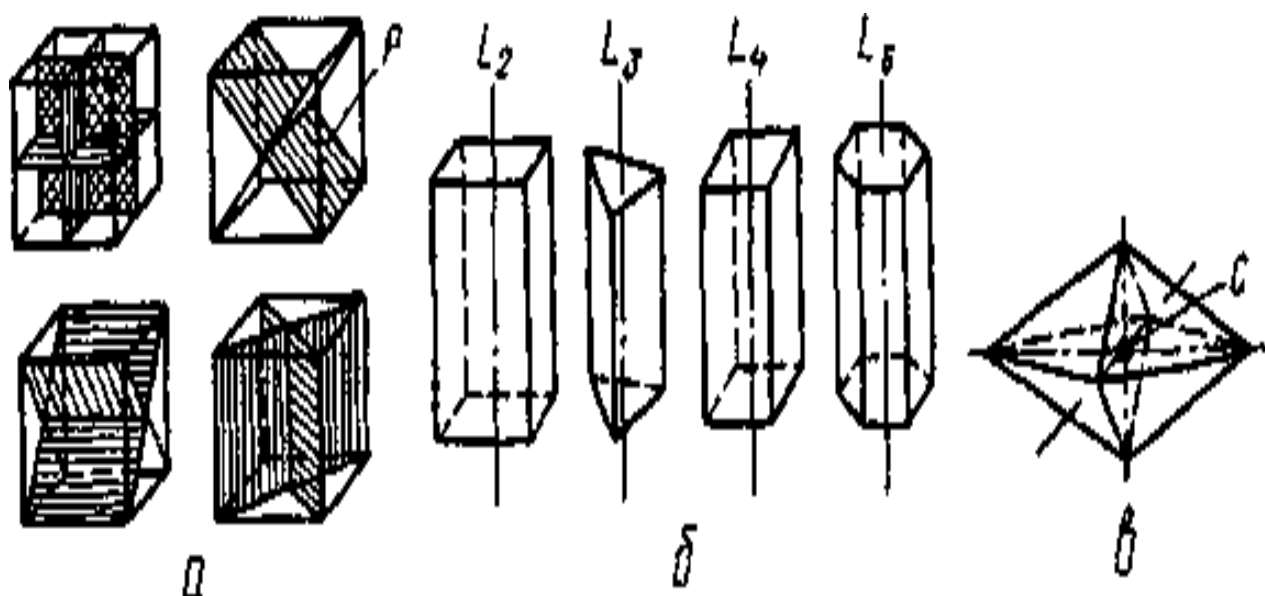


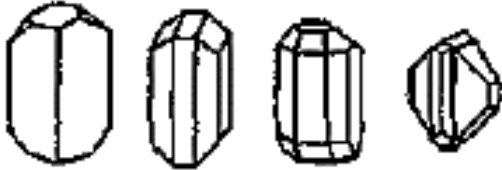
Рис. 8. Елементи симетрії кристалів:
a – площини симетрії; *б* – осі симетрії; *в* – центр симетрії

Кожен кристал володіє певною сукупністю елементів симетрії. Ще наприкінці XIX ст. (1869 р.) російський кристалограф А.В. Гадолін довів, що в кристалах можливі лише 32 комбінації елементів симетрії. Їх називають видами симетрії і об'єднують за ступенем складності в 7 груп, які називають **сингоніями** (гр. «спорідненість») (Табл. 4.).

Для багатьох мінералів характерне явище **поліморфізму** (гр. «багато, форма»), коли хімічний склад мінералів однаковий, а їх кристалічні решітки й сингонії різні (алмаз-графіт-вугілля) та **ізоморфізму** (гр. «однаковий, форма») – мінерали мають однаковий хімічний склад, схожу кристалічну структуру і утворюють однакові кристалічні решітки (MgCO_3 (магнезит) $\leftrightarrow$ FeCO_3 (сидерит)).

Таблиця 4

Кристалографічні сингонії та їх категорії

Категорія	Сингонія та відповідна форма кристалів	Мінімум елементів симетрії
Вища	Кубічна 	$4L_3$
Середня	Гексагональна 	L_6
	Тетрагональна 	L_4
	Тригональна 	L_3
Нижча	Ромбічна 	$3L_2$
	Моноклінна 	L_2, P
	Триклінна 	Немає елементів симетрії, C

3.2. Види мінеральних агрегатів

У природі зустрічаються наступні форми мінеральних агрегатів (Рис. 8.):

1. кристалічні агрегати: друзи (нім. «скупчення») – кристали різного розміщу скупчені на спільній основі, щітки – зростки дрібних кристалів на спільній основі;

2. секреції (лат. «відокремлення») – утворюються коли порожнина в породі заповнюється від периферії до центру (аметист, халцедон, агат). Різновидами секрецій є мигдалини (дрібні до 10 мм у діаметрі) і жеоди (великі, часто з порожниною секреції, на стінках яких спостерігаються друзи й натічні форми);

3. конкреції (лат. «зростання, згущення») – тіла переважно овальної форми, які утворюються при відкладанні речовини навколо центру кристалізації (фосфорит, сидерит, марказит). Різновидом конкрецій є ооліти (гр. «яйце») – дрібні кулясті конкреції з шкаралупчастою будовою (боксит, сидерит, лімоніт);

4. дендрити (гр. «дерево») – деревоподібні агрегати кристалів (самородні елементи (Au, Ag, Cu та ін.), H₂O (лід));

5. натічні форми: нирки – мінеральні утворення у вигляді нирок (малахіт); сталактити – бурульки, наростання яких відбувається зі стелі до підлоги (гіпс, сіль, вапняк, лід); сталагміти – бурульки, наростання яких відбувається у напрямку від підлоги до стелі; скляні голови – кулеподібні або неправильні тіла з гладкою блискучою поверхнею (лімоніт, гематит);

6. псевдоморфози (гр. «обман, помилка; будова») – кристали, форма яких не властива мінералу, що їх утворює (форма одного мінералу, а хімічний склад іншого – пірит (FeS₂) ↔ лімоніт (Fe₂O₃·nH₂O));

7. зернисті агрегати – скупчення зерен одного або кількох мінералів (пірит, галеніт, корунд, апатит). За розміром (діаметром) зерен землісті агрегати бувають: *грубозернисті* – понад 5 мм; *середньозернисті* – (1-5 мм); *дрібнозернисті* – до 1 мм.

8 – землісті агрегати – борошноподібні маси приховано кристалічної структури, які легко розтираються руками. Кристали їх можна вивчати лише за допомогою мікроскопа (каолін, лімоніт, піролюзит).

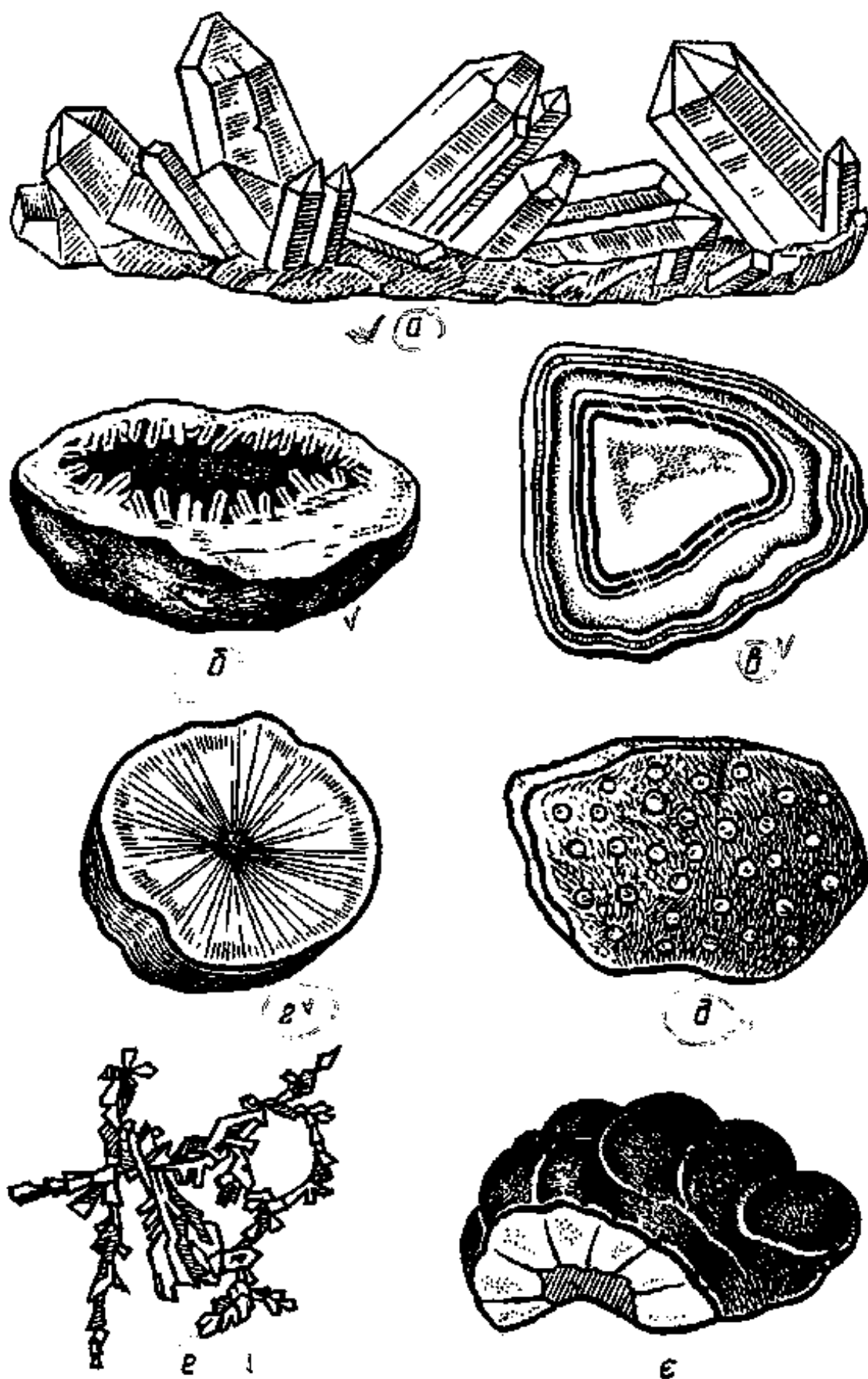


Рис.9. Природні форми мінералів : а – друза кварцу; б – жеода кварциту;
в – секреція агату; г – конкреція фосфориту; д – ооліти бокситу;
е – дендрит самородної міді; є – натічна форма малахіту (нирка).

3.3. Діагностичні властивості мінералів

Для того, що уміти визначати мінерали, як у польових, так і в лабораторних умовах необхідно знати їх головні діагностичні особливості (ознаки). Вони бувають фізичні та хімічні.

До фізичних ознак належать: колір, блиск, прозорість, твердість, спайність, злам, густина, магнітність, смак, запах, ковкість, жирність на дотик, гнучкість, горючість.

Фізичні діагностичні ознаки:

1) Колір (залежить від хімічного складу, кристалічної структури, домішок). Постійний колір мають досить мало мінералів (сірка, малахіт, кіновар). Похідними від кольору є:

колір rischi (колір порошку мінералу) – визначають шляхом тертя мінералу об фарфорову (порцелянову) пластину (бісквіт), наприклад, флюорит завжди має білу риску;

побіжалість (райдужна плівка, яка виникає в результаті окислення (халькопірит, борніт));

іризація (гр. «райдуга»; голубуваті або зеленуваті переливи на поверхні, які виникають в результаті переломлення світла (лабрадор)).

2) Блиск:

металічний та металоподібний (тьмянний – характерний для рудоутворюючих непрозорих мінералів). Такий блиск мають самородні елементи (Au, Pb, Ag), сульфіді, оксиди (пірит, галеніт) та ін.;

неметалічний (характерний для породоутворюючих мінералів):

- *алмазний* – сильний, характерний для прозорих (чистих) та напівпрозорих мінералів (алмаз, сфалерит);

- *скляний* – дуже поширений (кальцит, галіт, кварц);

- *жирний* – поверхня мінералу ніби змащена (нефелін, тальк, кварц на зламі);

- *перламутровий* – характерний для внутрішніх поверхонь черепашок (слюда, гіпс);

- *шовковистий* – мають мінерали з волокнистою або голчастою структурою (азбест, селеніт);

- *восковий* – характерний для мінералів з аморфною будовою (кремій, бурштин);

- *матовий* – мають землисті агрегати, які не блищать (піролюзит, лімоніт).

3) Прозорість – здатність пропускати світло. За цим показником мінерали бувають *прозорі* (майже всі у тонкому зрізі), *напівпрозорі* (матове скло), *непрозорі* (мінерали з металічним блиском).

4) Твердість – це здатність протистояти зовнішній дії (дряпанню, різанню, стиранню), яка залежить від особливостей кристалічної решітки.

Для визначення твердості мінералів існує *мінеральна шкала твердості*, яка включає десять мінералів-еталонів (табл. 5). Названа ця шкала на честь її автора – німецького мінералога *Ф. Мооса*.

Дана шкала є відносною, оскільки дозволяє встановити лише той факт, що один мінерал може бути твердіший за інший.

Таблиця 5

Шкала твердості

Мінерал	Показник твердості	Види зовнішньої дії	Тип мінералу за твердістю
Тальк	1	дряпається нігтем	м'який
Гіпс	2	дряпається нігтем	
Кальцит	3	дряпається мідною монетою	Середньої твердості
Флюорит	4	легко дряпається ножом	
Апатит	5	важко дряпається ножом	
Ортоклаз	6	дряпається напильником	
Кварц	7	дряпає скло	Твердий
Топаз	8	легко дряпає кварц	
Корунд	9	легко дряпає топаз	
Алмаз	10	не дряпається нічим	

Абсолютну твердість можна одержати лише за допомогою спеціального приладу *склерометра* (гр. «твердий, міряю»). Визначаючи твердість мінералів потрібно використовувати свіжі, не вивірені, поверхні.

Для визначення твердості можна також використовувати підручні засоби, які мають відомий показник твердості: олівець (1); цвях (4); скло (5); ніж (5-6); голка (6).

5) Спайність – здатність мінералів розколюватися або розщеплюватися за певними площинами, які називаються площинами спайності. Виділяють 5 ступенів спайності:

- *цілком досконала* – мінерал легко розщеплюється пальцями на окремі пластини (слюда, гіпс, тальк);

- *досконала* – мінерал розколюється від легкого удару в одному або кількох напрямках на гладкі поверхні (кальцит, галіт, галеніт);

- *середня* – мінерал розколюючись від удару утворює окремі уламки, як з рівними, так і з нерівними поверхнями (польовий шпат);

- *недосконала* – при розколюванні мінералу майже всі уламки утворюються з нерівними поверхнями (апатит, берил, олівін);

- *цілком недосконала* (спайність фактично відсутня) – при розколюванні мінералу всі уламки мають нерівні поверхні (кварц, магнетит).

6) Злам – важлива діагностична ознака для мінералів з *недосконалою* і *цілком недосконалою* спайністю. Злам – це характер поверхні уламків, на які мінерал розколюється після удару. Існує 6 видів зламу:

- *черепашковий* – нагадує черепашку і має гладку поверхню (кварц);

- *скабистий* – на поперечному сколі є стовпчастість або волокнистість (азбест, рогова обманка);

- *землистий* – характерний для пиловатих, тонкозернистих мінералів (лімоніт);

- *волокнистий* – на поперечному сколі спостерігаються волокна (хризотил-азбест);

- *східчастий* – поперечний скол має характерні східцеподібні уступи (галеніт);

- *нерівний* – для поперечного сколу характерна нерівна поверхня (нефелін, апатит).

7) Густина – важлива діагностична ознака мінералів, яка в польових умовах визначається орієнтовно («на око», «порівнянням ваги зразка на долоні») або у лабораторіях за допомогою гідростатичних ваг. Середня густина мінералів має значення 1-20 г/см³.

8) Магнітність – здатність деяких мінералів впливати на магнітну стрілку компаса або притягуватись магнітом (магнетит).

9) Радіоактивність – здатність мінералів випромінювати радіацію. Зумовлюється присутністю головним чином урану й торію з продуктами розпаду, а також радіоактивного ізотопу калію K⁴⁰).

10) Смак – можливість визначити мінерал покуштувавши його на смак (галіт – солоний; сильвін – гіркий);

11) Запах – поява специфічного запаху при ударі (кремній), терті (фосфорит), горінні (сірка);

12) Ковкість – властивість мінералу при ударах змінювати форму й об'єм (характерна для самородних металів – золото, срібло, платина);

13) Жирність на дотик – поверхня мінералу виглядає ніби змащеною жиром (тальк);

14) Гнучкість – здатність зразка мінералу повертатися у початкове положення після згинання (слюди (біотит, мусковіт та ін.));

15) Горючість – здатність мінералу досить легко загоратися (сірка, слюди).

Хімічні діагностичні ознаки :

1) взаємодія з 10% HCl (доломіт, кальцит та ін.), або столовим оцтом;

2) розчинність у воді (галіт, сильвін).

3.4. Класифікація мінералів

Загалом, в залежності від підходів та принципів, що застосовуються дослідниками, існує багато різних класифікацій мінералів. **Найпоширенішою є класифікація за хімічним складом**, автором якої є академік О.Г. Бетехтін. Згідно класифікації «Бетехтіна» виділяється 9 класів мінералів (Табл. 6).

Таблиця 6

Класифікація мінералів.

1. Самородні елементи

Мінерали	Хімічна формула	Великі родовища	
		в Україні	в світі
Графіт	C	Прибужжя (Завалівське, Хощеватське, Ледівське), Волинь, Кривий Ріг, Приазов'я	Сибір (Курейське і Ногінське (басейн р. Підкам'яної Тунгуски)), Іркутська обл. (Ботогольське)
Алмаз	C	Можливі на УКЩ	ПАР, Індія, Росія (Якутія), ДР Конго, Сьєра-Леоне, Ботсвана, Ангола, Канада, Намібія, Бразилія та ін.
Золото	Au	Корінні й розсіпні родовища в Закарпатті (Мужієвське), Одеська обл. (Савранське), Кіровоградська та Дніпропетровська обл., Донбас	ПАР (Вітватерсранд), ДР Конго, Австралія, Росія (Колима, Індигірка, Забайкалля), Гана, Намібія, Узбекистан (басейн р. Зеравшан)
сірка	S	Львівська обл. (Яворівські, Немирівське, Роздольське)	Росія (Камчатка, Курильські о-ви), Туркменістан (Гаурдак), Італія, Польща, Канада, Казахстан

Крім того до самородних елементів належать: платина, срібло, мідь, іридій, осмій, паладій та ін.

2. Сульфіди (головним чином мідні, свинцеві, кобальтові, цинкові, ртутні руди).

Більшість сульфідів гідротермального походження

Мінерали	Хімічна формула	Великі родовища	
		в Україні	в світі
Пірит (залізний колчедан)	FeS ₂	Зустрічається мало	Росія (Урал (Блявинське, Карабаш), Башкортостан (Сибайське), Підмосков'я, Алтай), Канада, США, Казахстан, країни Закавказзя, Іспанія (Ріо-Тінто), Італія, Кіпр, Норвегія, Японія
Марказит (променистий колчедан)	FeS ₂	Донбас (Микитівка), Крим, Карпати, Закарпаття	Росія, Казахстан, США, Китай
Халькопірит (мідний колчедан)	CuFeS ₂	Донбас, Закарпаття, Придністров'я	Росія (Забайкалля (Удокан), Красноярський край (Норильськ, Талнах)), Чилі, Замбія, Казахстан (Джезказган, Коунрад), Іспанія, ДР Конго
Галеніт (свинцевий блиск)	PbS	Закарпаття (Берегівське, Біганьське)	Росія (Алтай (Ленінгорське, Зміїногорське, Зиряновське), Забайкалля (Нерчинські рудники), Кавказ (Садонське), Далекий схід (Тетюхе)), Китай, Канада, Австралія, США,

			Німеччина, Чехія, Великобританія
Сфалерит (цинкова обманка)	ZnS	У тих же родовищах де й галеніт	У тих же родовищах де й галеніт
Кіновар	HgS	Донбас (Микитівка), Закарпаття (Вишківське)	Киргизтан (Хайдаркен), Італія (Монте-Аміда, Ідрія), Іспанія (Альмаден), США (Нью-Альмаден)

3. Оксиди й гідрооксиди

Мінерал	Хімічна формула	Великі родовища	
		в Україні	в світі
Кварц (найпоширеніший мінерал магматичного та гідротермального походження, має понад 10 різновидів)	SiO₂	Донбас (Нагольний кряж), Волинь, Закарпаття	практично по всьому: Росія (Урал, Якутія, Далекий Схід), Австралія, Канада, Бразилія, США та ін.
Халцедон (приховано кристалічний різновид кварцу, має понад 5 різновидів)	SiO₂	Крим (Карадаг)	Росія (Урал, Амурська обл., Східний Сибір), Канада, Австралія, Вірменія, Грузія (Ахалцихе), Німеччина, Чехія, Польща, Австралія, США, Італія, Шрі-Ланка
Опал (є «благородний», «вогненний», «гіаліт»)	SiO₂·nH₂O	Житомирська обл., Київська обл..	Австралія (Кубер Педі та ін. – 97% світового видобутку), Мексика, країни Центральної Америки
Гематит (червоний залізняк)	Fe₂O₃	Кривий Ріг, Кременчук, Керч	Росія (КМА, Урал), Бразилія, Канада
Магнетит (магнітний залізняк)	Fe₃O₄	Кривий Ріг, Кременчук	Росія (КМА, Кольський п-ів), Бразилія, Канада, Казахстан (Соколовсько-Сарбайське)
Лімоніт (бурий залізняк)	Fe₂O₃·nH₂O	Керч	Казахстан (Аятське), Росія (Урал (Бакальське), Західний Сибір (Колпашевське)), Франція (Лотарингія)
Піролюзит (має переважно чорний, темний колір)	MnO₂	Нікополь, Великий Токмак	Габон (Моанда (Мванда)), Грузія (Чіатурі)
Корунд	Al₂O₃	родовищ немає	Казахстан (Семіз-Бугу), Росія (Урал, Карелія), М'янма (Могока), Шрі-Ланка (Ратнапура), Індія (Кашмір (Занскар)), Мадагаскар, США, Канада, Норвегія

Хроміт (хромистий залізняк переважно чорного кольору)	FeCr₂O₄	Середнє Подніпров'я (Капітонівське)	Росія (Урал (Сарановське)), Казахстан (Актюбінське)

Ільменіт (титанистий залізняк)	FeTiO₃	Житомирська обл. (Іршанське), Дніпропетровська обл. (Самотканське)	Росія (Урал (Ільменські гори), Східний Сибір (Кручинське)), Канада, США, Норвегія

4. Карбонати (солі вугільної кислоти H₂CO₃):

Мінерал	Хімічна формула	Великі родовища	
		в Україні	в світі
Кальцит (вапняковий шпат, ісландський шпат, «перли» – кальцит органічного походження (білий, рожевий, жовтуватий, блакитний, чорний))	CaCO₃	Крим (Байдарське – ісландський шпат), Слов'янськ, Закарпаття (Діловецьке, Бужинське)	Канада, США, Бразилія, Росія (Красноярський край); <i>Райони видобутку природних перлів</i> : Перська затока, Червоне море, мексиканська затока, Узбережжя Філіппін, Японії, В'єтнаму та ін.
Магнезит (магнезійний, гіркий шпат)	MgCO₃	Дніпропетровська обл. (Правдинське), Запорізька обл..	Росія (Урал (Саткінське, Халіловське)), Іркутська обл. (Савинське))
Сидерит (залізний шпат)	FeCO₃	Керченський п-ів, Кривий Ріг	Росія (Урал (Бакальське), Східний Сибір (Ангаро-Пітське))
Доломіт (зерниста мармуроподібна або щільна маса, рідше кристалічний)	CaMg (CO₃)₂	Донецька обл., Дніпропетровська обл., Волинь, Побужжя, Тернопільська обл.	Росія, Китай, Бразилія, Канада
Малахіт (мідна зелень)	CuCO₃·Cu(OH)₂	Приазов'я (Малоянісонське), Донбас (Нагольний кряж, Микитівна), Придністров'я	Росія (Урал (Мідноруднянське), Алтай), ДР Конго, Німеччина (Гарц), Казахстан (Джезказган), Франція (Шессі (поблизу Ліона)), Великобританія (Корнуолл)
Азурит (мідна лазур)	Cu₃[CO₃]₂·(OH)₂	Донбас, Придністров'я	Росія, Бразилія, Казахстан

5. Сульфати (солі сірчаної кислоти H₂SO₄):

Мінерал	Хімічна формула	Великі родовища	
		в Україні	в світі

Барит (важкий шпат)	BaSO_4	Донбас, Закарпаття (Біганське), Придністров'я (Тернопільська обл.)	Великобританія, Німеччина
Гіпс (алебастр, селеніт, марієне скло)	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Донбас (Артемівськ), Поділля (Тернопільщина)	США, Канада, Іспанія, Іран, Росія (Західний Урал, Поволжя), Узбекистан (Ферганська долина)

Мірабіліт (глауберова сіль)	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Крим (Саки, Перекоп, Сиваш)	Туркменістан (затока Кара-Богаз-Гол), Канада (Саскачеван), США (Каліфорнія), Італія (Сицилія), Грузія, Чехія (Карлові Вари), Австрія (Марієнбад)

6. Фосфати (солі фосфорної кислоти, H_3PO_4):

мінерал	хімічна формула	великі родовища	
		в Україні	в світі
Апатит	$(\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH}))$	Житомирська обл. (Стремигородське), Приазов'я	Росія (Хібіни, Забайкалля)
Фосфорит	$(\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{OH})_{2+} \text{домішка } \text{CaCO}_3)$	Придністров'я, Сумська обл. (Кролевецьке), Чернігівська обл., Харківська, Івано-Франківська обл. (Незвинське)	Казахстан (Каратау, Чилісайське), Росія (Московська обл., Ленінградська обл.), Естонія

7. Галоїдні сполуки (солі галоїдно-водневих кислот HF , HCl , HBr , HI ; хлориди є типовими хімічними осадами водойм):

мінерал	хімічна формула	великі родовища	
		в Україні	в світі
Галіт (солоний)	NaCl	Донбас (Артемівське, Слов'янське), Закарпаття (Солотвинське), Крим	Росія (Урал (Верхньокамське), Волгоградська обл. (озера Ельтон і Баскунчак)), Білорусь (Давидівське), США, Канада
Сильвін (гіркий, добриво)	KCl	Калуш, Стебник	Росія (Урал (Солікамське, Березниківське), Білорусь (Старобінське))
Флюорит (плавиковий шпат, оптика, декоративний камінь, металургія)	CaF_2	Приазов'я, Поділля, Донбас	Росія (Забайкалля), Німеччина (Баварія, Тюрінгія, Гарц), США (Іллінойс), Казахстан, Норвегія, Канада (Ньюфаундленд)

8. Силікати (солеподібні хімічні сполуки SiO_2 ; понад 800 мінералів, близько 95% маси земної кори):

Мінерал	Хімічна формула	Великі родовища	
		в Україні	в світі

Ортоклаз (польовий шпат, адуляр, сонячний камінь, місячний камінь)	(K[AlSi₃O₈])	Волинь, Полісся, Приазов'я	Росія (Карелія), Шрі-Ланка
Лабрадор (темно- сірий, зеленувато-сірий, характерна іризація)	SiO₂ + домішки	Житомирська обл. (Туринське, Головинське, Коростенське), Приазов'я	Канада (п-ів Лабрадор), Фінляндія, США (Адірондак, Уїчіто)

Олівін (часто використовується для виготовлення вогнетривкої цегли)	((Mg, Fe)₂· [SiO₄])	Волинь, Побужжя	Росія (Середній Урал, Таймир, Кольський п-ів), Бразилія
Рогова обманка	SiO₂ + домішки	Волинь, Полісся, Приазов'я	США, Канада (Кордільєри), Росія (Камчатка, Куріли), Вірменія
Мусковіт (світла слюда)	(KAl₂· [AlSi₃O₁₀]· (OH,F)₂)	Захід Приазов'я, Волинь	Росія (Забайкалля (Слюдяна, Мам- ське-Чуйська слюдоносна провін- ція), Карелія, Кольський п-ів)
Біотит (темна слюда)	(K(Mg,Fe)₃ (OH,F)₂[AlSi₃ O₁₀])	Придніпров'я, Закарпаття	Німеччина (Гарц, Тюрінгський ліс, Саксонія), Чехія (Рудні гори)
Тальк («жирний мінерал»)	(Mg₃[Si₄O₁₀]· (OH)₂)	Кривий Ріг, Середнє Подніпров'я	Росія (Урал (Міаське, Шабровське), Кемеровська обл. (Альгуйське), Східний Саян (Онотське), Західне Прибайкалля), Казахстан (Алмазик), США (Гавернур), Канада (Мейдок), Франція (Люзенак)
Нефелін («масляний камінь», руда алюмінію, добриво)	(KNa₃ [AlSiO₄]₄)	Донбас, Приазов'я	Росія (Хібіни, Сибір (м. Ачинськ))
Топаз	(Al₂[SiO₄] (F,OH)₂)	Житомирська обл., Волинська обл. (у 1965 році знайдено камінь вагою 117кг)	Росія (Урал (Ільїнські гори)), США (Юта), Бразилія (самородок до 5 тонн), Шрі-Ланка, Канада
Хризотил-азбест (гірський льон, використовується як тепло ізолятор)	(Mg₃[Si₂O₅] (OH)₄)	родовищ немає	Росія (Урал (Азбест), Оренбурзька обл. (Киємбаївське), Саяни)

Каолініт (вогнетрив)	$(Al_2[Si_2O_5](OH)_4)$	Вінницька обл. (Глуховецьке, Велико-Гадомирське), Дніпропетровська обл. (Присянське), Запорізька обл. (Пологівське), Донецька обл. (Володимирське)	США, Канада, Росія, Бразилія, Китай,
Берил (смарагд, аквамарин, геліодор)	$(Al_2\{Be_3[Si_6O_{18}]\})$	родовищ немає	Бразилія (Боа-Віста), Колумбія, Росія (Ільмеські гори, Забайкалля, Якутія), Швеція (Фінбо, Бродбо, Кориваліс), Німеччина (Баварія (Боденмайсе)), Франція (Лімож), Казахстан, Індія, Пакистан, Шрі-Ланка
Гранат (піроп – «червоний»; альмадин – «червоно-фіолетовий»; уваровіт – «смарагдово-зелений»; grosular – «блідо-зелений»)	Загальний склад: $A_3B_2[SiO_4]_3$, де $A=Mg, Fe^{2+}, Mn, Ca$ $B=Al, Fe^{3+}, Ce$	Вінницька обл., Житомирська обл.	Росія (Карелія, Урал, Забайкалля, Примор'я), Шрі-Ланка, США, Бразилія, Мадагаскар, Фінляндія, Канада

9. Органічні сполуки

Мінерал	Хімічна формула	Великі родовища	
		в Україні	в світі
Бурштин (янтар)- (скам'яніла смола давніх хвойних дерев, «сльози моря», «дарунок сонця»)	$C_{10}H_{16}O_4$	Волинська обл., Житомирська обл., Рівненська обл. (Клесівське), Львівська обл.	Росія (Калінінградська обл. – Агільське, Тарасівське, нестерівське), Латвія, Литва, Домініканська Республіка, північ Німеччини та Польщі

Нафта	Суміш рідинних вуглеводнів метанового (C_nH_{2n+2}), нафтенового (C_nH_{2n}) та ароматичного рядів (C_nH_{2n-6})	Передкарпаття, ДДЗ, шельф Чорного та Азовського морів	Країни Перської затока, Росія (Західний Сибір, Передуралля, Північний Кавказ), Азербайджан, Венесуела, Нігерія, Норвегія (Північне море) та ін.
Озокерит (гірський віск)	C_nH_{2n+2}	Львівська обл. (Борислав)	Великобританія (Нортумберленд, Уельс, Шотландія), Туркменістан (п-ів Чекелен), Узбекистан (Фергана), США (Юта), Румунія

4. ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ. ПРОЦЕСИ ЕНДОДИНАМІКИ.

4.1. Поняття про геодинамічні процеси

Геодинамічні процеси – це процеси, що зумовлюють формування і розвиток земної кори та рельєфу. Вони забезпечують взаємодію геосфер нашої планети. Геодинамічні процеси не можуть виникати самотійно. Для їх розвитку необхідна наявність джерел енергії. До таких джерел належать:

- 1) сонячна радіація;
- 2) гравітація;
- 3) тепло земних надр;
- 4) осьове обертання Землі;
- 5) вплив Космосу (в першу чергу взаємодія з Сонцем і Місяцем).

Дослідженням процесів, що відбуваються в надрах Землі і на її поверхні займається розділ геології, який називається **динамічна геологія**.

В залежності від джерел енергії та зон прояву всі геодинамічні процеси поділяються на **2 типи**:

Ендогенні (гр. всередині) – процеси внутрішньої динаміки;

Екзогенні (гр. ззовні) – процеси зовнішньої динаміки.

В природі вказані процеси майже завжди дуже тісно взаємодіють і спільно змінюють внутрішню будову і зовнішній вигляд Землі.

До **ендогенних процесів** належать наступні явища, які викликані внутрішніми силами Землі:

- тектонічні процеси;
- магматизм (інтрузивний та ефузивний);
- землетруси;
- метаморфізм.

Наслідком впливу ендогенних процесів є формування земної кори, гірських систем, океанічних улоговин, вулканічних конусів, численних тріщин у земній корі.

Домінуючим серед ендогенних процесів є **тектонічні рухи** – вертикальні, горизонтальні, повільні, катастрофічні. Саме вони формують земну кору та її нерівності, які з часом зазнають впливу чинників зовнішньої динаміки.

До **екзогенних** належать процеси, які відбуваються у верхній частині літосфери або на поверхні Землі. Вони в основному зумовлені гравітацією, сонячною радіацією, діяльністю організмів та іншими чинниками. Фактично, це процеси взаємодії літосфери із зовнішніми оболонками Землі – гідросферою, атмосферою та біосферою. Екзогенні процеси змінюють рельєф земної поверхні, беруть участь у руйнуванні гірських порід, транспортуванні уламків, нагромадженні осадів.

До них належать гіпергенез (вивітрювання), а також геологічна діяльність:

- 1) вітру (еолові процеси), 2) підземних вод, 3) поверхневих текучих вод, 4) озер,
- 5) боліт, 6) льодовиків, 7) багаторічної мерзлоти, 8) вод морів та океанів,
- 10) людини.

В процесі своєї діяльності екзогенні процеси виконують три види роботи:

- руйнування;
- транспортування;

- акумуляція.

Екзогенні процеси є причиною вирівнювання поверхні суходолу та океанічного дна. Швидкість їх протікання незначна й інколи може становити сотні, тисячі і, навіть, мільйони років.

Необхідно пам'ятати, що, незважаючи на свою різноплановість, процеси внутрішньої та зовнішньої динаміки взаємопов'язані та взаємозумовлені. Вони діють одночасно, а наслідком їх дії є формування вигляду планети.

4.2. Коливальні рухи

Земна кора ніколи не перебуває в спокої. Вона завжди рухається. Самі рухи оцінити й побачити важко, тому дослідники судять про їх можливість за їх наслідками (складки, розломи, розриви).

Наука, що вивчає рухи земної кори називається **тектонікою** (гр. – будівництво) або **геотектонікою**, а самі рухи – **тектонічними**. Вони поділяються за спрямованістю й за часом.

За спрямованістю тектонічні рухи є 2-х типів вертикальні (радіальні) і горизонтальні (тангенційні).

Перші є незворотними (спрямованими в один бік) і зворотними (коливальними).

Коливальні рухи ще називають **епейрогенічними** (гр. суходіл. походження). Тобто це тривалі повільні підняття й опускання земної кори, що відбуваються постійно під впливом процесів, які розвиваються в підкорових масах. Саме вони формують континенти й зумовлюють трансгресивно-регресивну діяльність морів. Головною особливістю цих рухів є той факт, що вони відбуваються на нашій планеті постійно і неперервно.

За часом коливальні рухи є **3-х типів**:

Давні – проходили в минулі геологічні епохи (у донеогеновий час). Їх можна вивчити лише досліджуючи потужності і фації окремих комплексів гірських порід. Велика товща осадових порід свідчить про тривале опускання (наприклад ДДЗ – до 17 км), а мала – про підняття (УКЩ).

Неотектонічні – рухи, що проявились у неоген-четвертинний час (приблизно останні 25 мільйонів років). Вони перебувають у сфері інтересів **неотектоніки** – науки, що сформувалась протягом останніх 40-50 років. Їх досліджують використовуючи геологічні й геоморфологічні методи, аналізуючи гірські породи (склад, потужність) та форми сучасного рельєфу й історію його розвитку. Максимальні амплітуди неотектонічних рухів (2000 м) характерні для Гімалаїв, Анд, Паміру, Кавказу, Карпат. У Криму значення амплітуди неотектонічних рухів становить 1000 м. Характер неотектонічних рухів можна оцінити через розвиток річкових терас, плану річкової мережі та вивчення давніх поверхонь вирівнювання.

Окремо слід розглядати горизонтальні зміщення деяких блоків земної кори і літосферних плит. Вони дуже часто змінюють русла ярів, річок, дороги, огорожі й, нерідко, призводять до катастрофічних наслідків (Сан-Андреас (Каліфорнія) – 94 мм/рік, Східно-Африканський рифт, Крим-Тамань, Кривий Ріг).

Сучасні тектонічні рухи відбувались протягом останніх 5-6 тисяч років і продовжуються зараз. Їх можна дослідити за допомогою історичних та археологічних документів і пам'яток, а також інструментального вимірювання (геодезичні прилади, лазерні вимірювання).

Так, Скандинавський п-ів щороку піднімається на 12 мм, УКЩ – на 8-9 мм, а узбережжя Чорного моря опускається на 0.8-0.9 мм. Опукань зазнає також територія Нідерландів і Німеччини, а улоговина Каспійського моря-озера то піднімається, то опускається.

Важливим є те, що сучасні тектонічні рухи діють успадковано до більш давнього структурного плану регіону. Це свідчить про те, що давні структури «живуть» і нині. Основним підтвердженням існування сучасних тектонічних рухів є рельєф та склад сучасних відкладів.

Про наявність сучасних тектонічних рухів свідчить і утворення у вересні 2005 року в пустелі Афар на північному-сході Ефіопії розлому довжиною 60 км і шириною 4м.

4.3. Тектонічні деформації

Тектонічні деформації є наслідком тектонічних рухів. Вони поділяються на **2 типи**:

- **складчасті** (плікативні (лат. «plikatilis» – складаю)) – суцільність залягання верств геологічних порід не порушується, а змінюється лише форма їх залягання.

- **розривні** (диз'юнктивні (лат. «disjunctios» – роз'єдную) – суцільність залягання верств геологічних порід порушується і утворюються різноманітні розриви.

Слід відзначити також, що Ю.А. Косигін виділяє ще один тип тектонічних деформацій – **ін'єктивні** (лат. «injectios» – проникання), які зумовлюють утворення *діапірів* (гр. «протикаю») – складок з твердим ядром.

Форми **складчастих** тектонічних порушень можуть бути різними: нахиленими або зім'ятими у складки.

Нахилені порушення є найпростішими. Вони фіксуються, коли всі шари геологічних порід на певній, часто дуже обмеженій, території залягають нахилено. Така форма залягання називається **монокліналь** (Рис.10)

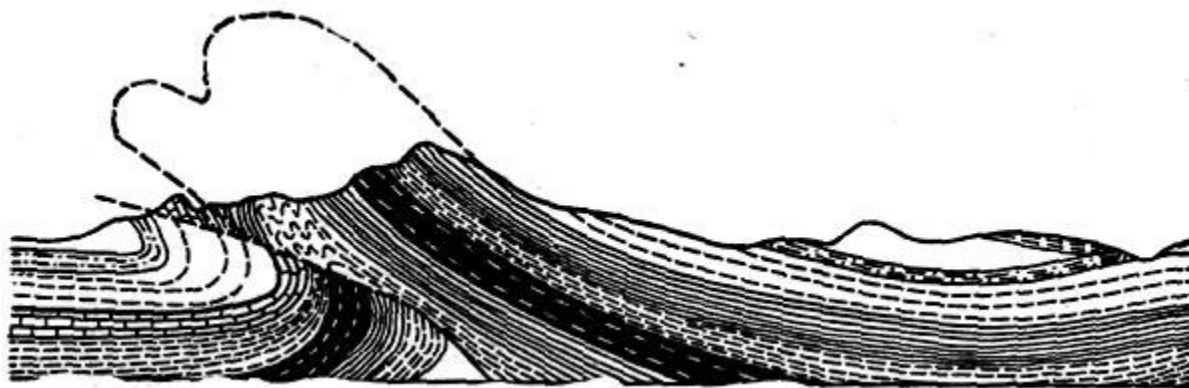


Рис. 10. Монокліналь

Кожна монокліналь має наступні елементи залягання:

- 1) лінія простягання – лінія перетину монокліналі з горизонтальною площиною;
- 2) лінія падіння – вказує напрям максимального нахилу або падіння шару і завжди є перпендикулярною до лінії простягання;
- 3) кут падіння – кут, під яким монокліналь нахилена до горизонту;
- 4) напрям простягання – азимут простягання;
- 5) напрям падіння – азимут падіння.

Три останні елементи виражаються у градусах ($^{\circ}$).

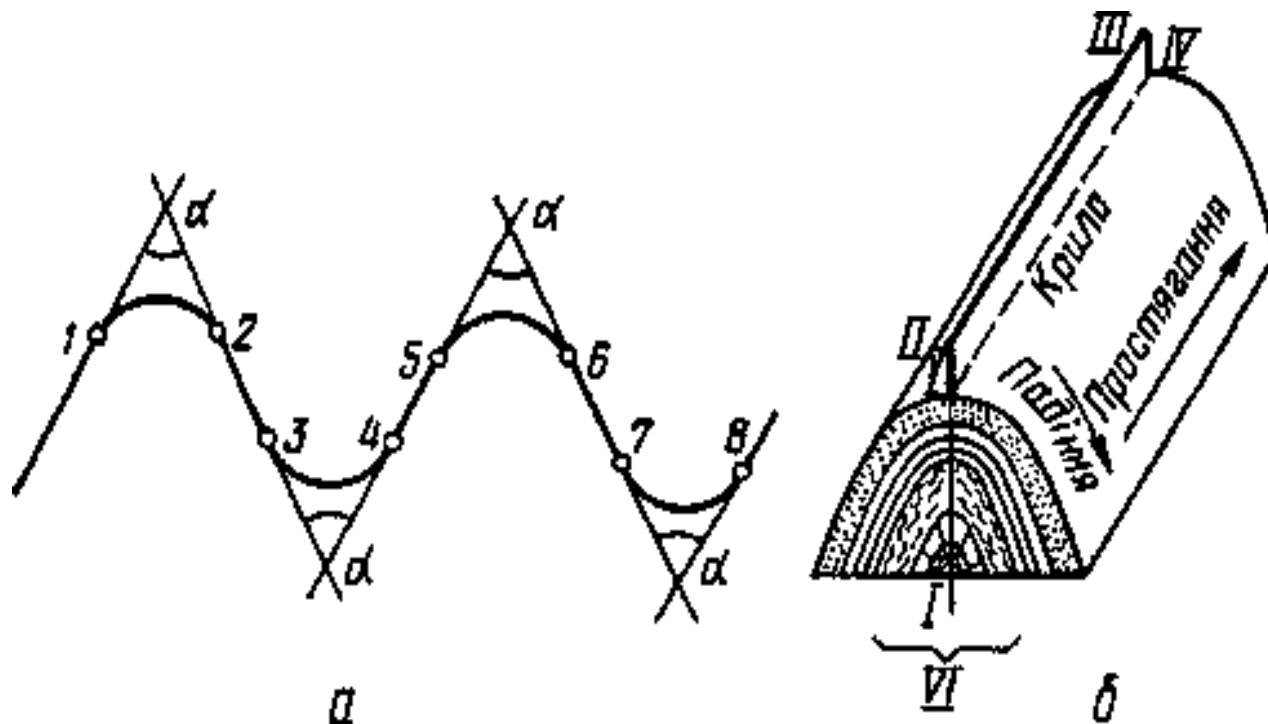


Рис.11. Елементи складки: а: 1-2, 5-6 – замок (склепіння) антикліналі; 3-4, 7-8 – замок синкліналі; 2-3, 4-5, 6-7 – крила складок; α – кут складки; б: I, II, III – осьова площина; IV, V – шарнір; VI – ядро складки

Складки (Рис.11) (хвилеподібні вигини верств гірських порід різного розміру). Існують складки 4-х типів:

- випуклі – антиклінальні;
- увігнуті – синклінальні;
- флексури (лат. «flexura» – вигин) – круті коліноподібні вигини;
- діапіри – складки з твердим ядром.

В будові складки виділяються наступні елементи: 1) кут, 2) крила (бічні частини), 3) замок (місце перегину), 4) ядро (внутрішня частина), 5) осьова площина (ділить кут між крилами пополам), 6) шарнір (лінія, що сполучає точки максимального перегину), 7) вісь складки (лінія перетину осьової площини з поверхнею Землі).

За положенням осьової площини складки бувають: прямі; похилі; лежачі; пірнаючі; (Рис. 12)

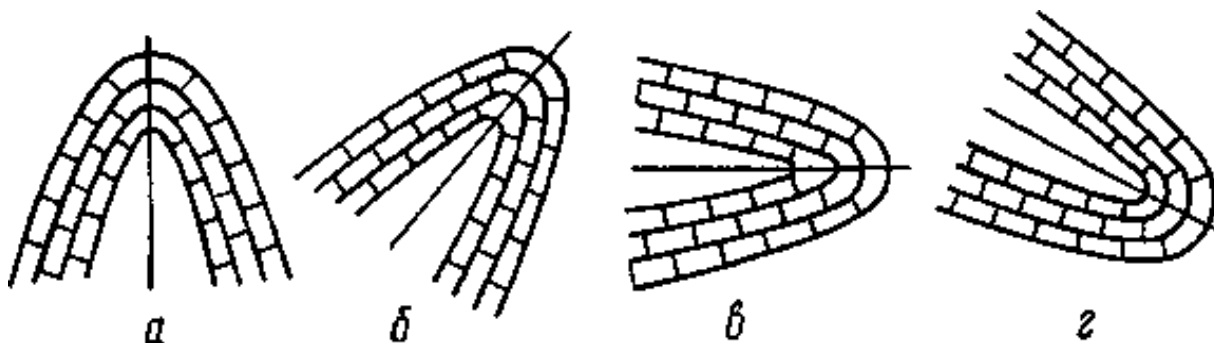


Рис. 12. Типи складок за положенням осьової площини (морфологічні типи):

a – пряма; б – похила; в – лежача; з – пірнаюча

За характером замка (склепіння) складки бувають: гострі; гребенеподібні; аркоподібні; коробчасті; віялоподібні; ізоклінальні (х-ся паралельними крилами) (Рис.13);



Рис. 13. Типи складок за формою склепіння та співвідношенням крил: а – округлі;

б – гострі; в – ізоклінальні; з – віялоподібні, д – сундучні

За співвідношенням довжини й ширини складки бувають:

- лінійні – довжина набагато перевищує ширину;
- брахіскладки (гр. «короткий») – мають співвідношення ширини до довжини як 1/3, або 1/2. вони бувають 2-х типів: брахіантикліналі і брахісинкліналі;
- ізометричні – довжина й ширина приблизно однакові (антикліналі (куполи), синкліналі (чаші, мульди (нім. «Mulde») – улоговина)).

Сукупність складок характерна для певних структур земної кори називається **складчастістю**.

Складчастість буває:

повна – лінійні складки приблизно однакового розміру розташовуються паралельно по всій площі певної території;

переривчаста – спостерігається чергування горизонтальних і складчастих ділянок;

проміжна – має місце в районі крайових прогинів (між платформами й складчастими областями) (Рис.14) .

Розривні порушення бувають наступними:

1) без зміщення сусідніх ділянок земної кори (тріщини, розділення – гр. «діаклази»);

2) зі зміщенням сусідніх ділянок земної кори (розломи – гр. «параклази»).

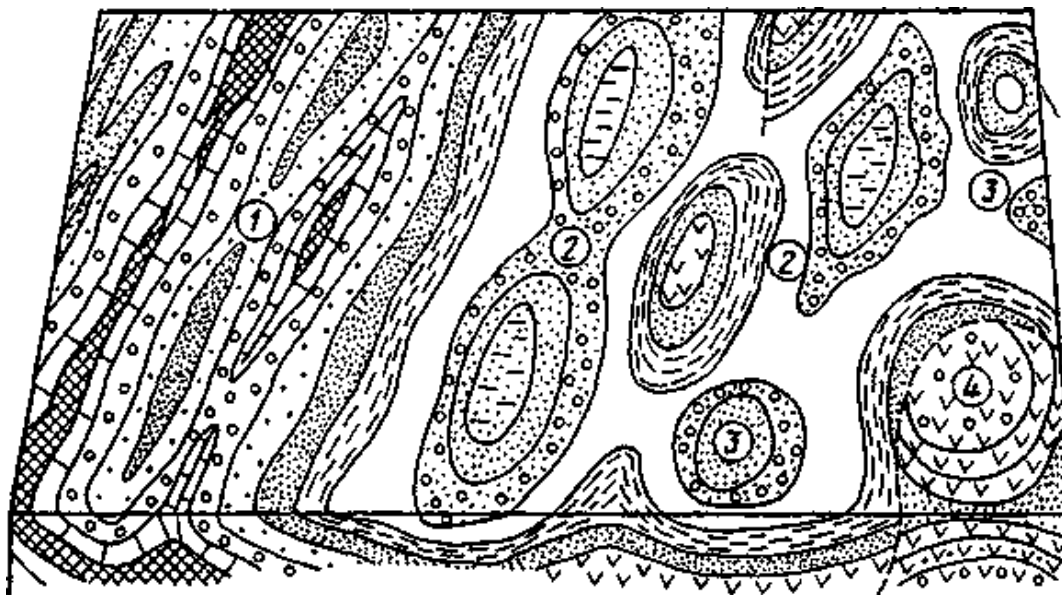


Рис. 14. Форми складок у плані (складчастість повна й переривчаста):
1 – повна лінійна; 2 – переривчаста; 3 – куполи; 4 – діапірова

Тріщини поділяють за кутом нахилу та за шириною розкриття. За кутом нахилу вони бувають: слабонахилені (мають кут нахилу $0-10^\circ$), пологоспадні ($10-45^\circ$), крутоспадні ($45-80^\circ$) і вертикальні ($80-90^\circ$), а за шириною розкриття – відкриті, закриті та приховані.

До розломів належать скиди, підкиди, насуви, зсуви та інші розривні порушення (Рис.15) :

Скид (виникає при тектонічному розтягуванні) – розрив, при якому зміщення відбувається вертикально або частково нахилено в бік зміщення;

Підкид (виникає при тектонічному стисканні) – розрив, у якому сила зміщення спрямована у бік висячого крила;

Насув (виникає при тектонічному стисканні) – розрив, у якому сила зміщення спрямована у бік висячого крила, при чому висячий бік піднятий відносно лежачого і насунутий на нього. Великі за площею пологі насуви називаються шаріажами – (фр. «charriage» – нести, везти);

Зсув – розрив із вертикальним або горизонтальним переміщенням блоків порід.

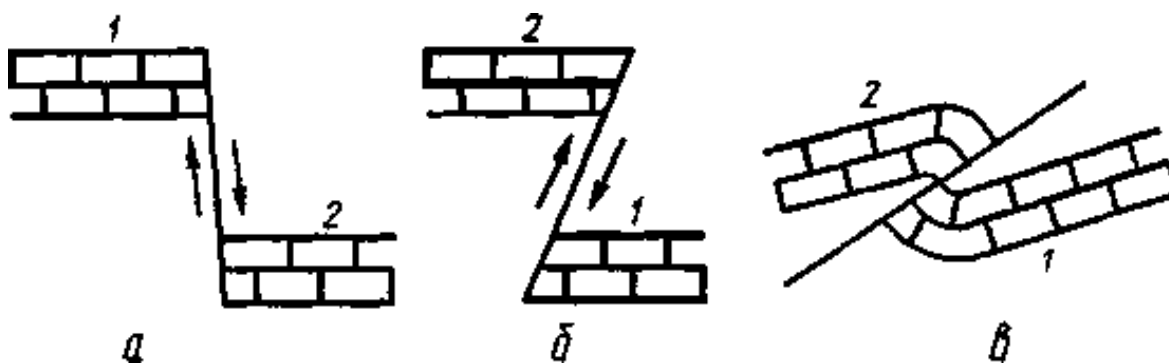


Рис. 15. Типи розривних порушень: а – скид;
б – підкид; в – насув; 1 – лежаче та 2 – висяче крило

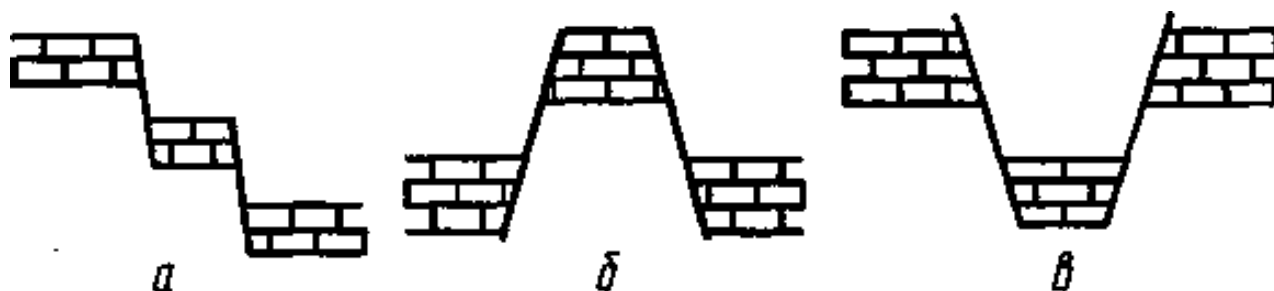


Рис. 16. Системи розривних порушень:
а – східчастий скид; б – горст; в – грабен

Іншими розривними порушеннями є грабени, східчасті скиди та горсти (Рис. 16).

Грабен (нім. «Graben» – рів, канава) – ділянка земної кори, що опустилася по лініях скидів нижче від сусідніх ділянок. Інколи причиною утворення грабену є підкиди;

Східчастий скид – система скидів, при якій кожне наступне крило розташовується нижче за попереднє;

Горст (нім. «Horst» – гніздо) – піднята ділянка земної кори, обмежена скидами або підкидами від сусідніх ділянок.

До розривних порушень належать також рифти, глибинні розломи і кільцеві структури.

Рифти (англ. «rift» – розрив, розлом) – лінійно витягнуті на сотні й тисячі кілометрів системи великих грабенів, часто ускладнені горстами (Східна Африка, Байкал, розломи серединно-океанічних хребтів) (Рис. 17);

Глибинні розломи – розмежовують літосферу на окремі блоки (плити);

Кільцеві структури – є точки зору, що це або тектонічні структури концентричної форми, оконтурені розломами (напр. Болтиська западина), або метеоритні кратери. Для них характерні розсіпні та корінні родовища корисних копалин.



Рис. 17. Східно-Африканська рифтова долина

4.4. Землетруси. Їх види, інтенсивність та поширення

Землетруси – несподівані, часто дуже сильні, коливання земної кори (на морі такі коливання називають «**моретрусами**» (вони здатні викликати «цунамі» (яп. – затока і хвиля) – хвилі до 20м)). Займається вивченням землетрусів такий розділ геофізики як **сейсмологія** (гр. землетрус і вчення).

Землетруси бувають 2-х типів:

1) *нетектонічні* – обвальні, вулканічні, штучні (виникають через вибухи при видобутку корисних копалин або під час військових навчань). Такі землетруси трапляються дуже рідко. Вони охоплюють невеликі площі і мають незначну силу.

2) *тектонічні* – характеризуються незначною тривалістю, але мають катастрофічні наслідки. Найбільш катастрофічні землетруси в історії Землі: Італія (Мессінський – 1908 (загинуло 100 тис. чол); Китай (1920 – 200 тис. чол., 1976,

2008 (пров. Сичуань)); Ашхабад (1948); Ташкент (1966); Вірменія (1988 – Спітак); Пн.-Сх. Індійського океану (26.12.2004 – внаслідок цунамі викликаного землетрусом загинуло понад 300 тис. осіб); Гаїті (18.03. 2010 – загинуло 222 570 людей і 3 млн залишилось без даху над головою); Японія (11.03.2011р. – 8.9 балів на сході о-ва Хонсю, мало місце цунамі).

В *будові землетрусу* (Рис.18.) виділяють наступні складові:

1) *Осередок* – місце у земній корі або верхній мантії, де зароджується землетрус. Землетруси можуть виникати на глибині від кількох до 600-700 км, але більшість з них мають осередок на глибині 100-200 км.

2) *Гіпоцентр* – розташовується у центрі осередку (під час розрахунків приймається за точку).

3) *Епіцентр* – проекція гіпоцентру на земну поверхню (місце на земній поверхні, що лежить безпосередньо над вогнищем землетрусу – гіпоцентром).

4) *Плейстосейстова зона* (гр. – найбільший і струшений) – площа, де фіксується найбільша інтенсивність землетрусу.

5) *Площа землетрусу* (зона бальності) – територія, що зазнає коливань під час землетрусу.

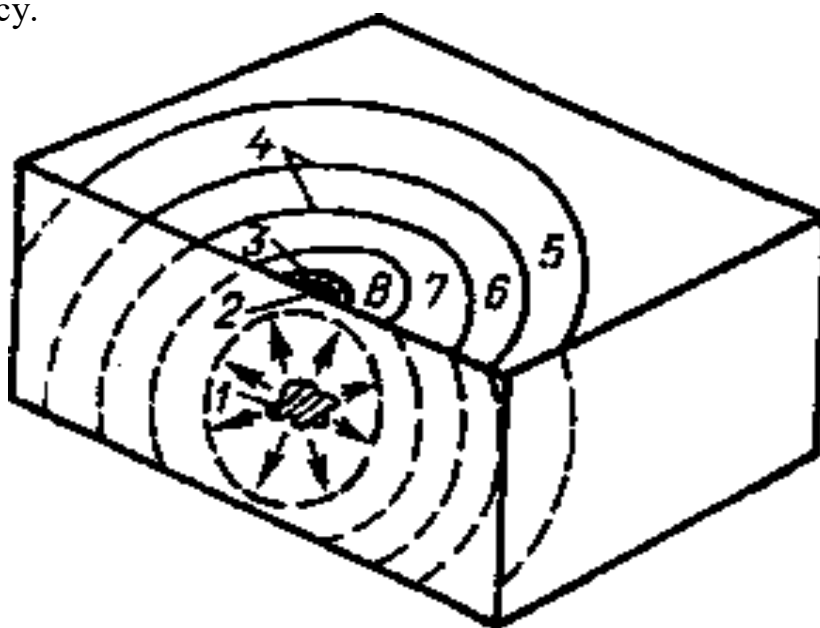


Рис. 18. Осередок та ізосейсти землетрусу: 1 – осередок (гіпоцентр); 2 – епіцентр; 3 – плейстосейстова зона; 4 – ізосейсти; 5-8 – зони бальності

Для територій, що зазнають впливу землетрусів характерні «афтершоки» – повторні поштовхи (Киргизтан – 6.10.2008 – 8 балів (72 загиблих), протягом доби трапилось більше 100 афтершоків), а також наявність «ескарпів» (фр. «escarpe» – укіс) – уступів у рельєфі, які викликані струсами земної поверхні.

Вивчення землетрусів проводять за допомогою спеціальних приладів – *сейсмографів*. Землетруси, що відбуваються на Землі мають різну «ефективність» (зовнішній ефект на поверхні Землі). Для визначення їх сили використовують 12-бальну шкалу (Табл. 7.).

Необхідно відзначити, що в межах України можливі землетруси силою до 7-9 балів (Крим, Карпати). Останній землетрус на території України (у Закарпатті) стався 23.11.2006 року і мав силу 4 бали.

Географія землетрусів:

В усьому світі прояви землетрусів неоднакові (Рис.19). Є райони, в яких їх частота й інтенсивність дуже висока. Такі райони називаються «*сейсмічними поясами*».

Найбільшими є Середземноморський (широтний) і Тихоокеанський (меридіональний). До менших поясів належать Східно-Африканський, Китайський, Прибайкальський, Монгольський та ін.

Асейсмічними (не сейсмічними) є обширні території давніх платформ.

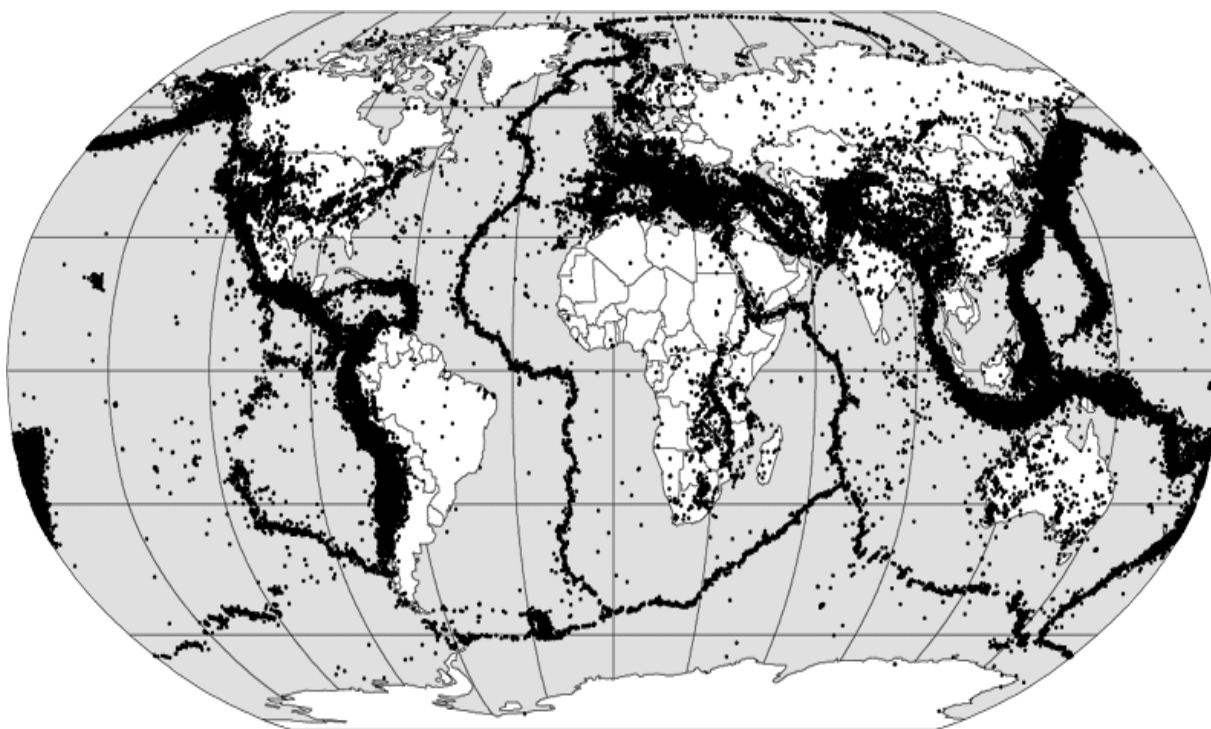


Рис. 19. Центри епіцентрів землетрусів в 1963 – 1998 рр.

Прогноз землетрусів і сейсмічне районування: виділяють райони де можливі землетруси, а далі проводять виділення території за їх інтенсивністю.

Наука, на жаль, може лише визначити район де можливий землетрус, більш-менш встановити його інтенсивність, але не час:

- за поведінкою тварин (собаки, коти, коні, пацюки та ін.);
- за допомогою геохімічних методів (перед землетрусом у підземних водах над осередком виникають газово-гідрохімічні аномалії);

- за допомогою геофізичних методів (швидкість сейсмічних хвиль, зміна електричних властивостей гірських порід, сила ваги та ін.);
- за допомогою геодинамічних методів (на основі вивчення тектонічних рухів).

Крім того, перед землетрусом часто змінюється магнітне поле, акустичні властивості середовища і електричний потенціал атмосфери та ін.

Таблиця 7

Сейсмічна шкала

Бал	Сила землетрусу	Коротка характеристика
1	Непомітний струс ґрунту	Відмічається тільки сейсмічними приладами
2	Дуже слабкі поштовхи	Відмічається сейсмічними приладами. Відчувають тільки окремі люди, які знаходяться в повному спокої
3	Слабкий	Відчуває лише невелика частина населення
4	Помірний	Розпізнається за легким дрижанням віконних шибок, скрипом дверей і стін
5	Досить сильний	Під відкритим небом відчувають багато людей, у середині будинків — всі. Загальний струс будівлі, коливання меблів. Маятники годинників часто зупиняються. Тріщини віконного скла і штукатурки. Просинаються ті, хто спав
6	Сильний	Відчувають всі. Картини падають зі стін. Окремі шматки штукатурки відколюються
7	Дуже сильний	Пошкодження (тріщини) в стінах кам'яних будинків. Антисейсмічні, а також дерев'яні будови не пошкоджуються
8	Руйнівний	Тріщини на схилах і на сирому ґрунті. Пам'ятники зрушують з місця або падають. Будинки сильно пошкоджуються
9	Спустошливий	Сильне пошкодження і руйнування кам'яних будинків. Старі дерев'яні будинки перекошуються
10	Нищівний	Тріщини в ґрунті інколи до метра шириною. Зсуви, обвали зі схилів. Руйнування кам'яних будівель
11	Катастрофічний	Широкі тріщини в поверхневих шарах землі. Численні зсуви і обвали. Кам'яні будинки майже повністю руйнуються. Сильне викривлення залізничних рейок
12	Сильно катастрофічний	Зміни в ґрунті досягають великих розмірів. Численні тріщини, обвали, зсуви. Виникнення водоспадів, відхилення течії річок, утворення загат на річках, озерах. Жодна споруда не витримує

5. ЯВИЩЕ МАГМАТИЗМУ НА ЗЕМЛІ

5.1. Магма, її склад та диференціація

Магма (гр. — густа мазь) — природна розплавлена силікатна маса з домішкою летких речовин. Магма утворюється в глибинних зонах Землі (переважно в астеносфері). Її речовина, як правило, перебуває в стані рівноваги,

але при різкому підвищенні температури в окремих місцях можуть виникати *магматичні осередки*, які через розломи здатні проникати в ослаблені зони

літосфери і, навіть, виходити на поверхню земної кори.

За хімічним складом магма є складним силікатним розчином, у якому головна роль належить *кремнезему* (SiO_2). В ній також містяться оксиди таких металів, як: Al, Fe, Mg, K, Na та ін. Завдяки високому тиску магма вміщує в собі (до 12%) газоподібні (леткі) сполуки – H_2O ; сполуки: *сірки* (SO_2 , H_2S , SO_3), *вуглецю* (CH_4 , CO, CO_2), *хлору* (HCl), *фтору* (HF), *бору* та ін.

Сукупність геологічних процесів, у яких провідна роль належить магмі та її похідним називається **магматизмом**.

Виділяється 2 типи магматизму:

1. інтрузивний (лат «intrusio» – вштовхую) – магма застигає в надрах Землі без виливу на її поверхню.

2. ефузивний (лат «effusio» – розливаю) – магма виливається на земну поверхню.

У даний час більшість геологів притримуються гіпотези про існування двох первинних магм (*базальтової та гранітної*), висловленої ще у 1910 році російським вченим Левінсоном-Лесінгом.

Базальтова (основна) магма – має значне поширення, формується в астеносфері і є її найлегшою фракцією. Вона характеризується гарною текучістю. Вміст SiO_2 в ній становить близько 50%. Крім того така магма містить у значній кількості Al, Fe, Mg, Ca.

Гранітна (кисла) магма – формується в земній корі на глибині 10-30 км, як наслідок переплавки осадових і метаморфічних гірських порід. У гранітній магмі вміст SiO_2 становить 60-65%.

Слід відзначити, що деякі вчені припускають існування ще двох магм: *ультраосновної* (перidotітової – вміст SiO_2 35-40%) та *середньої* (андезитової – вміст SiO_2 52-65%).

Магма має температуру 700-1200°C. Вона поділяється на 2 типи: *важкий* (багато Fe, Ca, Mg) і *легкий* (насичена Si і Al).

Під час магматичного процесу **магма** проходить кілька стадій:

1. диференціація магми за часом кристалізації: а) високотемпературні мінерали (апатит, магнезит, хроміт), б) залізо-магнезійні мінерали (піроксен, олівін), в) польові шпати);

2. гравітаційне фракціонування (ліквация, лат. «liguatio» – плавлення) – це фактично процес перегонки – у верхній частині магматичного розплаву проходить збагачення на SiO_2 і збіднення на залізо-магнезійні сполуки;

3. пегматитовий процес (гр. міцний зв'язок) – проходить при температурі 700-500°C і високому тиску на глибині кількох кілометрів від поверхні Землі. Наслідком цього процесу є утворення мінералів із залишкового силікатного розплаву багатого на леткі компоненти, оскільки основна маса (містить Fe, Ca, Mg та ін.) витрачається на формування мінералів на попередній магматичній стадії. На цій же стадії формуються кварц, польовий шпат, різні слюди, топаз, смарагд, берил та інші мінерали;

4. пневматолітовий процес (гр. повітря) – проходить при температурі 500-350°C. На цій стадії магми перегріті газу, що виділяються з неї при зниженні зовнішнього тиску розплаву проникають по тріщинах у вміщуючі їх породи і

взаємодіють з останніми утворюючи нові мінерали (молібденіт, вольфраміт, каситерит);

5. гідротермальний процес (гр. вода і тепло) – проходить при температурі 400-350°C. Це кінцева стадія диференціації магматичного розплаву, на якій важлива роль належить гарячим водним розчинам. Вони взаємодіють з оточуючими породами і формують ряд нових мінералів (Au, Ag, HgS, кальцит, сфалерит, галеніт та ін.);

6. асиміляція (лат. «assimilation» – уподібнення) – процес, що відбувається, коли магма піднімаючись взаємодіє з породами і переплавляючи їх змінює свій початковий склад;

7. гібридизація (лат. «gibrida» – помісь, змішування) – утворення гірських порід при змішуванні магм різного складу. Як правило, такі породи мають невпорядкований мінеральний склад.

5.2. Інтрузивний магматизм

Інтрузивний магматизм – це процес проникнення магми в гранітно-метаморфічні або осадові товщі, які залягають вище. При цьому магма охолоджується, застигає і утворює різноманітні за формою тіла (Рис.20). Інтрузивні тіла відрізняються за глибиною залягання. Вони бувають **глибинні** (абісальні – гр. «безодня») та **напівглибинні** (гіпабісальні – гр. «над, безодня»).

До глибинних інтрузивних тіл належать:

1) Батоліти (гр. «глибина») – великі за площею (понад 100 км²) тіла, довжиною сотні й тисячі кілометрів, а шириною 60-100 км. форма батолітів переважно овальна, ізометрична. При контакті батоліта з оточуючими породами проходить процес асиміляції і відбувається зміна їх первинного складу.

Щодо будови батолітів, то в центрі вони складені кислими породами (SiO₂ – 65% і більше (граніти, гранодіорити)), а на периферії – середніми (SiO₂ – (52-65%)).

2) Бісмаліти (гр. «корок») – інтрузивні тіла, що за формою нагадують пробки (конічні або циліндричні). Бісмаліти здатні піднімати осадові породи у вигляді куполів.

3) Штоки (нім. «Stock» – палиця) – масиви магматичних порід площею від 100 до 200 км². Вони являють собою ізометричні (рівні) в плані тіла, витягнуті у вертикальному напрямі. Штоки часто утворюють куполоподібні виступи на верхній поверхні батолітів.

4) Етмоліти – тіла неправильної форми, які розширюються у верхній частині у вигляді лійки. Вони складені переважно основними породами (вміст SiO₂ – (45-52%))

Напівглибинні інтрузивні тіла бувають *узгоджені та неузгоджені* за умовами залягання з вміщуючими породами. *Узгоджені* (конкордантні – лат. «concordantis») – залягають між шарами вміщуючи їх гірських порід.

Неузгоджені (дискордантні – лат. «discordantis») – перетинають вміщуючи їх гірські породи під різним кутом.

Узгоджені:

1) Сіли (пластові інтрузії) – утворюються при проникненні рідкої магми основного складу (вміст SiO_2 – (45-52%)) вздовж площин нашарування осадових порід. *Пластовими інтрузіями* сіли називають через те, що вони залягають між пластами (прошарками) гірських порід і створюють перешарування магматичних та осадових порід. Потужність сілів може досягати сотень метрів. А поширені вони переважно в межах платформених синекліз (напр. Тунгуська).

2) Лаколіти (гр. «яма») – форма залягання магматичних тіл у вигляді купола або гриба в при поверхневих верствах земної кори. інколи лаколіт виступає на поверхню як окрема гора (район Кавказьких Мінеральних вод – Магнітна, Змійка, Залізна, Машук). Важливим різновидом лаколітів є *лаколіти краплі*. Це магматичні *діапіри* (гр. «протикаю») грушоподібної форми (Аюдаг, Кастель).

3) Лополіти (гр. «блюдце») – чашоподібне міжпластове інтрузивне тіло. Утворюється під час просідання підстилаючих порід під вагою магми (Коростенський, Корсунь-Новомиргородський плутони та ін.). Лополіти займають великі площі (десятки тисяч кілометрів) і часто зустрічаються на тектонічних платформах.

4) Дайки (англ. «dike, dyke» – перегородка, стінка з каменю) – це плитоподібні тіла різної товщини (від кількох до сотень метрів) довжиною від десятків до сотень кілометрів. Вони утворюються при заповненні магмою тріщин у породах і можуть бути *вертикальними, похилими* або *кільцевими*. У складі дайок зустрічаються гірські породи від ультра основних до кислих.

5) Факоліти (гр. – соцевиця) – лінзоподібні інтрузивні тіла, що розміщуються у верствах осадових порід. Розмір факолітів невеликий, а зустрічаються вони переважно в складчастих областях.

6) Неки (англ. «песк» – шия) – трубоподібні (циліндричні) інтрузивні тіла, які є підвідними каналами, що сполучають магматичні осередки з кратерами вулканів. Їх діаметр може становити від кількох метрів до 1-2 км.

7) Жили – інтрузивні тіла неправильної, звивистої з відгалуженнями форми. Їх стінки нерівні, часто з розгалуженнями й переплетенням.

8) Лавові обеліски – сформовані лавою, що застигла в жерлі вулкана і є більш стійкою до процесів руйнування ніж оточуючі породи.

9) Лавові куполи – утворюються, коли лава, проникаючи на поверхню через осадові породи, зупиняється зовсім близько від поверхні і при активізації процесів ерозії, виходять на денну поверхню.

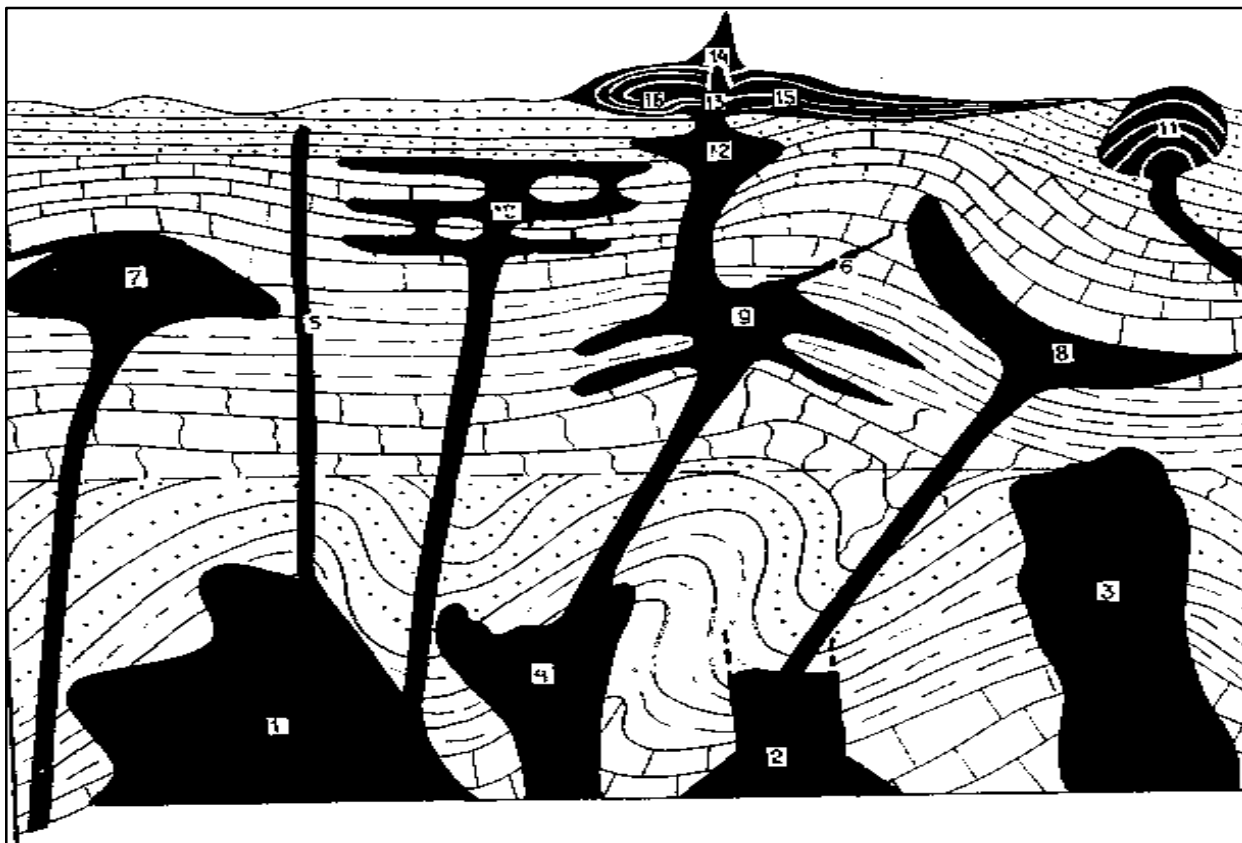


Рис. 20. Форми магматичних тіл:

1 – батоліт; 2 – бісмаліт; 3 – шток; 4 – етмоліт; 5 – дайка; 6 – жила; 7 – лакоїт;
8 – лополіт; 9 – факоліт; 10 – сіли; 11 – купол; 12 – лавове вогнище; 13 – некк;
14 – лавовий обеліск; 15 і 16 – лавові потоки.

5.3. Ефузивний магматизм

Ефузивний магматизм – це магматичні процеси, які відбуваються на поверхні Землі. Його часто називають **вулканізмом** (Рис. 21) (від лат. «*Vulcanus*» – бог вогню).

У вулканічному процесі існує 3 стадії:

1. *субвулканічна* – в астеносфері виникають найсприятливіші умови для утворення магми;
2. *головна* – безпосереднє виверження;
3. *поствулканічна* – настає після виверження.

Магма виливаючись на поверхню утворює *лаву* (італ. «*lava*» – рідка). Лава може виливатись як через вулканічні *кратери*, так і через *тріщини*. В другому випадку лава формує великі покриви (плато). Подібні виверження

Продукти вулканічних вивержень:

1) До **рідких** належать лави різного складу, які відрізняються від магми вмістом розчинених газів. За хімічним складом (в основному вміст SiO_2) лави поділяються на: **кислі** ($\text{SiO}_2 > 65\%$), **середні** ($\text{SiO}_2 - (65-52\%)$), **основні** ($\text{SiO}_2 - (52-45\%)$) та **ультра основні** ($\text{SiO}_2 < 45\%$).

Найбільш поширеною на Землі є основна базальтова лава переважно темного забарвлення (SiO_2 приблизно 52%) з температурою на виході близько

1200°C. Така лава володіє низькою в'язкістю і, як наслідок, високою рухомістю. Вона утворює потоки й покриви.

Середні й кислі лави мають високу в'язкість і низьку текучість, що часто призводить до закупорювання кратерів і зумовлює вибухи. Температура таких лав 800-1000°C. Майже всі катастрофічні для людей виверження пов'язані саме з середніми та кислими лавами.

2) Тверді за розміром поділяються на 5 типів:

- **вулканічний попіл** – найдрібніші гострокутні уламки пемзи, вулканічного скла та ін. мінералів розміром до **0.1 мм** (їх можна розрізнати лише під мікроскопом);



Рис. 21. Виверження вулканів

- **вулканічний пісок** – дрібні частинки (попіл, пил, пісок) діаметром від **0.1 до 2 мм** сірого, білого, жовтого і червоного кольорів. Осідаючи й ущільнюючись пісок, попіл і пил формують вулканічний **ТУФ** – зцементований твердий продукт. Слід відзначити, що на суходолі формуються **туфи**, а в океанах **туфіти**;

- **вулканічні уламки** (лапілі – лат. «lapillus» – камінець) діаметром **1-3 см**;

- **вулканічні бомби** – уламки лави викинуті вгору в розжареному стані й округлені в польоті до сферичної або веретеноподібної форми діаметром від кількох сантиметрів до кількох метрів;

- **вулканічні брили** – великі згустки лави об'ємом **10-25 м³** і вагою до **70 т**, що викидаються під час виверження.

Весь твердий уламковий матеріал, що викидається з вулканів у геологічній літературі прийнято називати *пірокластичним* (гр. вогонь і уламок).

3) Газоподібні продукти вулканічних вивержень (**фумароли** – лат. «fumus» – дим) мають дуже різноманітний склад газів. Виділяються наступні їх види:

- **сухі фумароли** – мають температуру 650-1000°C і складені фтористо-хлористими сполуками без води;
- **кислі фумароли** – мають температуру 400-650°C і представлені головним чином HCl , SO_2 , H_2S , H_2O ;
- **лужні фумароли** (їх часто називають аміачними) – мають температуру 200-400°C. Це головним чином аміачні солі, аміак (NH_3) та вода (H_2O);
- **сірчисті фумароли** (сольфатарі (італ. «solfatare» – сірка)) – мають температуру 100-300°C і представлені головним чином H_2S , SO_2 , CO_2 , H_2O , N_2 , NH_3 ;
- **вуглекислі фумароли** (мофети (італ. «mofeta»)) – мають температуру до 100°C і представлені головним чином SO_2 , H_2S , H_2O .

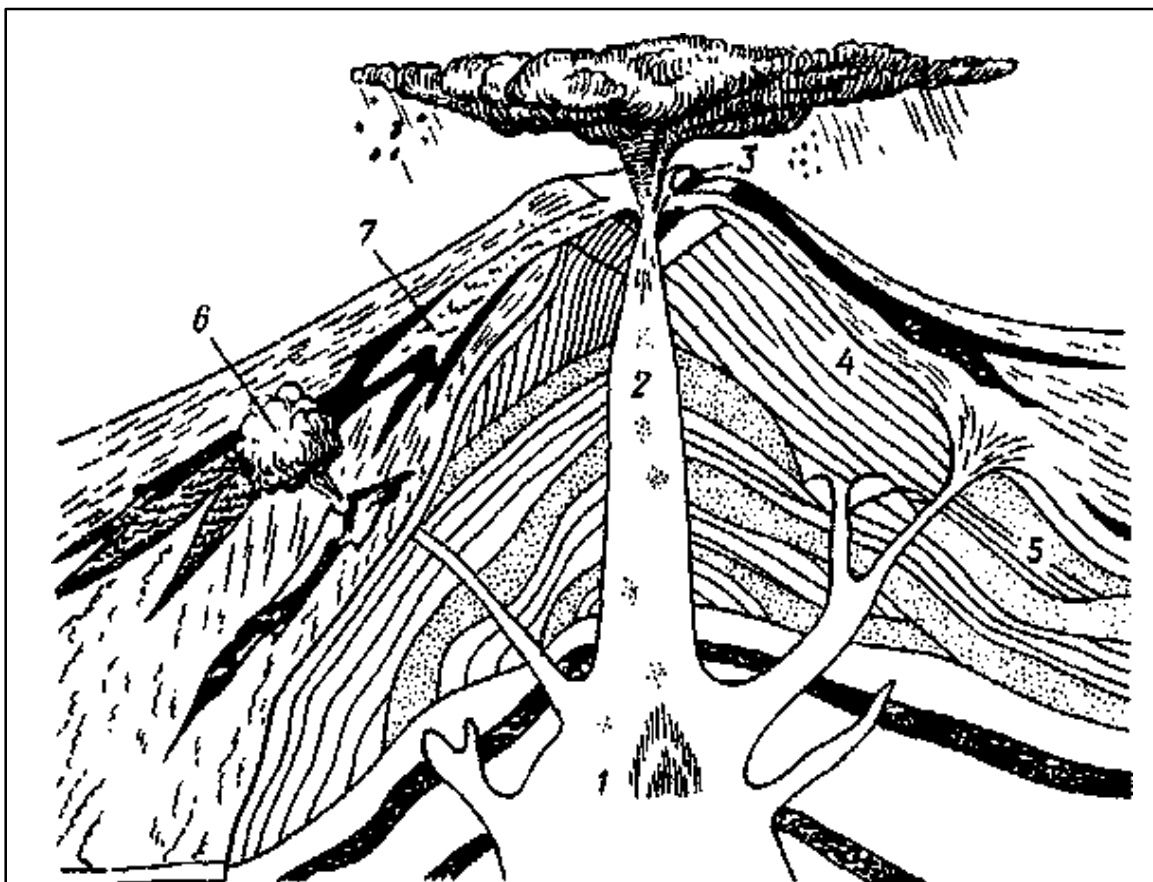


*Рис. 22. Будова вулкану центрального типу:
1 – магматичний осередок; 2 – жерло; 3 – кратер; 4 – попіл;
5 – застиглава; 6 – паразитичні (побічні) кратери; 7 – лавові потоки;*

5.4. Класифікація вулканів

За формою вулканічної споруди (за зовнішнім виглядом) вулкани бувають: **1) Конічні** (центрального типу)(Рис. 22); **2) Щитові** та **3) Покривні**.

За характером вивержень ще на початку XX ст. (1908 р) французький геолог Ж. Лакруа виділяв **4 типи** вулканів: 1) Гавайський. 2) Стромболіанський, 3) Етно-Везувіанський (Вулканський), 4) Пелійський (Рис. 23) .

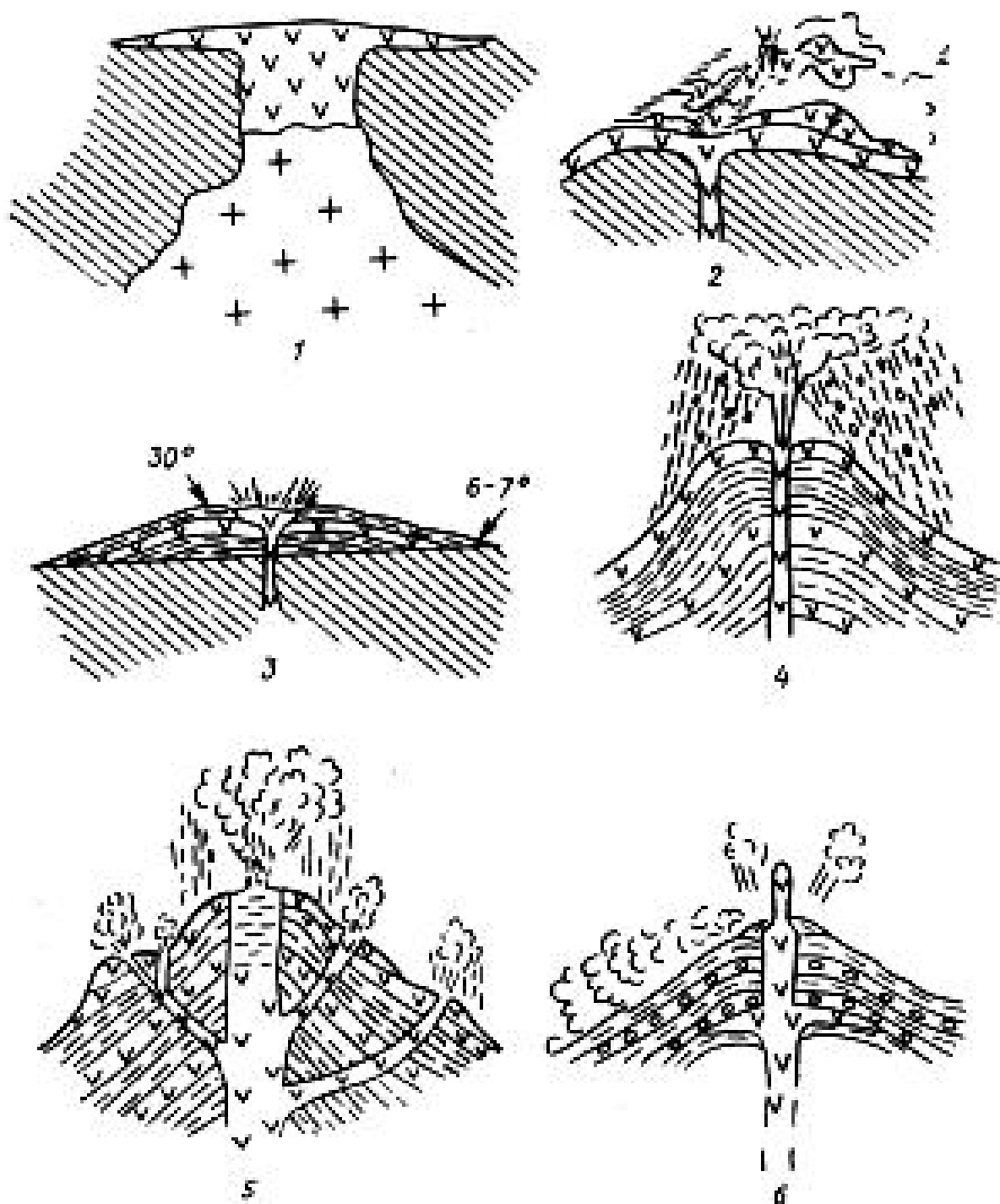


*Рис. 23. Форми вулканічних побудов і типи вулканів:
 1 – океанських плит; 2 – ісландський; 3 – гавайський (щитовий за формою);
 4 – стромболіанський; 5 – етнінський; 6 – пелейський*

Дана класифікація зі змінами та доповненнями використовується і в наш час. Хоча зараз за характером виверження виділяють **3 типи** вулканів:

- *ефузивні* (лавові);
- *експлозивні* (газово-вибухові);
- *змішані* (пірокластичні) – газово-вибухово-лавові.

Ефузивні характеризуються тим, що їх виверження супроводжуються землетрусами різної бальності, а температура лави становить близько 1200°C . Саме ж виверження може бути досить тривалим за часом (напр. Мауна Лоа (Гавайські о-ви) безперервно вивергає лаву більш як 10 місяців) (Рис. 24).

До цього типу належать вулкани Гавайських о-вів (Мауна Лоа, Мауна Кеа, Кілауеа), Самоа, Туамоту, Нової Зеландії, Ісландії (Гекла, Аск'я, Лакі), Нірагонго на сході Африки та ін. Характерною особливістю ісландських вулканів є той факт, що в них магма виливається головним чином через тріщини. За формою вулканічних споруд ісландські вулкани є *покривними*, а гавайські – *щитовими*.

Необхідно пам'ятати, що на нашій планеті є **наземні** й **підводні** ефузивні вулкани. Підводні зустрічаються переважно в Тихому, рідше Атлантичному океанах і в Червоному морі.



Рис. 24. Мауна-Лоа

Експлозивні вулкани мають конічну форму з пологими схилами, часто з утворенням на місці кратера лавового обеліска. До вулканів цього типу належать: Кракатау (Зондська протока (між о-вами Ява та Суматра)) (Рис. 25) та ряд інших вулканів Індонезії, Мон-Пеле (о-ів Мартініка), Бандай (о. Хонсю – вибухи викликає водяна пара). Серед продуктів вивержень експлозивних вулканів домінують газ, попіл, лапілі та бомби.

Магматичні осередки таких вулканів залягають дуже глибоко і магма часто не досягає поверхні. Це призводить до закупорки кратера і катастрофічних вибухів. Так, 8 травня 1902 р внаслідок вибуху вулкана Мон-Пеле знищено місто Сен-П'єр із населенням у 30 тисяч мешканців, а 26 серпня 1883 року потужний вибух, відлуння якого було зафіксовано в Австралії, знищив 2 конуси Кракатау.

З експлозивним вулканізмом пов'язане формування *маарів* (нім. – кратер згаслого вулкана) – переважно циліндричних западин на земній поверхні, утворених внаслідок вулканічних вивержень без витоку магми. Слід відзначити також, що експлозивний вулканізм у докембрії став однією з причин виникнення алмазоносних кімберлітових трубок, адже магма проходячи через вулканічні канали – *діатреми* (гр. – дірка) часто застигала, внаслідок чого й формувалися подібні утворення.

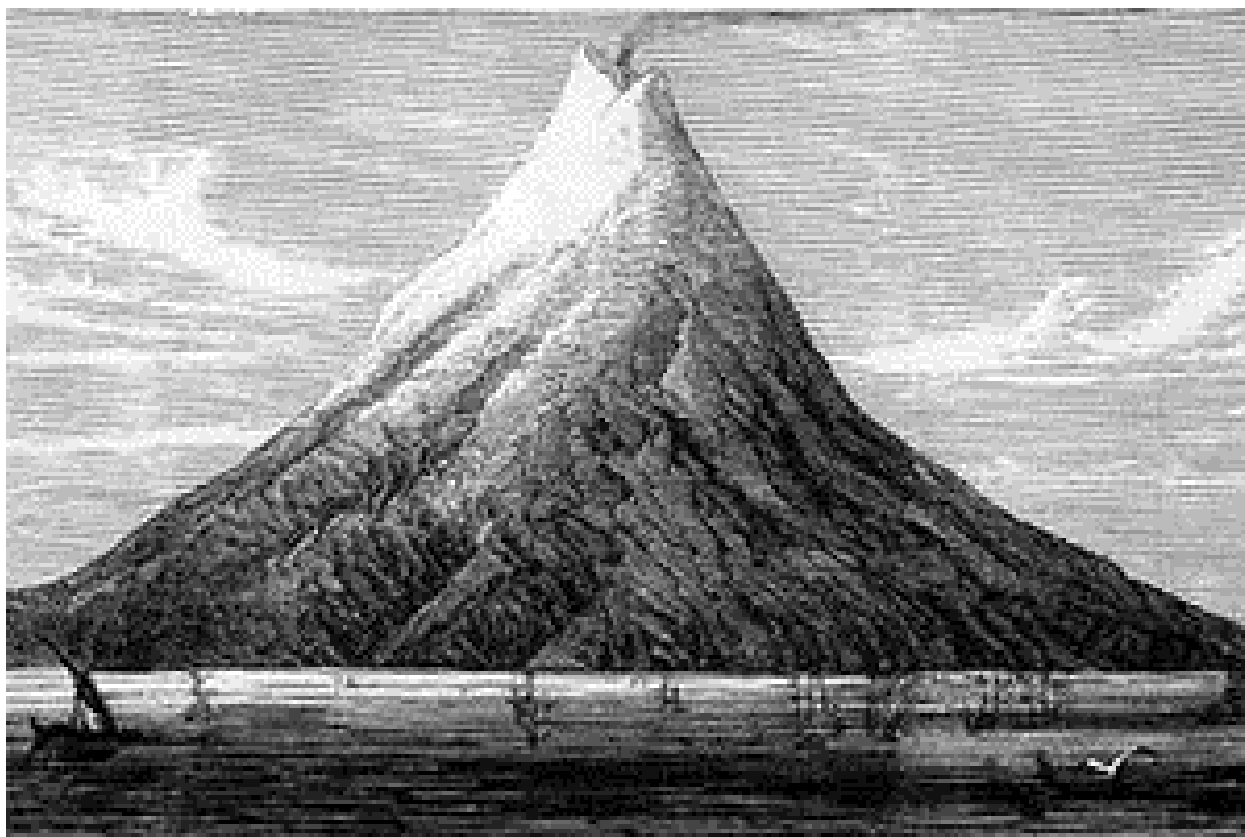


Рис. 25. Вулкан Кракатау (початок XIX ст.)

Змішане виверження характерне для вулканів Стромболіанського та Етно-Везувіанського типів (згідно класифікації Ж. Лакруа). За формою вони є вулканами центрального типу (*конічними*) і відрізняються між собою за кількістю побічних (паразитичних) жерл (у вулканів Етно-Везувіанського типу їх може бути 3, 4, 5 і навіть більше).

Стромболіанський тип (Ліпарські о-ви) характеризується температурою лави близько 1000-1100°C і меншою її текучістю ніж у вулканів ефузивного типу. Найяскравішим прикладом такого типу вулканів є *Стромболі* («маяк Середземного моря») (Рис. 26). Він діє постійно і для нього характерними є викиди розпечених уламків лави, що супроводжуються білою хмарою пари. Спочатку згустки у вигляді бомб і лапів осипають схили, а потім вивергається лава, повільно стікаючи по схилах вулкану. Цей процес повторюється через певний період часу.

Етно-Везувіанський тип (Везувій (Неаполь), Етна (Сицилія), Камчатка (Ключевська сопка, Авачинська сопка, Плоский Толбачек та ін.), вулкани

Курильських о-вів, Фудзіяма). Температура лави таких вулканів становить близько 1000°C.

Вміст SiO_2 в лаві вулканів цього типу вищий ніж у Стромболі. Через це, вона ще в'язкіша й часто закупорює жерло, що призводить до сильних вибухів, коли у верхню частину жерла прориваються гази. Саме велика кількість газів зумовлює викидання попелу, пісків, лапів і бомб на значну висоту, а вже потім починається виверження лави.



Рис. 26. Вулкан Стромболі

5.5. Поствулканічні явища

Затухання активної вулканічної діяльності характеризується:

1) виділенням газів, **2)** утворенням гейзерів, **3)** гарячих і сильно мінералізованих джерел (терм), **4)** грязьових вулканів.

- **Виділення газів** (фумарольна стадія) може тривати тривалий період часу (навіть сотні років).

- **Гейзери** (ісл. «geysir» – линути, хлинути) – періодично діючі фонтануючі джерела (Рис. 27, 28). Це характерна особливість поствулканічної стадії. Принцип дії гейзера: в товщі гірської породи розміщений *резервуар* заповнений водою. Від нього до поверхні веде *канал*, який закінчується невисоким конусом з отвором – *грифоном*. Нагріваючись вода закипає і пара, піднімаючись по каналу, виривається на поверхню та утворює фонтан. Висота фонтанів може бути різною (Йеллоустон – 50 м ($t^\circ = 95^\circ\text{C}$, періодичність – (10 хвилин на 5.5 годин)).

Гейзери зустрічаються в Ісландії на території Нової Зеландії, Камчатки (Долина гейзерів), США.



Рис. 27. Гейзер

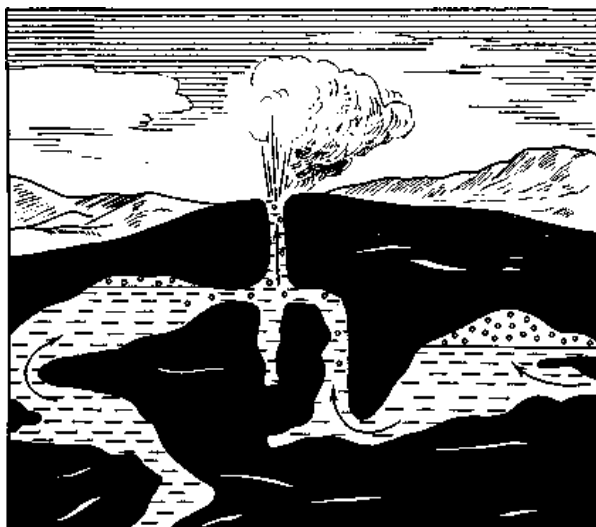


Рис. 28. Гейзер в розрізі (штрихами показана вода, кружками – газ)

- **Терми** (лат. «thermae» – тепло) (**геотермальні джерела**) – постійно діючі гарячі джерела з температурою води від 70 до 100°C. Вони виносять багато SiO_2 , який, відкладаючись навколо джерела, утворює кремнистий туф (він може формувати невисокий конус).

У тих джерелах, які збагачені вуглекислим кальцієм юється вапняковий туф (італ. «travertino»). Багато джерел збагачені мінеральними сполуками і мають лікувальні властивості. На базі таких джерел побудовано курорти (Карлові Вари, Сечень (Будапешт), Паратунка (Камчатка) та ін.).

У межах серединно-океанічних хребтів також є геотермальні джерела. Їх називають «чорними курильниками».

- **Грязьові вулкани** – їх *конуси* невеликі, складені засохлою гряззю і мають висоту 1, 2, 3 м. Лише в окремих випадках вони досягають висоти 400м. *Кратери* грязьових вулканів мають діаметр кілька десятків сантиметрів. Температура грязі становить близько 80-90°C. Грязьові потоки можуть досягати десятки метрів у довжину. Виверження грязі проходить загалом спокійно, але інколи утворюються невеликі фонтанчики (Рис. 29).

Дуже часто грязьові вулкани бувають прив'язаними до нафтогазоносних районів, оскільки там є в надрах багато вуглеводневих газів під високим тиском і мають місце. водонасичені та глинисті породи Зустрічаються грязьові вулкани на Керченському п-ві, Сахаліні (до 400 м), Камчатці, Курильських о-вах, п-ві Апшерон (200 шт), Сицилії, Туркменістані та інших районах планети.

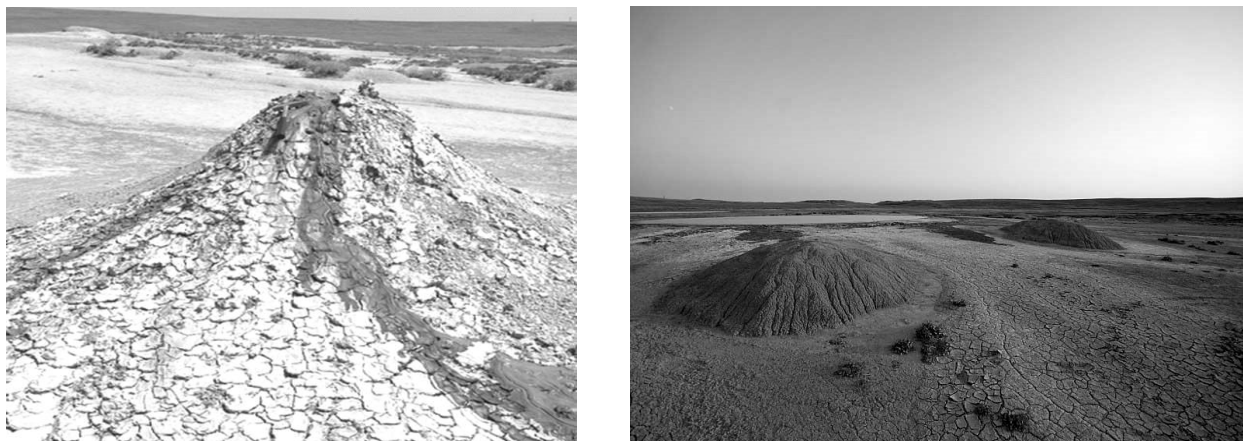


Рис. 29. Грязьові вулкани (Керченський п-в)

5.6. Поширення вулканів

За різними даними на Землі існує від 500 до 1000 діючих вулканів, з них 200 знаходяться в стадії затухання. Більшість вулканів концентрується на межах літосферних плит (Рис. 30) .

Загалом на планеті існує **3** великі вулканічні пояси і **1** малий:

1) Тихоокеанський (найбільший) – розташований по периферії Тихого океану. Його ще називають «**Вогняним кільцем**». Тут нараховується 340-370 діючих вулканів. Вулканізм та землетруси у цьому поясі прив'язані до зон глибинних розломів.

За характером виверження більшість вулканів цього поясу належать до змішаного та експлозивного типів.

2) Середземноморсько-Індонезійський пояс нараховує близько 150 вулканів. Більшість їх сконцентрована в Індонезії та Середземному морі, а загалом пояс охоплює територію Середземномор'я, Балкан, Карпат, Кавказу, Ірану, Афганістану, Гімалаїв, Тибету, Індокитаю, Малакки та Індонезії.

Найвідомішими діючими вулканами цього поясу є: Везувій, Етна, Вулькано, Стром болі, Сантонін, Кракатау, Тамбора.

Найвідомішими ж згаслими вулканами є: Вулканічний хребет у Карпатах, Арарат, Арагац, Ельбрус, Казбек, Карадаг (Крим).

За характером виверження вулкани цього поясу належать до змішаного та експлозивного типів.

3) Атлантичний пояс витягнутий вздовж серединно-океанічного хребта в Атлантичному океані у меридіональному напрямку. Вулканізм тут пов'язаний з рифтовою зоною серединно-океанічного хребта. Більшість наземних вулканів розміщені в цьому поясі в Ісландії, на Азорських о-вах, а також на о. Св. Олени та архіпелазі Трістан-да-Кунья.

Малий (Східно-Африканський) **пояс** приурочений до Східно-Африканського континентального рифту. До нього належать вулкани Червоного моря, Кенія, Меру, Кіліманджаро, Нгогонгоро.

Ці вулкани за характером виверження належать до ефузивного типу.

Крім розглянутих вулканічних поясів є ще **позапоясні вулкани**: Африка (Камерун, Тібесті, Ахаггар); о-ви Індійського океану (Маврикій, Реюньон); згаслі

вулкани Сибіру, Забайкалля, Прибайкалля; численні вулкани Тихого океану (Гаваї, о-ви Кука, Туамоту та ін.), о-ви Зеленого Мису.

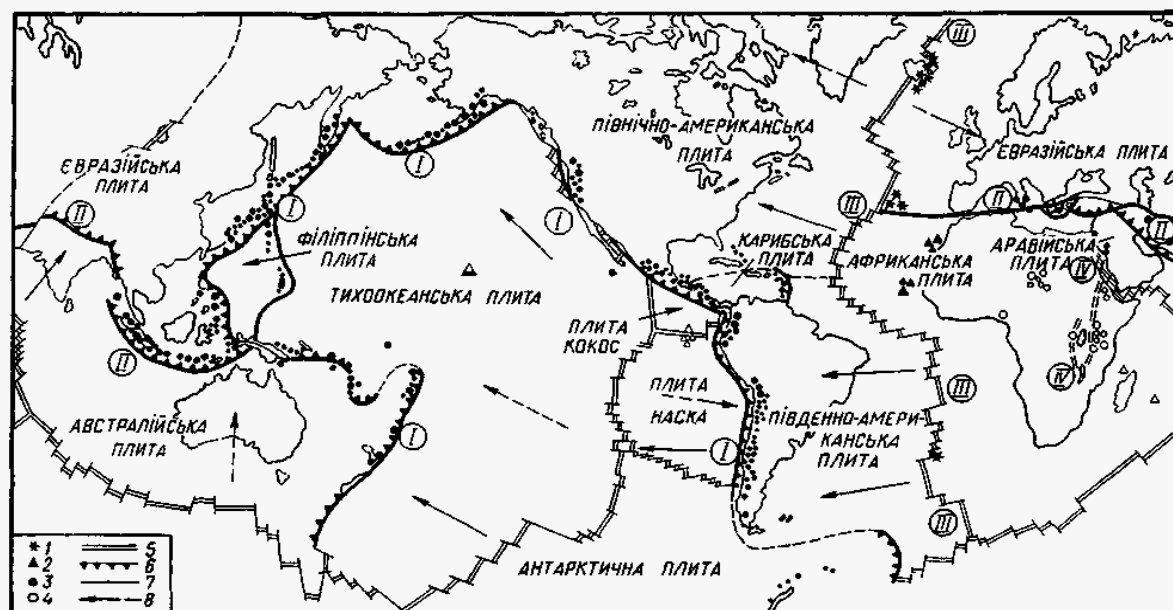


Рис. 30. Діючі вулкани Землі:

1 – океанічних рифтових зон; 2 – океанічних плит; 3 – зон субдукції;
4 – континентальних рифтових зон; 5 – рифтові; 6 – зони субдукції;
7 – трансформні розломи; 8 – напрямки переміщення плит;
пояси: I – Тихоокеанський; II – Середземноморсько-Індонезійський;
III – Атлантичний; IV – Східно-Африканський.

Таблиця 8

Найвищі діючі вулкани світу

Назва	Місцезнаходження	Висота (м)
Котопахі	Еквадор	5896
Попокатепетль	Мексика	5452
Сангай	Еквадор	5410
Ключевська сопка	Камчатка	4750
Мауна-Лоа	Гавайські острови	4170
Фако	Камерун	4070
Тейде	Канарські острови	3718
Семеру	о. Ява	3676
Коліма	Мексика	3658
Шивелуч	Камчатка	3283
Етна	Сицилія	3263

5.7. Класифікація та застосування агматичних гірських порід. Практичне значення вулканізму

За умовами утворення магматичні гірські породи є **2-х типів**: *інтрузивні* та *ефузивні*.

Різні умови утворення спричиняють різну будову цих порід. Під будовою магматичних порід розуміють їх структуру і текстуру.

Структура породи визначається особливостями внутрішньої будови (розміром зерен мінералів, їх формою та співвідношеннями між ними).

Текстура породи – це зовнішні ознаки породи, які залежать від взаємного розміщення її складових частин та способу заповнення простору.

Структури інтрузивних порід визначаються умовами їх утворення і найчастіше бувають рівномірнозернистими та нерівномірнозернистими. Серед останніх виділяють породи:

- крупнозернисті – мають діаметр зерен від **1** до **0.3** см;
- середньозернисті – (**0.3-0.1** см);
- дрібнозернисті – (**0.1-0.05** см);
- тонкозернисті – (менше **0.05** см).

Текстури інтрузивних порід найчастіше бувають *масивні* та *щільні*, в яких мінерали щільно прилягають один до одного й досить хаотично розміщені.

Кожна інтрузивна порода має ефузивний аналог – породу тотожну за хімічним і мінералогічним складом і відмінну за структурою та текстурою, які визначаються швидким застиганням магми на поверхні Землі чи на невеликій глибині.

Структури ефузивних порід:

- порфірова (гр. «темно-червона») – на фоні однорідної нерозкristалізованої маси виділяються окремі зерна мінералів;
- афанітова (гр. «невидима») – порода складена настільки дрібними зернами мінералів, що їх не можна розрізнити неозброєним оком;
- склоподібна – схожа на скло і утворюється при швидкому застиганні лави.

Текстури ефузивних порід:

- пориста – характеризується наявністю пор, які утворюються внаслідок швидкого застигання лави, з якої виділяються газоподібні продукти;
- мигдалекам'яна – виникає при заповненні пор вторинними мінералами;
- флюїдальна – мають місце чіткі сліди течії лавового потоку.

У будові кожної магматичної гірської породи є *породотвірні* (складають основну масу породи) та *акцесорні* (лат «accessorius» – привхідні, привнесені) мінерали, яких міститься дуже мало.

До головних *породотвірних* мінералів належать: польові шпати (ортоклаз, мікроклін та ін.), кварц, рогова обманка, олівін, піроксени, амфіболи, слюди. *Акцесорні* мінерали – це найчастіше апатит, хроміт, магнетит, циркон, ільменіт та ін. Гірські породи, що складаються з багатьох мінералів називають **полімінеральними** (гр. «багато»), а ті що складаються з одного – **мономінеральними** (гр. «один»).

Таблиця 9

**Класифікація найпоширеніших магматичних гірських
порід за походженням, хімічним та мінералогічним складом**

Ступінь кислотності породи (вміст SiO ₂)	Характерні мінерали	Колір	Породи	
			Інтрузивні	Ефузивні
Кислі (65-75%)	Багато кварцу і польового шпату. Темноколірних мінералів (біотит, рогова обманка) мало – (5-10%)	Світлий	Граніт <u>Форми залягання:</u> батоліти, штоки, лаколіти, дайки. <u>Використання:</u> будівництво, облицювальний матеріал. <u>Родовища в Україні:</u> Житомирщина, Придніпров'я, Приазов'я. <u>Родовища в світі:</u> скрізь широко представлені в континентальній земній корі	Ліпарит (ріоліт) <u>Форми залягання:</u> у вигляді потоків. <u>Використання:</u> будівництво, скляна промисловість. <u>Родовища в Україні:</u> Карпати, Придніпров'я, Приазов'я. <u>Родовища в світі:</u> в усіх вулканічних областях світу
Середні (52-65%)	Кварцу немає або його дуже мало; основний мінерал – польовий шпат. Темноколірних мінералів – до 15%. Кварцу немає або його дуже мало; основний мінерал – ортоклаз. Темноколірних мінералів – до 25%.	Світлий	Сієніт (рожевий, червоний, світло-сірий) <u>Використання:</u> будівництво, облицювальний матеріал. <u>Родовища в Україні:</u> Волинь, Приазов'я, Середнє Придніпров'я. <u>Родовища в світі:</u> Урал, Казахстан, Кавказ, Середня Азія, Сибір, США, Канада, Німеччина, Норвегія та ін.	Трахіт (червонуватий, буруватий, жовтуватий, сірий) <u>Використання:</u> будівництво, кислототривкий матеріал. <u>Родовища в Україні:</u> Крим(Карадаг), Приазов'я. <u>Родовища в світі:</u> Білорусь, Чехія, Франція, Північна Італія, Кавказ, Гавайські та Азорські о-ви.
		Сірий	Діорит <u>Форми залягання:</u> лаколіти, жили. <u>Використання:</u> Головним чином будівництво. <u>Родовища в Україні:</u> Приазов'я, Волинь, Поділля, Побужжя. <u>Родовища в світі:</u> там же де й граніт	Андезит <u>Форми залягання:</u> потоки, куполи. <u>Використання:</u> кислототривкий матеріал, фарфорова промисловість. <u>Родовища в Україні:</u> Закарпаття, Крим (Карадаг), Приазов'я. <u>Родовища в світі:</u> Анди, Кавказ (Грузія, Вірменія), Камчатка, Курильські о-ви, Примор'я, Середня Азія та ін.

Основні (40-52%)	Кварцу немає. Основні мінерали – польовий шпат, піроксен, олівін, біотит. Темноколірних мінералів – 35-40%. Складається з одного мінералу – лабрадору.	Темний	Габро (від темно-зеленого до чорного) <u>Форми залягання:</u> дайки, штоки, лаколіти. <u>Використання:</u> будівництво, облицювання, пам'ятники. <u>Родовища в Україні:</u> Приазов'я, Крим, Нижнє Придніпров'я, Житомирщина. <u>Родовища в світі:</u> Великобританія, США і Канада (п-ів Лабрадор, гори Адірондак), ПАР, Франція, Карелія, Сибір, Бразилія, Урал, Кольський п-ів, Закавказзя та ін. Лабрадорит (темно-сірий до чорного, є іризація) Форми залягання: штоки. Використання: будівництво, облицювання, декоративний матеріал. <u>Родовища в Україні:</u> Житомирська, Черкаська, Кіровоградська обл. <u>Родовища в світі:</u> Канада і США (п-ів Лабрадор, гори Адірондак), Карелія, Фінляндія та ін.	Базальт (темно-сірий, чорний) <u>Форми залягання:</u> потоки, покриви, куполи. Використання: будівництво, облицювання, кислототривкий матеріал, бруківка. <u>Родовища в Україні:</u> Волинь, Крим (Карадаг), Донбас. <u>Родовища в світі:</u> найбільш поширені магматичні породи на Землі. максимальну потужність мають в районі серединно-океанічних хребтів.
Ультра основні (35-40%)	Кварцу, польового шпату немає. Основні мінерали – олівін, піроксен. Переважає олівін.	Темний	Перидотит (чорний, темно-зел., жовто-зелений) <u>Форми залягання:</u> штоки. Використання: щебінь, облицювання. <u>Родовища в Україні:</u> Побужжя, Приазов'я, Нижнє Придніпров'я. Дуніт (темно-зел., жовто-зел.) <u>Використання:</u> цінний вогнетрив. <u>Родовища в Україні:</u> Побужжя, Київська обл.	

Практичне значення вивчення вулканізму

Знання особливостей вулканічних процесів має велике практичне значення, оскільки людина може використовувати різноманітні продукти вулканізму і потужну енергію, яку заключає в собі це природне явище.

Так, **вулканічний попіл** містить дуже багато мікроелементів, які значно підвищують родючість ґрунтів і тому люди, не дивлячись на небезпеку, поселяються поблизу вулканів і активно займаються сільськогосподарським виробництвом.

Вулканічну діяльність можна розглядати також, як «єдиний вічний генератор енергії» на планеті і як дрежело **великих, практично невичерпних, запасів тепла**, адже виверження супроводжується виділенням колосальної кількості енергії. На жаль, людство ще не має технічних можливостей для її максимального використання, але ряд країн може похвалитися певними успіхами. Наприклад, у США (Каліфорнія), Росії (Камчатка), Ісландії, Японії, Італії, Новій Зеландії, Мексиці діють геотермальні електростанції. В Ісландії і США використовують тепло гейзерів для опалення житла, оранжерей, інших побутових потреб.

Слід відзначити також, що завдяки вулканічній діяльності відбувається формування різноманітних **корисних копалин**. Наприклад, Етна за один день викидає 9 кг платини, 240 кг золота, 420 тис тонн сірки. Дуже багато корисних компонентів виносять гідротермальні джерела. В них зустрічається мідь, цинк, свинець, нікель, кобальт, срібло, марганець, залізо, золото, молібден, стронцій та ін. Родовища алмазів своїм виникненням також завдячують процесам вулканічного характеру.

Вулканічні гірські породи є чудовим **будівельним матеріалом**. Це, в першу чергу, стосується вулканічних туфів, які легко обробляються і володіють прекрасними декоративними властивостями, а також вулканічного скла переважно кислого складу (обсидіан, перліт ін.). Цінність, наприклад, перліту полягає в тому, що він є не лише чудовим будівельним матеріалом (володіє високими теплоізоляційними властивостями), а й використовується для виготовлення фільтрів у нафтовій, хімічній і харчовій промисловості.

Вулкани також є важливими об'єктами для організації **рекреаційної діяльності** (спортивно-оздоровчий, екстремальний туризм).

6. МЕТАМОРФІЗМ ГІРСЬКИХ ПОРІД, ЙОГО ЧИННИКИ Й НАСЛІДКИ

6.1. Визначення метаморфізму та його основні ознаки

Явище метаморфізму – це один з найважливіших геологічних процесів. Саме слово **метаморфізм** (гр. «перетворення») – означає процес зміни гірських порід під впливом глибинних (ендогенних) факторів (чинників):

- 1) високої температури;
- 2) високого тиску;
- 3) впливу флюїдів (лат. «fluidus» – текучий) – водяної пари; H_2CO_3 ; гарячих розчинів, що містять іони Na, K, Ca, F, B, S.

Метаморфізму можуть зазнавати *магматичні, осадові й раніше*

метаморфізовані гірські породи. породи, які утворюються в результаті метаморфізму називаються **МЕТАМОРФІЧНИМИ**.

Метаморфізм може проходити 2-ма шляхами:

1. – перекристалізація існуючих порід без привнесення речовини і зміни їх хімічного складу – **ізохімічний** метаморфізм;
2. – перекристалізація порід та зміна їх складу під дією хімічно активних флюїдів – **метасоматичний** метаморфізм (*метасоматоз* – гр. «проміжне становище й тіло»).

Для осадових порід метаморфізм проходить у 2 етапи:

- *метагенез* (початковий) – перша зміна;
- *епігенез* – повна зміна під дією вторинних процесів.

Домінуюча роль в процесах метаморфізму належить **температурі**. Зростання температури з глибиною може бути пов'язане з заляганням гірських порід на великих глибинах (температурний (геотермічний) градієнт становить **3°C** на **100 м**). Температура зростає внаслідок проникнення в основному магматичних розплавів та водних розчинів.

Орієнтовно температурна межа початку метаморфізації гірських порід становить, на думку Г. Вінклера, 150-200°C; а на думку Н.Б. Вассоевича – 300-350°C. Вони вважають, що саме за таких температурних показників з'являються деякі характерні мінерали: каолінит↔диккіт (різновиди глини); антрацит↔графіт.

Температура прискорює хімічні реакції, сприяє обезводненню мінералів, перекристалізації гірських порід та впливає на їх склад.

Другим важливим чинником метаморфізму є **тиск**. Він буває:

- **всесічний** (літостатичний) – зумовлений масою гірських порід, що залягають згори;
- **стресовий** (односпрямований) – його зумовлюють тектонічні рухи й деформації гірських порід.

Всесічний тиск збільшується з глибиною та щільністю гірських порід, а стресовий – краще за все проявляється у верхній частині земної кори складчастих зон. Його наслідком є механічна деформація гірських порід (подрібнення, розшарування та ін.). Деформації сприяють проникненню **флюїдів** у напрямку поверхні і цим посилюють процеси метаморфізму.

Загалом, можна зробити висновок, що при метаморфізмі породи змінюють *текстурні* і *структурні* особливості та *мінералогічний склад*. Ці зміни проявляються у перекристалізації порід, при якій зникає пористість, а дрібнозерниста структура змінюється на крупнозернисту (кварцовий пісковик → кварцит; вапняк і доломіт → мармур). З'являється *сланцюватість* (здатність порід розщеплюватись на тонкі пластинки, в основному, через наявність слюди) і *лінійність* (наявність у площині сланцюватості голчастих кристалів).

6.2. Типи метаморфізму

В геологічній літературі прийнято виділяти 2 основні типи метаморфізму – **регіональний** і **локальний**.

Регіональний метаморфізм поширюється на великі площі (тисячі й більше км²). Чим більше давніх порід охоплюється метаморфізмом, тим на більшу площу

він поширюється. Регіональний метаморфізм поділяється на прогресивний, регресивний та ультраметаморфізм.

Прогресивний метаморфізм – його причиною є стресовий (спрямований) тиск та дія змінених флюїдів (розчинів). За цих умов підвищення тиску й температури пов'язується з глибиною занурення гірських порід, а надходження флюїдів – від зневоднення водовмісних мінералів (гіпсу, лімоніту, цеоліту та ін.). Температура при цьому виді метаморфізму коливається від 350 до 1100°C. Прогресивний метаморфізм зумовлює формування таких порід, як сланці, кварцити, мармури, амфіболіти, гнейси та ін.

Регресивний (ретроградний, діафорез гр. «проникнення, смерть») метаморфізм – перетворення проходять при значно нижчих показниках температури й тиску ніж у попередньому випадку. Внаслідок цього, високотемпературні мінерали переходять у низькотемпературні (піроксен → рогова обманка, актиноліт → хлорит та ін.).

Ультраметаморфізм (гр. «вищий ступінь, плавлення») (анатексіс) – крайня стадія регіонального метаморфізму. На цій стадії проходить часткове або повне плавлення вихідних гірських порід. Відбувається це в глибоких зонах рухомих областей під дією високої температури, тиску і глибинних флюїдів. Розплави, що утворюються за таких умов, проникають у вміщуючі метаморфічні породи і формують *мігматити* (гр. «суміш»)(своєрідні змішані породи). Мігматити дуже поширені в межах УКЩ (великі гранітні масиви, що утворилися за рахунок осадових і магматичних гірських порід). Необхідно відзначити, що *завдяки регіональному метаморфізму* виникають родовища залізних руд, поліметалів та рідкісних металів.

Локальний метаморфізм на відміну від регіонального проявляється на обмежених площах. Він може бути пов'язаний з вторгненням магматичних розплавів або з тектонічними розломами. Існують наступні **типи локального метаморфізму**: контактовий (контактово-термальний), автометаморфізм, метасоматоз і динамометаморфізм.

Контактовий (контактово-термальний) метаморфізм проявляється на контакті магматичних порід з вміщуючими породами. (Рис. 31) В цьому випадку процес матаморфізації гірських порід проходить переважно під дією тепла, яке виділяється з магми без привнесення і винесення хімічних речовин.

Найкраще цей тип метаморфізму проявляється на контактах магми основного й ультраосновного складу, оскільки в них мало летких компонентів. Потужність зони метаморфізації в таких умовах залежить від розміру й температури інтрузивного магматичного тіла і може досягати 3-5 км.

Автометаморфізм (його доцільно вважати різновидом контактового) характеризується тим, що метаморфічні зміни проходять лише в бокових і прикупольних зонах внутрішніх контактів інтрузивних масивів. Такий вид метаморфізму характерний для завершальних стадій формування магматичних тіл, коли в зонах їх зовнішніх контактів є багато рідких і летких компонентів (флюїдів). Останні вступають у взаємодію з раніше виділеними мінералами й самі перетворюються на інші мінерали. Слід зауважити, що зі зміною первинних мінералів відбувається також і формування значної кількості нових

мінералів: Be, Li, Ta, Nb, Tr, U, Th та ін.

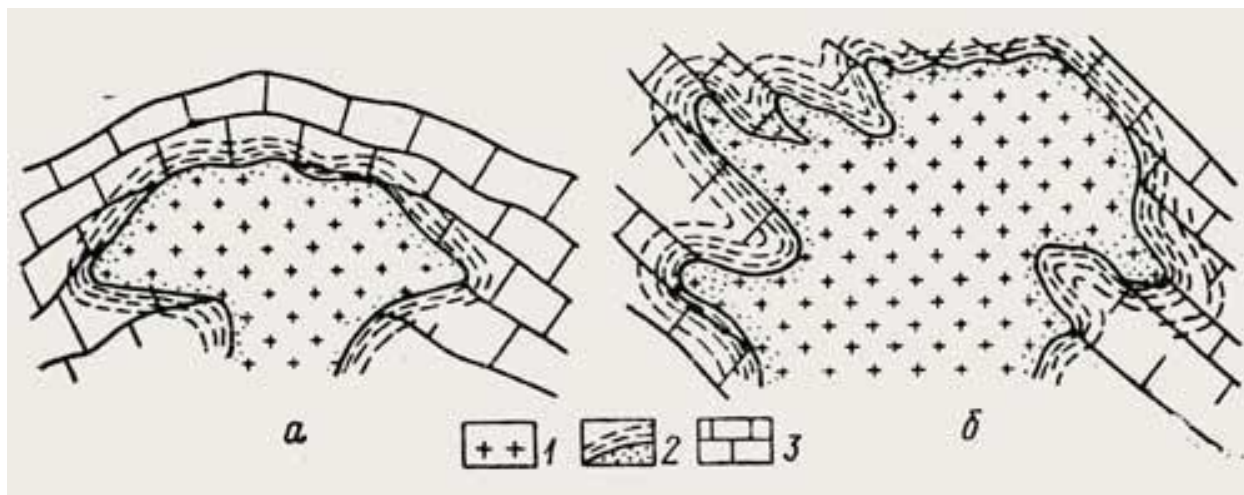


Рис. 31. Узгоджене (а) та неузгоджене (б) залягання інтрузій у вміщуючі породах:
1 – граніт; 2 – контактово змінені породи; 3 – не змінені вміщуючі породи.

Метасоматоз – процес зміни бокових гірських порід внаслідок привнесення й винесення різноманітних компонентів. Під час метасоматозу майже одночасно проходить розчинення й заміщення мінералів під дією гарячих водних розчинів, що надходять з магматичних джерел. Інтенсивність перетворень гірських порід залежить від складу, концентрації, температури, тиску, а також від складу й структури порід, що метаморфізуються.

Завдяки метасоматозу формуються такі породи, як *скарни* та *грейзени*. Скарни складені переважно піроксеном, гранатами та іншими залізокарбонатними мінералами. До них приурочені родовища Fe, Wf, Mb, Cu, Pb, Zn, рідкісних і розсіяних елементів. Грейзени складені головним чином кварцом і слюдою. Вони утворюються завдяки впливу гарячих газів та водяної пари на граніти та близькі до них породи. з грейзенами пов'язані родовища флюориту, топазу, каситериту, шеєліту, олова, Wf, Cu, Mb.

Динамометаморфізм (дислокаційний метаморфізм) проявляється вздовж розривних тектонічних порушень (зсувів, насувів), які утворюються внаслідок стискання ділянок земної кори. За площею зони прояву динамометаморфізму невеликі.

Під впливом стискання в одному випадку відбувається крихке руйнування порід, а в іншому (на глибині) – пластичне протікання вздовж площини розлому. У першому випадку утворюються *мілоніти* (гр. «борошно») (складені дрібними, подібними до борошна уламками переважно кварцу і польового шпату), а в другому – *тектонічні брекчії* (італ. «breccia» – уламкова) (складені гострокутними уламками зцементованими дрібною масою) і *катаклазити* (гр. «переломлення, розсіювання») (складені з сильно роздроблених і деформованих зерен мінералів; наприклад, катаклазований граніт).

Необхідно також відзначити, що прояв динамометаморфізму по таких осадових породах як глини, пісковики, а також по вулканічних туфах зумовлює формування гірських порід, які називаються *бластомілоніти* (гр. «паросток,

зародок»).

Ударний метаморфізм є особливим різновидом динамометаморфізму. Це досить рідкісний тип метаморфізму, який є наслідком дії ударної хвилі при падінні на Землю метеоритів. На поверхні Землі на даний час виявлено понад 200 метеоритних кратерів – *астроблем* (гр. «зоряний») (Рис. 32).

У точці падіння метеоритів має місце випаровування, плавлення, перемішування, переміщення та інтенсивне подрібнення гірських порід. Внаслідок цього виникають нові, подрібнені з різною інтенсивністю, породи, які називаються *імпакти*ти (англ. «ударна дія»).

Необхідно підкреслити, що внаслідок дії різних типів метаморфізму формуються наступні корисні копалини: залізні руди (Кривий Ріг, КМА, п-ів Лабрадор), руди кольорових металів (вольфраму, міді, олова та ін.), ювелірні камені (лазурит, нефрит, чароїт), кварцити, мармур, гнейси.



Рис. 32. Метеоритний кратер в Арізоні

6.3. Особливості структури й текстури метаморфічних гірських порід

Структура метаморфічних гірських порід має певні специфічні відмінності від магматичних, оскільки ці породи утворюються внаслідок перекристалізації порід у твердому стані, а не внаслідок застигання розплавів, як магматичні. Основними структурами метаморфічних порід є кристалобластові, катакластичні і реліктові:

Кристалобластові (гр. «кристал, зародок») – повнокристалічні структури гірських порід, які утворюються внаслідок їх перекристалізації у твердому стані, коли одночасно ростуть кристали всіх мінералів.

За формою та розміром зерен серед кристалобластових структур виділяють:

1 – **гранобластові** – утворені майже з однакових зерен;

2 – **порфіробластові** – на фоні основної маси виділяються окремі великі зерна;

3 – **лускуваті** – наявність кристалобластів лускуватої або пластинчастої форми;

4 – **нематобластові** – кристали мають голчасту або ниткоподібну форму.

Катакластичні (гр. «руйнівні») – виникають під час динамометаморфізму і характеризуються розробленістю частини породотвірних мінералів (тектонічні брекчії, катаклазити, мілоніти).

Реліктові (лат. «relictum» – залишок) – на фоні сильно зміненої й подрібненої основної маси зерен мінералів збереглися окремі первинні зерна – релікти.

Текстури метаморфічних гірських порід поділяють на 2 групи: **успадковані** (реліктові) і **сингенетичні** (власне метаморфічні).

1. **Успадковані текстури** характеризуються тим, що вони зберегли первинний вигляд тієї текстури, яка була властива ще неметаморфізованій (первинній) породі. Така текстура найбільш характерна для контактних зон інтрузивних масивів.

2. **Сингенетичні текстури** пов'язані з формуванням власне метаморфічних порід. Серед них виділяють масивні, сланцюваті, смугасті, плямисті, очкові та ін.:

- *масивна* – для неї характерний майже однаковий розмір зерен (мармур),
- *сланцювата* – зумовлена взаємно паралельним розташуванням пластинчастих і лускуватих мінералів (слюди, амфіболи),
- *смугаста* – окремі зерна групуються в паралельних зонах (гнейси),
- *плямиста* – окремі зерна, групуючись, утворюють своєрідні плями в породі (мігматити),
- *очкова* – зумовлена наявністю великих уламків округлої або еліпсоподібної форми у основній масі гірської породи.

6.4. Класифікація метаморфічних гірських порід

Метаморфічні породи єдиної загальної класифікації не мають (Табл. 10) Їх прийнято класифікувати за такими показниками як: хімічний і мінералогічний склад, структура і текстура, а також тип метаморфізму.

За типами метаморфізму породи бувають:

1. **Регіонального метаморфізму** представлені трьома групами:

- породи прогресивного метаморфізму (гнейси, амфіболіти, еклогіти);
- породи регресивного метаморфізму (слюдяні сланці, кварцити, мармури);
- породи ультраметаморфізму (мігматити, гранітогнейси).

2. **Локального метаморфізму** представлені чотирма групами:

- породи контактово-термального метаморфізму (глинисті й слюдисті сланці, роговики, мармури),
- породи аутометаморфізму (грейзени, вторинні кварцити, серпентиніти)
- породи метасоматозу (скарни),

- породи динамометаморфізму (катаклази, мілоніти, тектонічні брекчії).

Таблиця 10

Класифікація метаморфічних гірських порід

Назва	З яких порід утворились	Склад	Структура	Текстура	Використання і корисні копалини пов'язані з породою
Гнейси (65% всіх метаморфічних порід)	Граніти, пісковики, конгломерати та ін.	Кварц, польовий шпат, слюди, піроксен. Рогова обманка	Гранобластова	Смугаста	Будівельний матеріал. Графіт, слюди
Амфіболіти (чорні, зелені бурі)	Діорити, габро, рідше мергелі й карбонатні глини	Амфіболи, плагіоклази, піроксени, гранати	Гранобластова	Масивна	Будівельний матеріал
Еклогіти (темно-зелені до чорного)	Основні магматичні породи	Залізистий гранат, близький до піропу й піроксенів	Крупно Кристалічна	Масивна	Будівельний матеріал. Супутній мінерал при пошуках рутилу й алмазу
Слюдяні сланці (сірі, темно-зелені, чорні)	Глинисті породи	Біотит, мусковіт, кварц, меншою мірою гранат і дистен	Бластова, порфіробластова	Сланцювата	Будівельний матеріал
Кварцити (сірі, рожеві, жовтуваті)	Кварцові піски і пісковики	Переважно кварц	Гранобластова	Смугаста і масивна	Будівельний матеріал, залізна руда (Кривий Ріг)
Мармури (білі, червоні, сірі, жовті, чорні, смугасті)	Вапняки, мергелі	Кальцит	Від дрібнозернистих до крупнозернистих	Масивна, іноді смугаста	Декоративний і облицювальний матеріал
Мігматити (сірі, різні відтінки)	Внаслідок проникнення розплавленого матеріалу у первинні породи, за умови співвідношення між ними 50/50	Кварц. Польові шпати, слюди	Кристалобластова	Смугаста	Будівельний і облицювальний матеріал

Граніто гнейси (сірі, різні відтінки)	Глибинна переробка первинних порід у результаті ультра мета морфізму	Кварц, Польові шпати, слюди, іноді – піроксени і амфіболи, циркон. рутил	Кристало бластова	Від масив- ної до сму- гастої	Будівельний і облицюваль- ний матеріал
Глинисті сланці	Глини	Андалузит, слюди, дрібні зерна епідоту, хлориту і кварциту	Дрібнозерн иста	Слан- цювата	Будівельний матеріал
Слюдисті сланці	Глинисті сланці	Мусковіт, біотит, кварц, рогова обманка	Кристало бластова	Слан- цювата	Будівельний матеріал
Роговики	Мергелі, інколи вулканічні породи	Кварц, біотит, польові шпати, піроксени, андалузит, силіманіт, гранат	Тонкозер ниста	Сму- гаста	Будівельний і облицюваль- ний матеріал

Грейзени	Магматичні гранітоїдні породи	Кварц, мусковіт, літєві слюди, турмалін, топаз, флюорит, берил	Середньо- і крупнозер ниста	Грано- блас- това, масив на	Родовища літію, берилію, танталу, ніобію, урану, торію
Серпен- тиніти	Олівінові породи (під дією гідротермаль них розчинів)	Серпентин з реліктами олівіну, хроміт, тальк, кварц та ін.	Щільна, тонкозерни ста, волокниста	Релік- това неод- норід- но- зернис- та	Родовища азбесту, хроміту, тальку, міді, нікелю, кобальту, платини та ін.
Скарни	На контакті гранітів з вапняками, доломітами і мармурами	Піроксени, рогова обманка, гранат, калійовий польовий шпат, магнетит, гематит, сульфіди заліза. Міді, свинцю, цинку, молібдену. золота	Від дрібно- зернистої до гіганто- кристаліч- ної	Ма- сивна, пля- миста	Родовища магнетиту, шеєліту, каситериту, молібдену, халькопіриту, галеніту та ін.
Катакла- зити	Подрібнені породи в зонах розломів: граніти, діорити, габро	Уламки материнсь кої породи, хлорит, серицит та ін.	Катакласти чна	Релік- това, слан- цювата	
Мілоніти	На контакті окремих блоків масивних порід	Уламки материнсь кої породи, хлорит, серицит, епідот, кварц та ін.	Катаклас- тична	Сланц ювата, інколи релік- това	

Тектонічні брекчії	В зонах тектонічних переміщень	Є великі уламки первинних порід на фоні такого ж перетертого матеріалу			Будівельний матеріал, рудні родовища

7. ПРОЦЕСИ ЗОВНІШНЬОЇ ДИНАМІКИ (ЕКЗОГЕННІ ПРОЦЕСИ)

7.1. Гіпергенез (вивітрювання гірських порід)

Гіпергенез (вивітрювання) – сукупність складних процесів фізичного руйнування, хімічного та біологічного перетворення і розкладу мінералів та гірських порід у верхній частині земної кори і на її поверхні під впливом атмосфери, гідросфери і біосфери.

Термін **гіпергенез** (гр. – згори) був запропонований для використання академіком О.Є. Ферсманом, оскільки термін «вивітрювання» не точно відображає сутність процесів, що відбуваються у верхній частині земної кори. На користь використання терміну «гіпергенез» служить також і той факт, що, як показує досвід, студенти часто плутають вивітрювання з геологічною діяльністю вітру

Гіпергенез буває кількох видів: **фізичний**, **хімічний** та **органічний** (органогенний).

Фізичний гіпергенез проходить під впливом: **1)** коливань температури (добових, сезонних) – *температурний гіпергенез*, **2)** дії замерзаючої води – *морозний гіпергенез*, **3)** утворення кристалів, **4)** дії кореневої системи рослин.

Температурний гіпергенез зумовлюють нерівномірні нагрівання та охолодження гірських порід. Особливо чітко це проявляється в *полімінеральних* породах, оскільки кожен наявний мінерал при нагріванні або охолодженні веде себе по-різному.

Слід також відзначити, що важливу роль у температурному гіпергенезі відіграє *забарвлення* гірських порід – темні нагріваються сильніше і, відповідно, швидше руйнуються.

Найбільш інтенсивно температурний гіпергенез відбувається в пустельних або гірських умовах, де перепади температур можуть коливатися від мінусових до + 80°C. З температурним гіпергенезом пов'язане також явище *десквамації* (лат – *desquamatio*) – злущування поверхневого шару гірських порід внаслідок різких змін температури (утворюються пластинки різного розміру, які опадають до підніжжя під дією *гравітації*).

Морозний гіпергенез – руйнування гірських порід здійснюється під дією води, яка замерзає у порах і тріщинах (Рис. 33).

використання терміну «гіпергенез» служить також і той факт, що, як показує досвід, студенти часто плутають вивітрювання з геологічною діяльністю вітру

Хімічний гіпергенез:

Продукти руйнування, що утворюються внаслідок фізичного гіпергенезу

зазнають хімічного перетворення. Основними його чинниками є: 1) вода з розчиненими солями, 2) кислоти, 3) гази, 4) органічні сполуки.

Процеси хімічного гіпергенезу зводяться до 4-х основних реакцій:

1. *окислення* – пов’язане з дією розчиненого у воді кисню на гірські породи (найчастіше ті породи, що містять сполуки Fe, Mn, Co, сульфідів, карбонати та ін.);
2. *розчинення* – зазнають багато гірських порід, але найбільш інтенсивно хлориди, карбонати й сульфати;
3. *гідратація* – процес приєднання мінералами води з подальшим утворенням нових мінералів (гематит ↔ лімоніт);
4. *гідроліз* – процес обмінного розкладання мінералів під дію води з розчиненими в ній газами. При цьому може зруйнуватись навіть решітка: каолініт
 $+ \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{боксит} + \text{опал}$

Біологічний гіпергенез:

У біологічному гіпергенезі беруть участь бактерії, гриби, водорості, мохи, лишайники, вищі рослини й фауна (черви, каменоточці, мурашки, терміти, кози, корови та ін.).

Через те, що живі організми діють на гірські поприди шляхом їх *фізичного* або *хімічного* руйнування, то існують думки про те, що виділяти окремо такий вид гіпергенезу як біологічний можливо й не варто.

Відклади, що утворюються завдяки гіпергенезу (продукти гіпергенезу):

Елювій (лат. – *вимиваю*) – продукти руйнування гірських порід, які залишилися на місці їх утворення.

Колювій (лат. – *нагромадження, скупчення*) – продукти вивітрювання зміщені вниз по схилу під впливом *гравітації* і відкладені біля підніжжя (уламковий матеріал обвалів та осипів).

В гірських умовах цей уламковий матеріал формує кам'яні ріки – «*куруми*» (Рис. 35)

Делювій (лат. – *змиваю*) – продукти вивітрювання гірських порід (глина, пісок, щебінь та ін.) знесені по схилу до підніжжя завдяки дії площинного змиву, що формується атмосферними опадами.

Кора вивітрювання – фактично це елювій та продукти його перетворення. Максимального значення (понад 100 м) кора вивітрювання досягає у вологих тропіках та субтропіках. Вона буває:

- латеритна (лат. – *цегляна*) – червона кора вивітрювання (головним чином вологі екваторіальні та субекваторіальні широти);
- каолінова – максимального значення досягає в помірних широтах (у тайгово- підзолистій зоні її потужність значно менша);
- гідрослюдисто-монтморилонітово-бейделітова – має місце переважно у степах та саванах;
- уламкова – зустрічається головним чином у пустелях та напівпустелях.

Ґрунти – сформувались при взаємодії гірської породи, кліматичних умов, рослинності й тваринного світу. Фактично, це елювій, збагачений продуктами життєдіяльності рослин та організмів і частково перероблений ними.



Рис. 33. Результат дії морозного гіпергенезу в горах



Рис. 34. Руйнування брили гірської породи кореневою системою дерев



Рис. 35. Куруми

7.2. Геологічна робота вітру (еолові процеси)

Геологічна діяльність вітру пов'язана з динамічним впливом повітряних потоків на гірські породи. Робота, що виконує вітер називається *еоловою* (гр. – *вітер*). Вона поділяється на **3 види**: 1) руйнування, 2) перенесення, і 3) акумуляція.

1) Руйнування здійснюється завдяки явищам дефляції і коразії.

Дефляція (лат. – *здуваю, видуваю*) – процес видування, розвіювання й винесення пухких гірських порід на поверхні Землі під дією вітру. Видування залежить від швидкості вітру.

Коразія (лат. – *зскрібаю, переношу*) – процес руйнування гірських порід уламковим матеріалом, що переносить вітер. Завдяки коразії утворюються штрихи, борозни, подряпини, скелі-гриби, кам'яні обеліски та інші чудернацькі форми рельєфу (Рис. 36).

2) Перенесення, як і видування, залежить від сили вітру: 4-7 м/с → переноситься пил; 9-15 м/с → пісок; 18-19 м/с → гравій; 40-60 м/с (вихороподібні потоки) → смерчі; 22-58 м/с (пилові бурі та урагани) → можуть переноситись дрібні камінці й галька.



Рис. 36. Коразійні форми рельєфу

За характером матеріалу, що захоплюється вітром бурі бувають:

- **чорні** (пилові) – видувається й переноситься чорнозем. Найчастіше таке трапляється у степах і лісостепах (США, Україна, Поволжя, Аргентина);

- **жовті та червоні** (Самум, Хамсин, Сіроко, Афганець) – характерні для пустель та напівпустель;

- **білі** (сольові) – виникають на солончаках, на узбережжі солоних озер і лагун. Під час таких бур переноситься головним чином гіпс та галіт.

Крім того, завдяки перенесенню піску виникає явище **еолової трансгресії** – наступ пісків (Сахара, Середня Азія).

3) Акумуляція. Внаслідок акумуляції формуються еолові (переважно піщані) відклади. Найчастіше вони зустрічаються у передгір'ях та на берегах морів. Глинисті й пилуваті частинки, внаслідок того що можуть переноситись значно далі від піщаних, зустрічаються далеко від областей розвіювання.

Завдяки акумуляції формуються: *бархани* (дюни) (Рис. 37); *китові спини* (прямолінійні й звивисті вузькі піщані вали (в Сахарі мають довжину сотні метрів)); *лесові рівнини*; *адири* (лесові пустелі, що розташовуються на окраїнах піщаних пустель – Тянь-Шань, Алтай, Копет-Даг).



Рис. 37. Бархани

7.3. Геологічна робота поверхневих текучих вод

Поверхневі води виконують величезну геологічну роботу. Вони руйнують геологічні породи, переносять і відкладають пухкі продукти руйнування та змінюють рельєф. Всі процеси, які здійснюються поверхневими водами, а також відклади, що при цьому утворюються називаються **флювіальними** (лат. – *течія, річка*).

Процес руйнування гірських порід текучими водами називається **ерозією** (лат. – *роз'їдання*).

Руйнування гірських порід і перенесення продуктів руйнування до ділянок нагромадження водою називається **денудацією** (лат. – *оголюю, розкриваю*).

На поверхні Землі, за характером і наслідками діяльності, виділяються 3 види поверхневого стоку:

- 1) площинний безруслувий схиловий;
- 2) тимчасові руслові потоки;
- 3) постійні водотоки (річки).

Площинний безруслувий схиловий стік: Включає *площинний змив* та *площинну ерозію*. Цей вид стоку дуже сильно впливає на якість ґрунтового покриву, оскільки змиває його верхній шар.

Продукти вивітрювання перенесені внаслідок площинного змиву називаються **делювій** (лат. – *змиваю*). Максимальна потужність делювію може досягати 15-20 м.

Тимчасові руслові потоки: Виникають при концентрації площинного змиву на окремих ділянках поверхні, що зумовило виникнення *ерозії*. До тимчасових руслових потоків належать: **ерозійні борозни, вимоїни, яри та балки**.

Кожна з цих ерозійних форм здатна нагромаджувати біля підніжжя схилів відклади у вигляді конусів виносу (Рис. 38).

В геології та геоморфології відклади тимчасових водотоків називають терміном **пролювій** (лат. – *розмив*). На рівнині конуси виносу можуть зливатися один з одним і формувати широкі хвилясті шлейфи.

У горах (Кавказ, Атлас, Середня Азія) на тимчасових водотоках можуть утворюватись **селі** (араб. – *бурхливий потік*) – короткочасні бурхливі грязекам'яні потоки з вмістом твердих уламків до 80%. Відклади селевих потоків також відносяться до пролювію.



Рис. 38. Конус виносу

Постійні водотоки:

Постійно діючими водотоками є *річки*. Їх геологічна робота полягає в руйнуванні (**ерозії**), транспортуванні та акумуляції продуктів руйнування .

Ерозія буває **3-х** типів:

- 1) *донна* (заглиблення водотоку),
- 2) *бокова* (підмивання одного з берегів),
- 3) *задкуюча (регресивна)* (переміщення витоку річки в бік вододілу).

Транспортування продуктів руйнування здійснюється **5-ма** шляхами:

- у розчиненому стані;
- у завислому стані;
- шляхом волочіння;
- шляхом сальтації;
- на поверхні льодового покриву та в його товщі.

На гірських річках переважає твердий стік. Він складається з уламків й дрібних завислих частинок гірських порід.

На рівнинних річках переважає розчинений матеріал і дрібні завислі частинки.

В результаті акумулятивної діяльності річок формується *алювій* (лат.- нанос). Це відклади складені головним чином галькою, гравієм, піском та глиною. Найчастіше, алювій накопичується на вигинах русла та в гирлах річок. Така

особливість накопичення пов'язана з тим, що саме в цих частинах річкової долини найнижча швидкість течії.

Особливо багато алювіальних відкладів накопичується в дельтах (Рис. 39), які являють собою сукупність численних, переважно мілководних, рукавів і острівців (дельта Лени – 28.5 тис. км²; дельта Волги – 19 тис. км²; спільна дельта Хуанхе та Янцзи – близько 500 тис. км²).

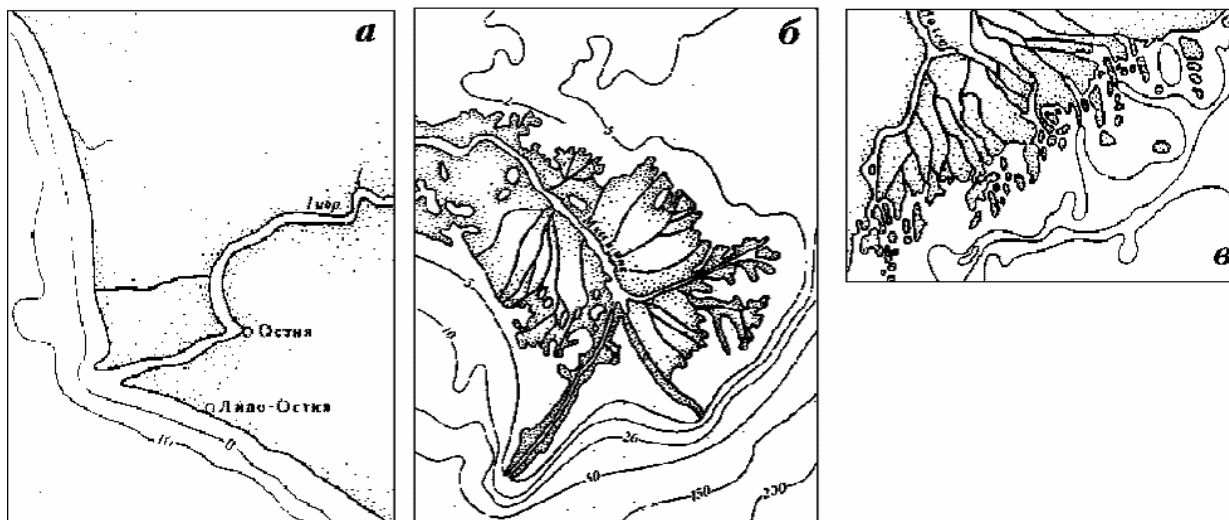


Рис. 39. Різні типи дельт: а – дзьобоподібна (Тібр), б – лопастна (Міссісіпі), в – дрібнолопастна, баготорукавна (Волга) (за О.К. Леонтьєвим та Г.І. Ричаговим)

З ерозійною та акумулятивною діяльністю річок пов'язане утворення **розсипних родовищ корисних копалин (алювіальних розсипів)**, адже річки, розмиваючи гірські породи, одночасно розмивають і наявні в цих породах цінні мінерали, рудні жили та поклади.

На жаль, значна частина цінних компонентів зникає при транспортуванні їх річкою (перетирається, розчиняється, розсіюється), але деяка їх частина затримується в долині і за сприятливих умов може утворювати високі **концентрації**, які економічно вигідно розробляти.

Найчастіше зустрічаються розсипні родовища таких стійких і важких мінералів, як золото (25% світового видобутку), платина, шеєліт, вольфраміт, олов'яний камінь, алмази та деякі інші. Серед алювіальних відкладів також зустрічається поклади титанових руд, вугілля, нафти (дельта Оріноко), будівельних матеріалів.

Легкі мінерали не можуть давати промислових концентрацій. Вони виносяться за межі басейну річки або розсіюються в масі алювію. Нестійкі ж мінерали зникають у процесі транспортування. Наприклад, молібденіт зустрічається в алювії лише безпосередньо поблизу корінних виходів і швидко зникає по мірі віддалення від них.

Загалом формування розсипних алювіальних родовищ досить складне і вимагає наявності ряду сприятливих умов. Тому присутність у наносах річки корисних мінералів ще не означає, що дані мінерали утворюють розсипне родовище. Вони лише вказують на можливість наявності такого родовища.

Будова алювіальних розсипів досить однотипна. Поклади корисної

копалини перекриваються алювієм, або зовсім позбавленим цінних мінералів, або вміщуючим їх у мізерних кількостях. Такі утворення називаються *торфами*. Вони можуть складатися з алювію будь-якого типу – від галечників до річкових мулів. Нижня частина розсипу, яка містить основну масу корисної копалини, називається *пісками*. Вони можуть складатися з різних фракцій алювію. Збагачення пісків корисними мінералами відбувається завдяки високій щільності останніх, внаслідок чого вони опускаються вниз при формуванні алювіальної товщі.

Корінні породи, на яких лежать піски, називаються *плотіком*. Плотік часто відокремлюється від пісків шаром елювію, що, як правило, складається з кутастих уламків корінних порід, зв'язаних глиною (*примазкою*). Елювій також буває збагачений корисними мінералами. Якщо розсип складна і нараховує кілька горизонтів з пісками і торфами, то верхня поверхня кожного шару торфів, які підстиляють піски, називається *псевдоплотиком*, оскільки під ним залягають ще піски, збагачені корисними мінералами. Нижні горизонти складних розсипів називаються *похованими розсипами*. Похованими називають також розсипи, перекриті товщами порід, не пов'язаними з діяльністю річок, наприклад, потоками лави або моренами.

За формою алювіальні розсипи являють собою видовжені, плоскі смуго-подібні відклади. Загалом витягнуті вздовж річкової долини. Їх довжина не перевищує кількох кілометрів і лише довжина особливо багатих розсипів досягає 10-20 км і навіть більше (напр. розсипи Вікторії в Австралії мають довжину до 100 км). Ширина розсипів найчастіше вимірюється одиницями, десятками і рідше сотнями метрів, а потужність пісків часто ледь досягає кількох десятків сантиметрів та рідко збільшується до перших метрів і більше.

Серед *алювіальних розсипів* виділяють:

- а) руслові (розташовуються безпосередньо в руслах річок);
- б) косові (пов'язані з наносами річкових кос та відмілин);
- в) долинні (займають долини річок, але не зв'язані з положенням сучасних русел), їх можна ще назвати заплавними;
- г) терасові або увальні (знаходяться в алювії річкових терас).

Перші два типи належать до категорії юних розсипів, формування яких продовжується і в наш час, а розсипи двох останніх типів уже повністю сформовані. Корисні мінерали в них уже відокремились і містяться лише в пісках. Крім сучасних, відомі також ікопні розсипи, утворені річками минулих геологічних епох.

7.4. Геологічна діяльність підземних вод

Слід зазначити, що вивчення походження, динаміки, хімічного складу та умов утворення підземних вод лежить у площині інтересів **гідрогеології**.

В гірських породах вода зустрічається у кількох видах: пароподібна, гігроскопічна, пливчаста, капілярна, гравітаційна, у твердомі стані та кристалізаційна.

1) **Пароподібна** – займає вільні від рідкої води тріщини й пори, або їх частини у гірській породі. Її дуже мало і при певних умовах вона конденсується в рідкий стан.

2) **Гігроскопічна** – адсорбується з пари поверхнею гірських порід і утримується на поверхні зерен гірської породи під дією молекулярного притягання;

3) **Плівчаста** – утворює на поверхні частинок ніби другу плівку над гігроскопічною водою і може переміщуватися від ділянок з більшою товщиною плівки до ділянок з меншою товщиною. При великій кількості вологи плівчаста вода легко переходить у гравітаційну.

4) **Капілярна** – частково або повністю заповнює тонкі капіляри і тріщини в гірських породах і утримується в них завдяки силам поверхневого натягу.

5) **Гравітаційна** – вільно переміщується по тріщинах і порах під дією сили тяжіння. Має високу розчинну здатність, рухома, доступна рослинам.

6) **Вода у твердому стані** – представлена лінзами, прошарками і окремими кристалами в зонах поширення багаторічно мерзлих гірських порід, а також може виникати при сезонному промерзанні водонасичених гірських порід.

7) **Кристалізаційна** – входить до складу кристалічних решіток мінералів (наприклад, гіпс – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, мірабіліт $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$).

Гігроскопічна, плівчаста та кристалізаційна вода є фізично зв'язаною, а капілярна та гравітаційна – вільною.

Важливими гідрогеологічними властивостями гірських порід є **вологоемність** (здатність вміщувати або утримувати воду) і **водопроникність** (здатність пропускати крізь себе воду).

За **водопроникністю** гірські породи поділяють на 3 типи:

I – водопроникні – пісок, гравій, галечник, пісковики, доломіти;

II – напівпроникні – леси, суглинки, торф, вапняки;

III – водонепроникні – глини та всі гірські породи, які не мають тріщин.

Завдяки наявності в земній корі водопроникних гірських порід формуються **водоносні горизонти** – шари гірських порід, які вміщують воду. Водоносні горизонти залягають або над водонепроникним пластом, або між такими пластами.

За **походженням** підземні води бувають:

1) **Інфільтраційні** (лат. – проціджування, просочування) – формуються завдяки просочуванню у гірські породи атмосферних опадів, а також вод річок, каналів, озер, водосховищ. Першими пояснили можливість утворення підземних вод за рахунок інфільтрації французькі вчені Б. Паліссі і Е. Маріот у XVI ст.

2) **Конденсаційні** (лат. – згущення, ущільнення) – утворюються шляхом проникнення у гірські породи повітря і наступною конденсацією з нього водяної пари. Конденсаційну теорію походження підземних вод висунув і обґрунтував у 1887 році німецький гідролог О. Фольгер.

3) **Магматогенні** (ювенільні (лат. – юні)), згідно з розробленою і висунутою в 1902 році теорією австрійського геолога Е.Зюсса, – утворилися з водяної пари і газоподібних продуктів, які виділяються з розплавленої магми в глибоких надрах землі. Просуваючись у вищій зоні земної кори, ці речовини конденсуються, внаслідок чого і утворюються осередки води.

4) **Седиментаційні** (лат. – осідаю), відповідно до теорії Г. Гефера (1902) і

М. Андрусова (1908), – залишкові води стародавніх морських басейнів, що утворилися одночасно з відкладами осадових цих морів і збереглися в незмінному вигляді до сих пір. Такі води називають реліктовими, або похованими.

5) *Метаморфічні* (дегідратаційні (лат. – зневоднення)) – утворюються внаслідок зневоднення (дегідратації) мінералів та гірських порід у процесі метаморфізму. Дегідратаційні води є вторинними. До того, як вони опинилися в кристалічній ґратці, чи просто були зв'язані частинами порід, вони приймали участь в загальному кругообізі води і за своїм походженням були седиментаційними чи інфільтраційними.

Необхідно також пам'ятати, що підземні води інфільтраційного та конденсаційного походження називаються *вадозними*, тобто водами, що надійшли з атмосфери і беруть участь у загальному кругообігу води в природі.

За *умовами залягання* та *гідрологічним режимом* підземні води поділяються на води ґрунтового шару, верховодку, ґрунтові і міжпластові води (Рис. 40).

Води ґрунтового шару залягають найближче до поверхні землі (зона аерації) і можуть бути представлені гігроскопічною, плівковою, капілярною, а також тимчасово–гравітаційною водою.

Верховодка – неглибокі й непостійно існуючі води, що утворяться на лінзах та шарах водотривких або слабо проникливих порід у зоні аерації. Виникнення верховодки зумовлено процесами інфільтрації атмосферних опадів, поверхневих вод та конденсації водяної пари. Здебільшого верховодка являє собою тимчасовий порівняно малопотужний водоносний горизонт, що зникає під час посушливих періодів і знову з'являється в періоди достатнього зволоження. Потужність верховодки найчастіше становить 0,5-1.0 м, рідше 2-3, а іноді досягає 5 м.. максимальних значень потужність верховодки досягає навесні під час танення снігу та восени, коли випадає велика кількість опадів.

На формування верховодки дуже впливає рельєф. Так, на стрімких схилах, де опади здебільшого стікають і мало просочуються, верховодка відсутня або існує дуже короткий час. На пологих ділянках рельєфу, плоских вододілах, річкових терасах та ін. виникають сприятливі умови для виникнення верховодки, води якої вистачає для сезонного господарсько-побутового водопостачання, проте в більшості випадків верховодка непридатна для постійного водопостачання.

Ґрунтові води – це перший від поверхні Землі постійний горизонт гравітаційних вод. Вони можуть міститися в породах найрізноманітнішого складу і є безнапірними. Їх живлення відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів, фільтрації з річок, озер, каналів, конденсації водяної пари. Ґрунтові води поширені в природі і перебувають здебільшого в тріщинуватих гірських породах.

Порода, що містить воду, називається *водоносним горизонтом*, вільна поверхня вод (верхня межа) – *дзеркалом* ґрунтових вод, а нижня межа, тобто водотривкий горизонт, – *ложем* ґрунтових вод. Над дзеркалом ґрунтових вод залягає капілярна зона різної потужності. Горизонт ґрунтових вод має зв'язок з атмосферними та поверхневими водами тому дзеркало їх повторює рельєф поверхні. Під час дощів і весняного сніготанення рівні ґрунтових вод помітно

підіймаються навіть при глибокому їх заляганні. Під час посух та взимку рівні ґрунтових вод знижуються.

Глибина залягання ґрунтових вод може коливатися від нуля до десятків, іноді сотень метрів.

Місця виходу ґрунтових вод на денну поверхню називають джерелами. Найчастіше вони виникають на схилах гір, у долинах річок, ярах та балках.

Міжпластові води – це води, що залягають між двома водонепроникними пластами (шарами) гірських порід і поповнюються за рахунок інфільтрації атмосферних опадів. За гідравлічним режимом вони бувають напірні та безнапірні. **Безнапірні** міжпластові води знаходяться між двома водотривкими геологічними пластами у водопроникному щарі і насичують останній тільки на частину його потужності (мають вільну поверхню, тиск над якою в пласті дорівнює атмосферному). Ці води в умовах глибоко розчленованого рельєфу утворюють, як і ґрунтові води, низхідні джерела на схилах річкових долин, ярів та балок.

Напірні міжпластові води залягають у водоносних горизонтах між водотривкими шарами порід у межах великих геологічних структур (синкліналей, монокліналей). Такі структури, що утримують один або кілька напірних водоносних горизонтів і займають великі площі, називаються **артезіанськими** басейнами (від назви французького департаменту Артуа (Артезіа), де в 1126 р. вперше в Західній Європі було споруджено криницю, що дала самовиливну воду) (Рис. 41).

До найбільших артезіанських басейнів нашої планети належать: Східно-Сахарський (3.49 млн, км²), Західно-Сибірський (3 млн км²), Гангський (1.86 млн. км²), Великий Артезіанський (1.7 млн км²), Великий Сахарський (600 тис. км²), Ангари-Ленський (520 тис. км²), Дніпровсько-Донецький (300 тис. км²), Азово-Кубанський (110 тис. км²).

Крім вище розглянутих, існує також, запропонована ще В.І. Вернадським, класифікація підземних вод за загальним вмістом розчинених речовин, або за загальною мінералізацією, яку виражаєть у (г/л), (мг/л), або у (‰).

Відповідно до цієї класифікації виділяється чотири групи підземних вод:

- прісні – мають показник загальної мінералізації до 1 ‰,
- солонуваті – від 1 до 10 ‰,
- солоні – від 10 до 50 ‰.
- розсоли та ропа – води із загальною мінералізацією від 50 до 400 і більше ‰.

У підземних водах розчинені кисень (кисень), вуглекислий газ, сірководень, метан та інші сполуки. До іонів, що найчастіше зустрічаються у підземних водах належать HCO_3^- , Cl^- та SO_4^{2-} . Найпоширенішими катіонами є Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} . Різний вміст цих елементів впливає на такі властивості води як твердість, солоність та лужність.

Так, за вмістом аніонів підземні води бувають *гідрокарбонатні*, *сульфатні*, *хлоридні*, а за вмістом катіонів – *кальцієві*, *магнієві*, *натрієві* чи змішані (кальцієво-магнієві, кальцієво-натрієві, кальцієво-магнієво-натрієві та ін.). Підземні води з підвищеним вмістом деяких хімічних елементів, сполук

та газів, які володіють специфічними фізико-хімічними властивостями (температура, радіоактивність та ін.) і справляють цілющий вплив на організм людини називаються **мінеральними**. Найчастіше вони зустрічаються в межах молодіх гірських споруд і в районах активного вулканізму.

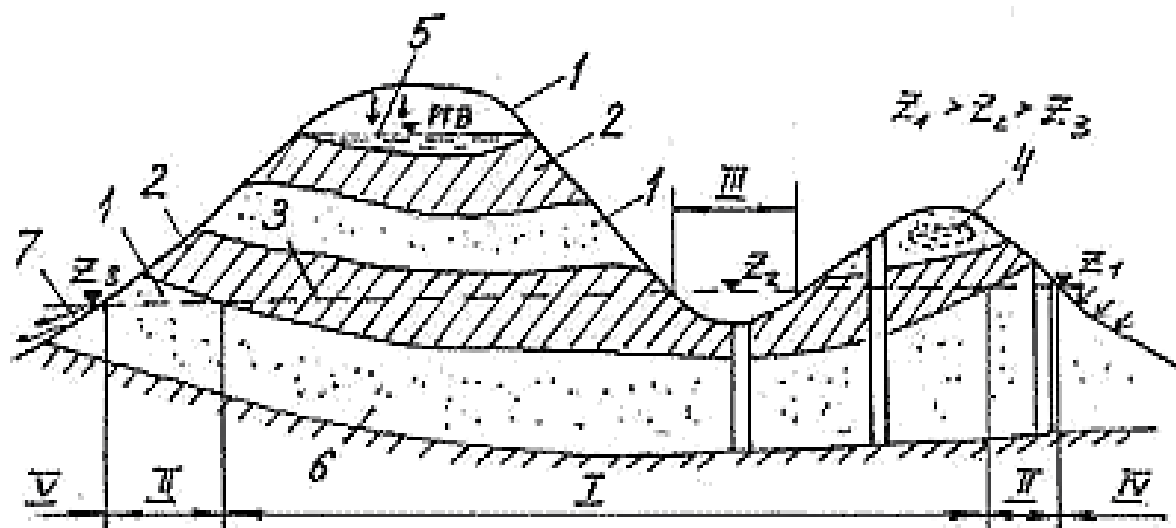


Рис.40 . Схема залягання підземних вод:

1 – водопроникні породи; 2 – водотривкі породи; 3 – лінія статичного рівня води;
4 – верховодка; 5 – ґрунтові води; 6 – міжпластові води (а-безнапірні, б – напірні);
7 – гірські джерельні води;
I – область напірних міжпластових вод; II – область безнапірних міжпластових вод;
III – область фонтануючих свердловин; IV- область живлення міжпластових вод;
V – область розвантаження міжпластових вод.

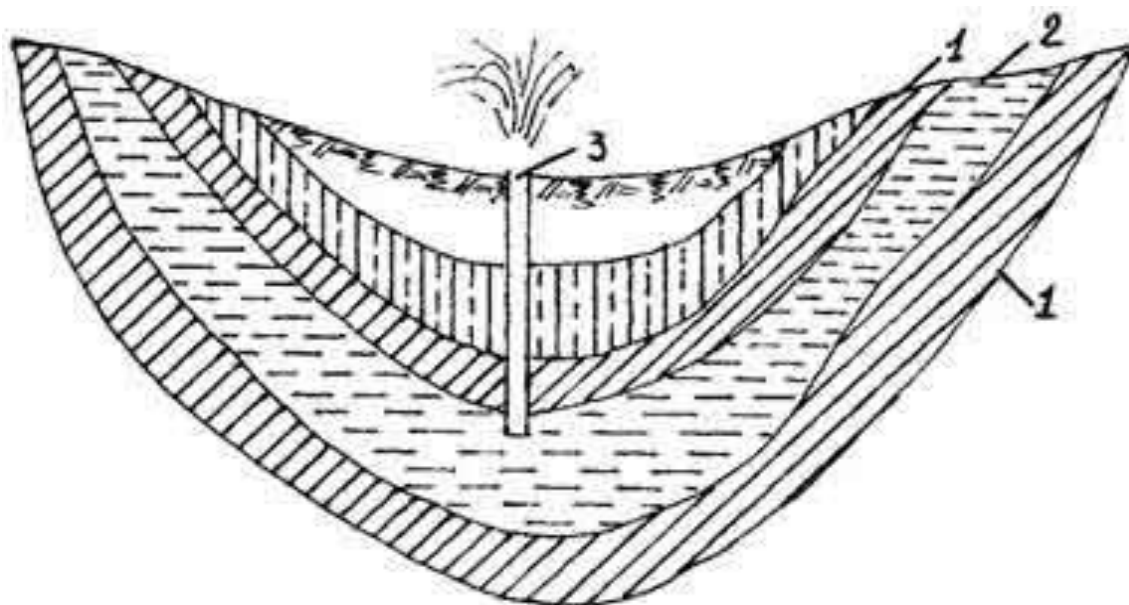


Рис.41 . Схема залягання артезіанських вод:

1 – водотривкі горизонти; 2 – артезіанські води; 3 – свердловина

За складом, властивостями і лікувальних значенням виділяється кілька бальнеологічних груп мінеральних вод. Найвідомішими серед них є вуглекислі,

сірководневі, радонові та вода із запахом нафти.

До **вуглекислих** належать «Боржомі», «Єсентуки», «Нарзан», «Арзні», «Поляна Квасова», «Свалява» та ін.

Сірководневими є мінеральні води, що вміщують не менше 0.01‰ сірководню. Вони зустрічаються в Україні (Львівська (Немирів, Шкло, Любін) і Тернопільська (Настасів, Конопківка) область, Крим); Росії (Кисловодськ, Мацеста, Дагестан, Камчатка, Куріли, Приуралля та ін.); Латвії; Узбекистані інших країнах.

Радонові мінеральні води характеризуються підвищеною концентрацією радону. Вони бувають холодні (зустрічаються у корах вивітрювання) і термальні (приурочені до тектонічних тріщин у кислих магматичних породах). Радонові мінеральні води зустрічаються в Росії (Алтай (Білокуриха)), Грузії (Цхалтубо), Україні (Хмільник, Житомир, Біла-Церква, Миронівка, Знам'янка, Приазов'я) тощо.

Вода із запахом нафти («Нафтуса») – використовується для лікування нирок, сечогінних шляхів. Печінки ін. Поширена в Карпатах (Трускавець, Східниця, Мізунь).

Підземні води, постійно переміщуючись у товщах гірських порід виконують значну **геологічну роботу**, яка полягає в **механічному руйнуванні, розчиненні й вилугуванні** порід і мінералів; **перенесенні** та **відкладенні** розчинених у ній речовин у тріщинах, порах та в місцях виходу підземних вод на поверхню.

Діяльність підземних вод є причиною появи таких процесів, як **карст** і **суфозія**. Крім того, підземні води виконують суттєву роль при формуванні **зсувів**.

Карст (назва походить від плато «*Карст*» («*Крас*») у Словенії) – комплекс явищ, пов'язаних з розмиванням і розчиненням гірських порід водою та утворенням специфічних западинних форм рельєфу на поверхні Землі і порожнин різного розміру на глибині.

Найкраще карст розвивається у вапняках, гіпсах, ангідритах, солях, доломітах та інших легкорозчинних породах. Результатом карстових процесів є утворення своєрідних форм рельєфу – понорів, лійок, печер, колодязів, шахт, каррів, каррових полів, польвів, улоговин ін. (*Рис. 42, 43*).

Карри – являють собою мережу борозен і гребенів, шипів та лунок. Глибина каррів може коливатися від кількох міліметрів до 1-2, а іноді й більше метрів. За зовнішнім виглядом карри поділяють на жолобкові, лункові й тріщинні.

Каррові поля – великі простори зайняті каррами.

Карстові лійки – найбільш поширеніші поверхневі карстові форми, які мають вигляд замкнутих западин чашоподібної, конічної або неправильної форми.

Карстові улоговини – виникають внаслідок об'єднання кількох лійок різного походження і можуть займати знані площі.

Полья – великі за площею форми поверхневого карсту, які можуть займати десятки і, навіть, сотні км².

Понори – природні отвори (в формі тріщин, каналів тощо), на поверхні закарстованого масиву, через які відбувається поглинання поверхневих вод і проникнення їх у глибинні верстви земної поверхні (у басейн підземних вод).

Карстові колодязі – вертикальні або крутонахилені порожнини. Що мають поперечний переріз каналу більше 1 метра і глибину до 20 м. Утворюються внаслідок розширення понорів.

Карстові шахти – вертикальні або крутонахилені порожнини, що мають конусоподібну, циліндричну або складну форму і глибину понад 20 м.

Безодні – глибокі природні шахти з горизонтальними або нахиленими підземними ходами. Найглибша безодня світу – Жан-Бернар (Франція) має глибину 1494 м.

Карстові печери – великі порожнини в товщах розчинних гірських порід, які можуть складатися зі значної кількості підземних ходів і мати один (*сліні*) і більше (*прохідні*) виходів. Найдовшою печерою світу є Флінт-Рідж-Мамонтова (США, шт. Кентуккі). Довжина, зафіксованих у ній спелеологами, ходів складає 563 км.

Особливості протікання карсту та форми рельєфу ним створені вивчає **спелеологія** (гр. – печера і наука).

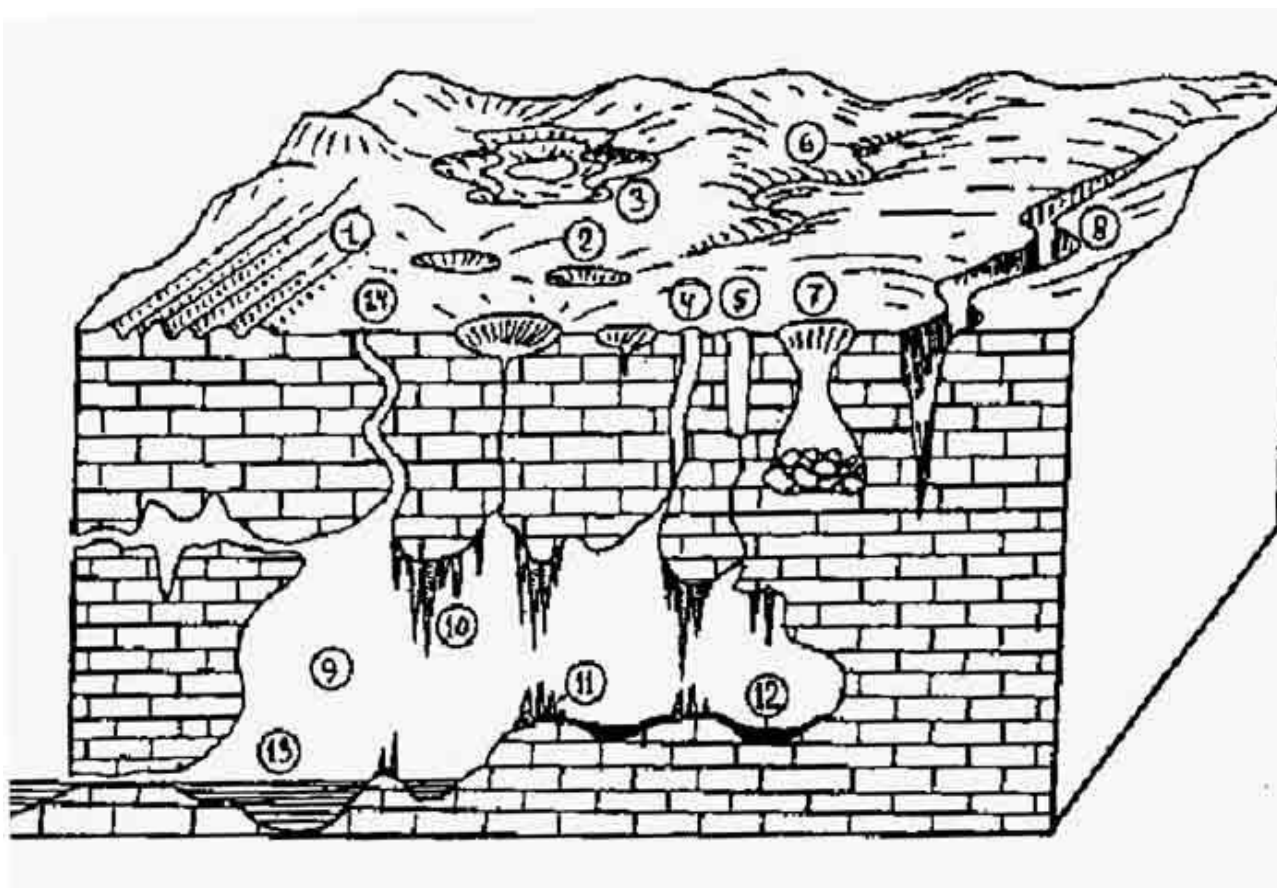


Рис. 42. Форми карстового рельєфу:

- 1 – карри, 2 – лійки, 3 – улоговини, 4 – колодязі, 5 – шахти, 6 – зникаючі ріки,
7 – провальні лійки, 8 – ущелина, 9 – печера, 10 – сталактити, 11 – сталагміти,
12 – «терра-росса», 13 – печерне озеро, 14 – понори



Рис.43. Кримські печери (масив Чатирдаг)

Суфозія (лат. – підкоп, підривання) – механічне вимивання дрібних частинок гірської породи підземними водами. Внаслідок суфозії земна поверхня просідає і виникають такі форми рельєфу, як **степові блюдця** (поди).

Степові блюдця – це пологі западини округлої або овальної форми, днища яких від центральної, найбільш пониженої частини поступово підвищуються до країв і непомітно зливаються з навколишньою поверхнею. Діаметр степових блюдець коливається від кількох метрів до кількох сотень метрів, а глибина – від кількох десятків сантиметрів до 3–4 м. Степові блюдця поширені на рівнинах степової і лісостепової зон.

Найбільш активно *суфозія* розвивається на вододілах, складених лесами і лесоподібними суглинками.

В результаті руйнівної рооти підземних вод виникають також **опливини** і **зсуви**, які розвиваються головним чином на схилах річкових долин та берегах морів і океанів, де підземні води виходять на поверхню.

Опливини – це зміщення по схилу тонкого (до 1м) поверхневого шару перезволожених гірських порід.

Зсуви – це переміщення значних мас перезволожених гірських порід вниз по схилу під дією **гравітації**. Причиною виникнення зсувів можуть бути землетруси, сильні дощі, підмивання схилу річкою або морським прибоєм, перенавантаження важкими спорудами ін.

Зсуви можуть призводити до руйнування будівель, шляхів сполучення, сільськогосподарських угід тощо (Рис. 44).

На території України найбільш зсувонебезпечними регіонами є Приазов'я, Причорномор'я, Буковина, Придніпров'я, Південне Поділля.



Рис . 44 Наслідки зсувів

7.5. Геологічна діяльність льодовиків

Льодовики – це значні маси природної наземної криги, що утворилися в результаті тривалого накопичення снігу.

Розподіл їх на Землі дуже нерівномірний. З понад 16 млн км², що вони займають 85.16% припадає на Антарктиду, 11% – на Гренландію і 3.4% – на гірські райони планети.

Загальний об'єм криги, що міститься в льодовиках становить близько 30 млн км³. Протягом останніх десятиліть існує тенденція до зменшення як площі, так і об'єму зайнятого льодовиками.

Процес утворення льодовика є складним і відбувається під впливом процесів *інсоляції* ((лат. – виставляю на сонце) – надходження сонячної радіації на земну поверхню) й *сублімації* ((лат. – підіймаю, підношу) – перехід водяної пари в атмосфері безпосередньо у тверду фазу (лід, сніг)) та постійно зростаючого тиску.

Влітку під впливом сонячних променів сніг починає танути з поверхні. При цьому, вдень окремі сніжинки оплавляються, а в нічний час, при замерзанні, набувають форми кристалічних зерен. Таким чином пухкий сніг перетворюється на більш компактну масу – *фірн* ((нім. – тогорічний, старий) – зернистий лід, що складається з пов'язаних між собою крижинок). З часом, завдяки сублімації та під впливом тиску фірн перетворюється у *білий фірновий лід*, а згодом – у прозорий *глетчерний* (нім. – льодовик) *лід*.

Таким чином, можна стверджувати, що льодовиковотвірний процес проходить 4 стадії: *сніг* → *фірн* → *білий фірновий лід* → *глетчер*. Для утворення 1м³ льоду необхідно 10-11 м³ снігу.

Необхідно також підкреслити, що утворення льодовиків можливе лише в умовах *хіоносфери* (гр. – сніг і куля) – шару атмосфери, всередині якого можливий сталий додатній баланс твердих атмосферних опадів. Нижньою межею хіоносфери є *снігова лінія* – рівень вище якого існує додатній баланс твердих опадів, а її верхня межа не встановлена.

Для того, щоб льодовик постійно існував маса криги, яка щороку утворюється завдяки *аккумуляції*, повинна перевищувати витрату льоду внаслідок *абляції* (лат. – віднімання, віднесення) – процесу зменшення маси снігу чи льоду на сніговому полі або льодовику внаслідок танення, випаровування та обламвання.

В будові льодовика виділяються дві основні зони (області): 1) живлення і 2) стоку. За розташуванням і співвідношенням цих зон виділяються *гірські*, *покровні* і *проміжні* льодовики.

Гірські:

а) *долинні* (альпійського типу) – розташовуються в гірських цирках і спускаються у вигляді язиків (Альпи, Кавказ, Гімалаї);

б) *льодовики схилів* (карові, висячі);

в) *льодовики вершин* (конічні, зіркоподібні, кратерні, кальдерні – Кіліманджаро, Ельбрус, Казбек, Камчатка, Анди).

Покровні (материкові): розташовуються в полярних і приполярних районах

планети і не мають чіткого поділу на зони живлення та стоку (Антарктида – 13.9 млн. км², Гренландія – 1.8 млн. км²). Для них характерний радіальний характер руху крижаних мас – від центру, де проходить акумуляція крижаних мас, до окраїн, де відбувається абляція. Льодовиковий щит, що виходить на шельфову частину океану, формує **шельфові** льодовики, а на окраїнах суходолу з розчленованим рельєфом формуються **вивідні** (долинні). З шельфових та вивідних льодовиків утворюються **айсберги**.

Проміжні (перехідні): характерні для плосковершинних гір Скандинавії, а також зустрічаються на островах Канадського Арктичного архіпелагу, Алясці та Шпіцбергені. Вони невеликого розміру (до 10 тис. км²).

Слід також пам'ятати, що для кожного льодовика характерний певний режим, який проявляється через наступні фази: **а)** живлення (кількість опадів у області живлення), **б)** рух; **в)** зменшення маси внаслідок абляції; **г)** **осциляція** (лат. – коливання) – коливання межі льодовика.

Льодовики не є стаціонарними природними об'єктами. Вони мають здатність рухатися. Це пов'язане з таким явищем, як **пластичність** льоду, а також із впливом сили тяжіння. В русі льодовика на схилах є певна закономірність: чим крутіший схил, тим менша маса льоду потрібна для його руху. В процесі руху центральна частина льодовика, маючи більшу товщину і, відповідно, масу, рухається швидше ніж донна і бічні, оскільки вони пригальмовують внаслідок тертя об дно та борти долини.

Під час руху льодовики виконують наступні види **геологічної роботи**:

1) **руйнують** гірські породи підлідного ложа, утворюючи різний за формою та розміром уламковий матеріал (від тонких пилюватих (*льодовикове борошно*) і піщаних часток до великих валунів);

2) **деформують** пластичні гірські породи, зминаючи їх у складки (наприклад, Канівські дислокації (лат. – зміна, місце), гора Пивиха);

3) **переносять** уламки порід на поверхні, всередині крижаної товщі та вмерзлими у її придонну частину або переміщуюють волочінням по дну;

4) **відкладають** уламковий матеріал, що має місце, як у процесі руху льодовика, так і при дегляціації (звільненні території від льодовикового покриву).

Руйнівна робота льодовиків називається **екзарацією** (від лат. "exaratio" – виорювання). Особливо інтенсивно вона проявляється при значних потужностях льоду, що спричиняють великий тиск на підлідне ложе. В результаті відбувається виломлювання і захоплення блоків гірських порід різного розміру, а також їх обточування і подрібнення.

Льодовики, насичені уламковим матеріалом, що вмерз у придонну частину криги, при русі по скельних породах залишають на їх поверхні штрихи, подряпини та борозни, які називають **льодовиковими шрами**. Вони орієнтовані за напрямком руху льодовика.

На дні льодовикових долин, а також у межах колишніх центрів покривних четвертинних заледенінь (Фенноскандія ін.), зустрічаються скельні асиметричні виступи. Пологий і згладжений схил таких виступів, розташований з того боку, звідки льодовик насувався, а крутий, шорсткуватий і зазубрений – з протилежного

боку. Такі скельні асиметричні виступи називають "*баранячі лоби*", а скупчення значної їх кількості – "*кучерявими скелями*" (Рис. 45, 46).

Формування *баранячих лобів* і *кучерявих скель* можливе за умови коли в районі екзараційної діяльності льодовика представлені неоднорідності за складом і фізико-механічними властивостями гірські породи. Крім того, у Північній Америці, Фенноскандії і прилеглих до неї районах (Європейська частина Росії, країни Балтії) зустрічаються великі зниження з пологими схилами, які часто бувають зайняті озерами. Їх виникнення також спричинене льодовиковим виорюванням.



Рис. 45. Баранячі лоби



Рис. 46. Кучеряві скелі

З діяльністю льодовиків пов'язане утворення цирків у верховій частині гір і специфічних форм льодовикових долин – **трогів** (нім. "трог" – корито) (Рис. 47). Льодовики, рухаючи по цих долинах, роблять інтенсивну екзарацію їх бортових частин і ложа. У результаті долини розширюються, поглиблюються і набувають U-подібної форми з плоским дном. Поздовжній профіль трогової долини як правило характеризується значною нерівністю, наявністю поперечних скельних виступів, названих ригелями, і ванн льодовикового виорювання. Це пов'язане з різною зтійкістю гірських порід проти руйнування.

Весь різноманітний уламковий матеріал (валуни, брили, щебінь, піски, суглинки, глини ін.), що переоситься та відкладається (акумуляється) льодовиками називають **мореною** (фр. «moraine» – валун, галька) або гляціальними відкладами (Рис. 48).

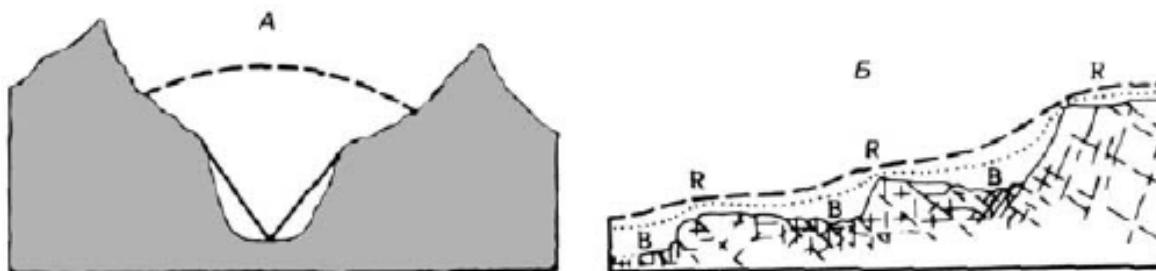


Рис. 47. Схема трогової долини

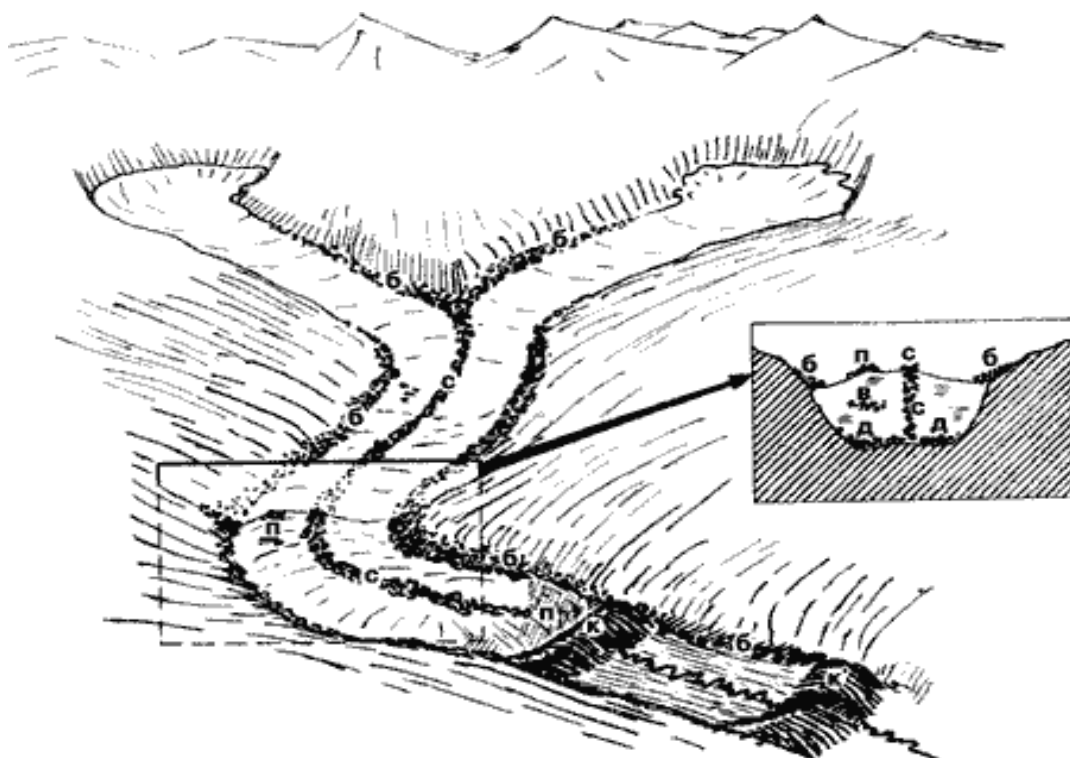


Рис. 48. Морени в гірських льодовиках:

б – бічна; с – серединна; д – донна; в – внутрішня; п – поверхнева;
к – крайова сучасна; к' – крайова попередньої стадії.

Морени можна поділити на *два основні типи* – **рухомі** та **відкладені**.

Серед **рухомих** морен виділяються наступні види:

1) **поверхнева**:

а) *бічна* – формується по краях льодовика за рахунок уламків, що є наслідком дії гіпергенезу і гравітаційних процесів (осипів, зсувів, обвалів),

б) *серединна* – виникає в результаті об'єднання бічних морен при злитті льодовиків. За кількістю цих морен можна визначити кількість льодовиків, що злилися;

2) **внутрішня** – може утворюватися як в областях живлення, так і завдяки проникненню уламкового матеріалу по тріщинах;

3) **донна** – утворюється за рахунок уламків, що сформувались завдяки екзарзації або гіпергенезу і вмерзли в тіло льодовика.

До **відкладених** морен належать крайова та основна морени:

1) **крайова** (кінцева) морена – розташовується поряд з краєм крижаного покриву і складена принесеним льодовиками уламковим матеріалом. Крайові морени виражені в рельєфі слабо вигнутими валоподібні або грядоподібними асиметричними височинами, розташування яких дозволяє визначати кінцеві точки руху льодовиків.

2) **основна** (донна) морена являє собою нагромадження всього уламкового матеріалу, що переноситься льодовиками. Виникає вона під час танення крижаної товщі, коли відбувається об'єднання поверхневої, внутрішньої і донної морен.

Як зазначають Й.М. Свинко і М.Я. Сивий, з основною мореною інколи пов'язують утворення таких специфічних форм льодовикового рельєфу, як *друмлини* (гэльське «*droimnín*» (маленький хребет), англ. – *drumlin* – «гребінь, кряж») (Рис. 49). Це продовгуваті горби, витягнуті в напрямку руху крижаного покриву. Вони мають довжину від кількох сотень метрів до 10-15 км, ширину 100-200, рідше 400, м і висоту від 5 до 45 м.

В результаті перемивання талими льодовиковими водами донної та кінцевої морени формується особливий тип відкладів, який отримав назву **флювіогляціальних (водно-льодовикових)**.

Вони накопичуються поблизу переднього краю льодовика і відрізняються від морен відсортованістю уламкового матеріалу – поблизу льодовика залягають грубоуламкові породи, а далі піщані і глинисті.

З водно-льодовиковими відкладами пов'язано виникнення таких форм рельєфу, як **зандри** (від нім., ісл. і дат. «*Sander*» – пісок), **ози** та **ками**.

Зандри (зандрові поля, зандрові рівнини) – слабохвилясті, горбкуваті рінини, утворені конусами виносу талих вод, що розташовуються перед зовнішнім краєм кінцевих морен. Вони складені шаруватими відкладами талих льодовикових вод: галечниками, гравієм, пісками супісками, які є продуктами перемивання морени.

Поблизу льодовиків існувало багато озерних басейнів. У їх прибережній частині накопичуються піщані осади, місцями з включенням гравію і гальки, а на

більшій глибині домінували *осади стрічкового типу* – піски, алеврити і глини. Для них характерна чітко виражена сезонна шаруватість, яка проявляється в ритмічному повторенні річних стрічок осадів, що складаються з більш потужного літнього шару, переважно тонкозернистого піщаного (іноді піщано-алевритового) і малопотужного зимового глинистого прошарку. Підрахунок таких річних стрічок в осадах дає можливість робити висновки про їх вік, тривалість нагромадження, час існування озер і швидкість відступання льодовика. Так, вивчаючи стрічкові глини, шведський вчений Г.Я. де Геєр визначив, що середня швидкість відступання останнього льодовика у Швеції складала 325 м/рік, а у Фінляндії – 260 м/рік.

Поширені зандри у Західному Сибіру, на Мещерській низовині, в Білорусі, країнах Балтії, Польщі, Ісландії, Україні (Полісся), США (Аляска) тощо.

Досить багато дослідників вважають також, що поблизу льодовиків були сприятливі умови для формування *лесів і лесоподібних суглинків*, які покривають значні площі на території Східної та Західної Європи, у Західному Сибіру й Америці.

Ози (швед. «osar», «osas» – хребет, пасмо) або **ескери** (ірл. «eiscir» – «пасмо або височина» – витягнуті за напрямком руху льодовика довгі вузькі прямі або звивисті пасма (вали). Ози мають довжину до кількох десятків км (бувають до 70 км), ширину біля основи 50-150м (рідше 1-2 км) і висоту до кількох десятків метрів. Вони складені із піску, гравію і гальки. Утворення озів може бути пов'язане з виникненням великих тріщин на краю льодовика, що мав товщину до 2 км та рухом по них талих вод з наступним заповненням порожнин

осадами. Коли льодовик остаточно розтанув, ці пасма залишились вираженими в сучасному рельєфі. Ози поширені на території Українського Полісся, в Білорусі, Росії, країнах Балтії тощо.

Ками (нім. «kamt» – гребінь) – це невисокі (до кількох десятків метрів), округлі горби часто із плоскими вершинами, які хаотично або в якомусь порядку поширені по областях колишнього зледеніння. Вони складені пісками, супісками та глинами з домішками грубоуламкової морени з горизонтальною та косою верствуватістю озерного типу.

Формування камів пов'язують з невеликими озерами на поверхні льодовика, в які талі води зносили уламковий матеріал. Після танення крижаного покриву відклади цих озер наклалися на основну морену у вигляді невеликих горбів. Зустрічаються ками на Волині, Київщині, в Білорусі, Балтії, Росії ін.

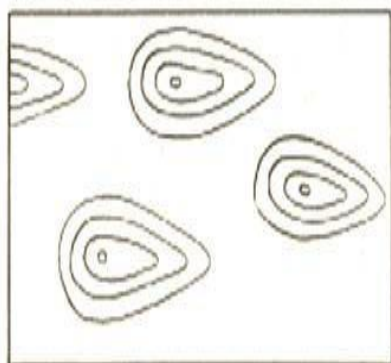
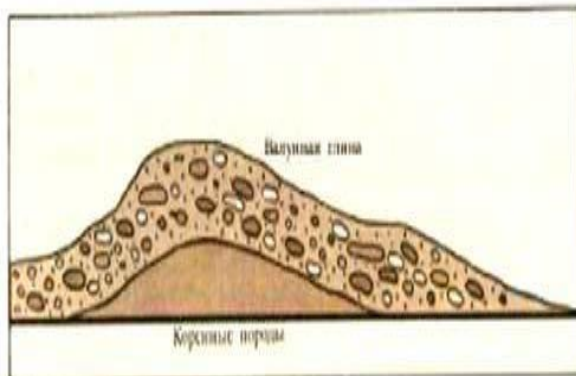
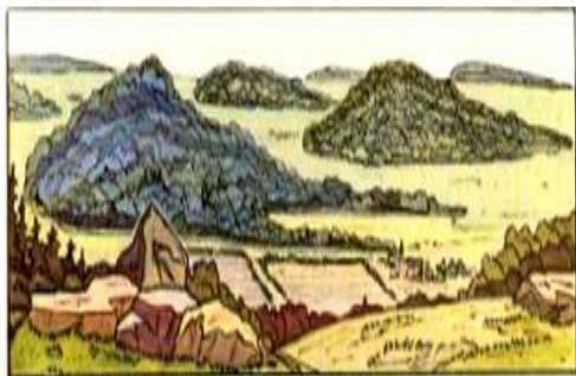


Рис. 49. Друмліни



Рис. 50. Ози

Зледеніння в історії Землі та їх причини

Протягом історії Землі неодноразово траплялись періоди, які супроводжувались покриттям значних територій материків шаром криги. Підтвердженням цього є наявність на різних материках викопних, сильно ущільнених, місцями метаморфізованих даніх морен – **тилїтів** (англ. «tillite» – валунна глина).

Чітко виділяються, наприклад, наступні давні зледеніння:

- 1) **вендське** (660-680 млн.років тому) – Канада, Південна Африка, Сибір, США, Шотландія, Ірландія);
- 2) **пізньоордовицько-силурійське** (410-460 млн.років) – мало прояв у північній і в південній півкулі;
- 3) **кам'яновугільно-пермське** (240-340 млн.років) – мало прояв у

північній і в південній півкулі;

4) *кайнозойське.*

Прийнято вважати, що останній льодовиковий період почався біля 2 млн. років тому. Правда слід відзначити, що льодовиковий покрив Антарктиди почав формуватись ще в міоцені (біля 3 млн. років тому), а Гренландії – близько 3,5 млн. років тому.

Розглядаючи кайнозойський льодовиковий період, можна говорити, що його пік якого припав на плейстоцен, коли зледеніння займало величезні простори помірних широт.

Існує досить багато гіпотез, автори яких пояснюють причини утворення зледенінь. Наприклад, сербський геофізик К.Міланкович вважав, що зледеніння зумовлені **астрономічними** факторами, інші ж вчені називають причинами появи крижаних покривів **зміну складу атмосфери, зміну рівня океану, геотектонічні процеси** та ін.

На думку К.Міланковича, зміни клімату і розподіл тепла на земній поверхні залежать від періодичних змін параметрів земної орбіти. До останніх належать:

- а) *зміна ексцентриситету земної орбіти;*
- б) *зміна кута нахилу земної осі до площини екліптики;*
- в) *прецесійний рух Землі.*

Величина ексцентриситету земної орбіти – це відстань між центром еліпса (орбіти) і його фокусом, в якому розташовується Сонце. Зміна цієї величини відбувається регулярно один раз у 90800 років. Кут нахилу між віссю Землі і площиною її орбіти змінюється з періодом в 40000 років. Період зміни прецесії рівнодення приблизно дорівнює 21000 років.

Наслідками змін вказаних величин є періодичні зниження чи підвищення середньорічних температур на певних ділянках земної поверхні. У випадку зниження середньорічних температур при достатній кількості атмосферних опадів у певних регіонах можуть утворюватись льодовики.

К.Міланкович побудував криву, на якій виділяються чотири температурні мінімуми, з якими він та його послідовники пов'язують останні четвертинні зледеніння. Слід сказати, що в 1976 році американські дослідники Д.Хейс, Д.Імбрі і Н.Шеклтон опублікували роботу, в якій на основі вивчення колонок глибоководних морських осадів четвертинного віку підтвердили існування циклів з періодичністю в 21 000, 41 000 і 100 000 років.

Загалом, можна стверджувати, що астрономічна гіпотеза задовільно пояснює періодичність існування льодовиків та міжльодовикових епох під час останнього великого зледеніння планети, однак вона не дає відповіді на головне запитання – що є причиною великих наземних зледенінь?

Зміна газового складу атмосфери (головним чином зміна вмісту вуглекислоти) також може бути причиною появи льодовиків. Вважається, що збільшення вмісту вуглекислоти в атмосфері у два рази повинне спричинити підвищення середньорічних температур на 7-8°C, а зменшення – навпаки.

Геотектонічні процеси також могли спричинити виникнення зледенінь,

адже найбільші льодовикові періоди на Землі починались саме після епох потужного гороутворення: байкальського, каледонського, герцинського, альпійського. Процеси гороутворення, як відомо, супроводжуються інтенсивним наземним і підводним вулканізмом, під час якого в атмосферу викидається велика кількість вуглекислого газу. Зростання вмісту вуглекислоти в атмосфері веде до підвищення температури і сприяє бурхливому розвитку рослинності, який призводить до поступового зменшення вмісту CO_2 і похолодання, що, в свою чергу, за відповідних умов, сприяє виникненню зледенінь.

Крім того, наслідком кожної епохи гороутворення ставало виникнення гірських систем, загальні підняття суходолу і збільшення площі материків внаслідок регресій моря. Наприклад, на протязі неогену-антропогену середня висота суходолу зросла на 500м. Разом з тим відомо, що на кожні 100м збільшення висоти температура знижується на 0.6°C , тобто загальне підвищення суходолу на 500м мало б призвести до охолодження земної поверхні на 3°C . Крім того, виникнення молодих гірських хребтів, які підіймаються вище снігової лінії, призводить до утворення в їх межах льодовиків гірського типу, що також сприяє загальному охолодженню.

З основними положеннями тектоніки літосферних плит пов'язана також гіпотеза, суть якої її зводиться до того, що переміщуючись разом з літосферними плитами, материки час від часу потрапляли у високі широти і при інших сприятливих умовах могли покриватись крижаними товщами. Відомий англійський дослідник Б.Джон (1982) навіть висловлює думку "...чи не варто розглядати зледеніння як нормальний і постійний стан планети Земля, хоча льодовикові періоди проявлялись на материках лише у тих випадках, коли в ході глобальних переміщень ці материки перетинали області високих широт?" Він також, разом з однодумцями, розвиває ідею російського вченого Г.Ф.Лунгера про те, що епохи великих зледенінь періодично повторювались через 150 млн.років. У цю схему добре вписуються кайнозойське, пермсько-кам'яновугільне, пізньоордовіцьке та вендське зледеніння. Відсутність зледеніння у юрському періоді (яке за схемою мало б там відбутися) пояснюється тим, що у високих широтах не знаходились значні масиви суходолу, на яких могли б сформуватися материкові льодові покриви. Причини такої періодичності і нині залишаються не встановленими.

Загалом можна стверджувати, що складні процеси формування клімату планети і пов'язані з ними великі материкові зледеніння слід розглядати як наслідки взаємодії цілого ряду космічних і геологічних чинників.

7.6. Геологічна діяльність озер і боліт

Озера – це природні водойми в заглибленнях (улоговинах) суходолу, заповнені застійною або слабо проточною водою, які не мають безпосереднього зв'язку зі Світовим океаном. За різними даними, озера займають, від 2.1 до 2.7 млн. км² (1,4–1.8 % площі суходолу). Вони відрізняються за площею, глибиною, об'ємом води, розташуванням над рівнем моря, солоністю та іншими показниками.

Так, **найбільшим за площею** озером світу є Каспійське (393 200 км²), **найглибшим** (1620 м) і **найбільшим за запасами прісної води** (23 000 км³; 20% світових запасів) – Байкал, **найбільш високогірним** – Хорпатсо (Тібет, 5400 м над рівнем моря), **найбільш низьку** позначку має Мертве море, рівень якого знаходиться нижче Світового океану на **400 м**.

Дослідженням озер перебуває у сфері інтересів **лімнології** (гр. «λίμνη» і «λόγος» – *озеро, наука*), науки яку ще називають озерознавством.

Озера **класифікують** за походженням (генезисом), гідрологічним режимом, солоністю (мінералізацією) та хімічним складом вод.

За генезисом озера мають улоговини **ендогенного** та **екзогенного** походження.

Озерами ендогенного походження є:

1) Тектонічні – мають, у більшості випадків, лінійно витягнуту форму і дуже значні глибини. Вони пов'язані з тектонічними розломами у земній корі і поширені в сейсмічно активних районах Землі (Байкал, Танганьїка, Вікторія, Ньяса, Ладога, Великі озера Пн. Америки та ін.).

2) Вулканічні – утворились у кратерах і кальдерах згаслих вулканів. Особливо у тих, що мають лійкоподібну форму і діаметр до кількох кілометрів. Кратерними є улоговини деяких озер Камчатки, Японії, Індонезії, Сицилії, Ісландії та інших районів планети.

Деякі озера Німеччини і Франції називають *маарними*, оскільки вони розташовані в «маарах» – конусоподібних або циліндричних заглибленнях у земній корі, які утворюються головним чином внаслідок вибухів вулканічних газів, що не супроводжуються виливанням магми.

Термін „*кальдера*» (ісп. «caldera» – казан) виник при описі величезного заглиблення на Канарських о-вах, названого «*La Caldera*», яке має більше 5 км у діаметрі й оточене 1000-метровими висотами. Зараз цей термін застосовують для позначення великих депресій у вулканічних областях. До кальдер відносяться Курильське і Кроноцьке озера Камчатки.

До цього ж типу слід віднести озера, що утворюються при підпрудженні річок лавовими потоками (лавовозапрудні озера або лахари) і невеликі фумарольні та гейзерні улоговини на схилах вулканів.

До озер екзогенного походження належать:

1) Льодовикові (гляціогенні – льодовиково ерозійні) і **моренні** (льодовиково акумулятивні) – утворюють внаслідок льодовикової ерозії або акумуляції. Вони, як правило, мають витягнуту форму і орієнтовані в напрямку руху льодовика (Фінляндія, Карелія, Балтія, Лабрадор, Кольський п-ів, Беларусь). У горах льодовикові озера називають *каровими*, оскільки вони розташовані в карах – невеликих заокруглених зниженнях на схилах хребтів, що вироблені сніжниками і льодовиками (Памір, Тянь-Шань, Кавказ, Карпати (Свідовець, Чорногора) та ін.).

2) Заплавні (старичні) – замкнені водойми видовженої форми, які відокремлені від основного русла річки і можуть з'єднуватись з ним коротко-часно лише під час повеней. Інколи на пересихаючих річках виникають озера, які називають *плесовими* – вони приурочені до найглибших ділянок русла, а в

межах дельт – *дельтові озера*.

3) Лагунні (лиманні) – формуються в прибережно-морській зоні на місці відокремлених від відкритого моря заток, бухт, лиманів (Сасик, Саки, Маракайбо та ін.).

4) Обвальні (загатні, запрудні) – виникають у горах і передгір'ях під час обвалів великих мас гірських порід або льодовиків у вузькі долини річок. Такі явища мають місце під час сильних землетрусів або є результатом рясних дощів (Памір (Сорезьке), Тань-Шань, Гімалаї, Кавказ (Ріца), Ефіопське нагір'я (Тана)).

5) Карстові – виникають в областях де поширені легкорозчинні гірські породи – вапняки, гіпси, доломіти та ін. Тривале розчинення цих порід водами призводить до утворення порівняно глибоких, але незначних за площею улоговин. Ту же часто мають місце провали, зумовлені вимиванням і виносом ґрунтовими водами порід, що залягають нижче (Ельтон, Баскунчак, Охридське, Преспа, Шацькі). У деяких карстових печерах є підземні озера (Кунгурська, Афонська та ін.).

6) Термокарстові – формуються в областях поширення багаторічної мерзлоти. Їх виникнення пов'язане з відтаванням мерзлих порід або льоду і просіданням ґрунту. Термокарстовим є озера тундри – неглибокі і невеликі за площею.

7) Суфозійні (просадочні) – утворюються внаслідок просідання ґрунту під дією підземних вод (стеги Західного Сибіру і Центральної Азії, рідше стеги і лісостеги інших регіонів планети).

8) Органогенні – виникають на сфагнових болотах і коралових островах. Причиною їх утворення є нерівномірне наростання мохів у першому випадку і поліпів – у другому (Західний Сибір і коралові о-ви Світового океану).

9) Еолові – утворюються на місці дефляційних знижень (улоговин видування) в аридних умовах (оз. Теке – Казахстан та ін.) або при затопленні знижень між дюнами на узбережжі морів чи річок.

10) Реліктові (залишкові) – виникають на місці колишніх морів (Каспійське, Аральське, Чад, Балатон, озера центральної Австралії та ін.).

11) Штучні (антропогенні) – водосховища, ставки, копанки – створюються для покращення водопостачання населених пунктів і промислових об'єктів та для зрошення. За своїми розмірами штучні озера часто переважають природні.

За гідрологічним режимом озера бувають *безстічні* та *проточні*.

Безстічні – розташовуються головним чином у районах з аридним (посушливим) кліматом (напр., Аральське, Балхаш, ІссикКуль тощо). Вони живляться за рахунок води, що приносять річки, а витрата води відбувається лише за рахунок випаровування.

Проточні – поширені переважно в районах з гумідним (зволоженим) кліматом. Прикладом такого озера може служити Байкал, в яке впадають такі великі ріки, як Селенга і Баргузин, а витікає Ангара.

Особливості кліматичних умов території, де розташовані озера і характер їх живлення впливають на *ступінь мінералізації* озерної води. Так, в умовах

гумідного клімату озера, які мають атмосферне, річкове або льодовикове живлення, як правило *прісні* – мають вміст солей до 5 ‰. Через інтенсивне випаровування, в аридному кліматі утворюються *солонуваті* (5-25 ‰) і *солоні* (25-45 ‰) озера, або навіть *розсоли*, коли концентрація досягає понад сто і більше ‰ (наприклад, Мертве море (260-270 ‰, а в окремі роки до 310 ‰)).

За складом розчинених солей мінералізовані озера поділяють на хлоридні, сульфатні і карбонатні.

Геологічна діяльність озер, проявляється в руйнуванні (абразії) берегів, транспортуванні уламкового матеріалу і формуванні озерних відкладів.

Лімноабразія (озерна абразія) (лат. «*abrasio*» – зіскоблювання) – процес руйнування берегів водойм хвилями. Чим більший розмір матиме озеро, тим вищі хвилі будуть утворюватися і, відповідно, активніше проходитиме абразія. У невеликих озерах, що мають стабільний рівень води, процеси абразії мінімальні. Крім того, абразія сильно стримуються рослинністю, що покриває береги озер.

Слід відзначити, що особливо активно процеси абразії проходять на водосховищах, де має місце значно більше руйнування берегів, ніж у природних водоймах. Береги окремих водосховищ протягом року можуть зрізатися на 10м.

Продукти руйнування озерних берегів, а також матеріал, який приносять річки, в озерах сортуються за розміром уламків, розносяться хвилями, рідше течіями і, змішуючись із органогенними та хемогенними осадами, осідають (нагромаджуються) на дні.

Утворення осадів – це головний вид геологічної діяльності озер. Для озерних осадів характерна наявність таких генетичних типів, як *уламкові* (теригенні), *органогенні* і *хемогенні*.

Уламкові відклади – приносяться в озера головним чином річками, а також формуються у процесі абразії. Вони представлені галькою, гравієм, піском, глиною, алевроитом, верстуватим мулом та ін. Відкладення уламкового матеріалу у великих і малих озерах має певні відмінності. Так, у великих озерах має місце сортування матеріалу з глибиною.

Органогенні відклади озер представлені діатомовими і сапропелевими мулами, а також прошарками вапняків та черепашників.

Діатомові мули утворюються із скупчень кремнистих панцирів одноклітинних діатомових водоростей, які в процесі діагенезу перетворюються в *діатоміт* – пористу, пухку породу, білого, сірого чи кремового кольору, що характеризується малою густиною. Діатоміти широко представлені в північній півкулі. Вони використовуються як будівельний матеріал, оскільки володіють тепло та звукоізоляційними властивостями.

Сапропелеві мули або *сапропелі* (гр.. «*saprós*» – гнилий і «*pelós*» – мул, грязь) – желеподібні, оливково-бурі, жирні на дотик маси, які формуються на дні водойм внаслідок перегнивання змішаних з алевроитовими та глинистими частинками решток водоростей, фіто- та зоопланктону.

Сапропелі використовуються як лікувальні грязі (Сакське озеро в Криму), як добавка до кормів при відгодівлі худоби, для підживлювання рекультивованих кислих ґрунтів відпрацьованих торфовищ; при сухій перегонці із них отримують

світильний газ, бензин, вазелін, парафін тощо.

При перекиванні шаром торфу сапропелі можуть перетворюватись на **сапрокол** – щільну, легку породу чорно-коричневого кольору, яка має черепашковий злам.

При ущільненні з сапропелів виникає такий різновид викопного вугілля, як **сапропеліт**. Він характеризується високим виходом летких компонентів, значним вмістом водню і є високоякісною сировиною для перегонки та хімічної переробки. Наприклад, у Львівсько-Волинському басейні, нараховують близько трьох десятків пачок і лінз сапропелітів. Тут вони супроводжують всі пласти гумусового вугілля, перешаровуючись з ними, а в окремих випадках утворюють самостійні промислові поклади.

На жаль, видобуток сапропелітів проводиться лише тоді, коли їх зольність (вміст мінеральної частини) не перевищує 30% і вони не відокремлюються породним прошарком від гумусового вугілля. Сапропелеве вугілля є дуже цінною сировиною для виробництва майже 60 найменувань хімічних продуктів (пластмаси, хімічного волокна, синтетичних м'яких засобів, бензолу, толуолу, ацетилену тощо).

Сапропеліти високої зольності називають **горючими сланцями**. Вони загоряються в тонких пластинках чи кусочках від сірника і виділяють при горінні запах паленої гуми. Власне органічна частина горючих сланців може бути також гумусово-сапропелевою і містити 56-82% вуглецю, 5,8-11,5% водню, до 5% азоту, 1,5-9% сірки, а також до 9% кисню.

Для горючих сланців характерна добра верстуватість. Їх родовища, можуть займати площі, що вимірюються сотнями і тисячами км². Великі поклади горючих сланців зосереджені в США (Колорадо, Юта, Вайомінг), Бразилії, КНР, дещо менші – в Болгарії, Великобританії, Білорусі, Узбекистані, Україні (Кіровоградська, Черкаська обл., Карпати), ФРН, Франції, Іспанії, Австрії, Канаді, Австралії, Італії, Швеції, на території колишньої Югославії.

Горючі сланці використовують як низькосортне паливо та як сировину для отримання продуктів сухої перегонки.

Хемогенні відклади озер значною мірою залежать від того, в якій кліматичній зоні знаходиться озеро.

До прісноводних озер **гумідних** областей річкові води часто приносять значну кількість колоїдних продуктів гіпергенезу і ґрунтоутворення (гідроксиди заліза, марганцю, алюмінію). У *помірному* поясі це зумовлює утворення оолітових залізних руд та марганцевих руд, у *тропічному* і *субтропічному* – бокситів. З глинистих мулів, збагачених карбонатами, в процесі діагенезу утворюються прошарки мергелів.

Для хемогенних відкладів озер **аридної** зони характерне переважання мінеральних солей. Їх склад і кількість залежить від складу озерної води (ропи) та інтенсивності випаровування.

Солоні озера за складом ропи поділяють на **карбонатні** (содові), **сульфатні** і **хлоридні**. У карбонатних озерах можуть накопичуватись галіт, мірабіліт, тенардит, сода ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), у сульфатних – гіпс, галіт, мірабіліт, карналіт,

тенардит, гідрогаліт, у хлоридних – гіпс, галіт, сильвін, гідрогаліт. Одні з названих мінералів осаджуються літом, інші – зимою. Прикладами озер із інтенсивним нагромадженням хімічних осадків можуть бути озера Кулундинського степу та озера Прикаспію (Ельтон, Баскунчак). В останніх потужність солей досягає сотень метрів.

Слід також відзначити, що у деяких озерах вулканічного типу зустрічаються поклади самородної сірки, гейзериту, боратів. Тривалість життя озер за геологічними мірками невелика. Багато з них, заповнюючись осадками, поступово заростають рослинністю і перетворюються в болота.

Геологічна діяльність боліт:

Болота – це ділянки земної поверхні надмірно зволожені прісною або солоною водою і покриті вологолюбивою рослинністю, для яких характерний процес накопичення рослинних залишків і утворення торфу.

Потужність торфу в *торфових болотах* коливається від **0.3** до **10м** (Західний Сибір). Перезволожені ділянки суодолу, які мають шар торфу потужністю менше **0.3м** в називають *заболоченими землями*.

Загальна площа боліт на планеті становить 175 млн. га. Великі території вони займають на півночі Євразії, в Беларусі, Україні, Канаді, США, а також у Бразилії, Аргентині, Індонезії та ін.

Утворення боліт пов'язане із заростанням водойм (озер, водосховищ, ставків) і перезволоженням ділянок суходолу внаслідок *затоплення* і *підтоплення*. Найбільш сприятливими для формування боліт є території зі зволеним кліматом, на яких створюються умови для перезволоження (*визначається кількістю опадів, випаровуваністю і слабкою водопроникністю ґрунтів*) ґрунтового покриву, а також має місце високе стояння ґрунтових вод і розвинена рослинність.

В залежності від місця і умов утворення, а також за характером живлення виділяють болота низинні, верхові, перехідні та приморські.

Низинні (евтрофні (гр. «eutrophia» – добре живлення)) болота багаті на мінеральні біогенні речовини. Вони утворюються у зниженнях рельєфу, найчастіше на місці колишніх озер у заплавах річок. Їх поверхня *плоска* або *увігнута*, що зумовлює застійний характер водного режиму. Живляться ці болота багатими на мінеральні речовини ґрунтовими й річковими водами, а також атмосферними опадами.

Для низинних боліт характерна наявність таких рослин як *осока, очерет, ситник, болотний хвощ, рогіз (трав'яні болота); гіпновий зелений мох (мохові болота); береза і чорна вільха (лісові болота)*.

На заплавах та в дельтах великих річок часто формуються заболочені ділянки, покриті вологолюбною трав'янистою рослинністю (очерет, рогіз, осока та ін.), які називають *плавні*. У плавнях має місце скупчення відмерлих рослин, які складають цілі плавучі острови, що проростають новими поколіннями рослин. Плавні відомі в пониззях таких річок, як Амударья, Волга, Прут, Дністер, Дунай, Дніпро, Дон, Кубань.

Верхові (оліготрофні (гр. «oligos» і «trophia» – незначне і живлення))

болота бідні на мінеральні біогенні речовини. Вони розміщуються у зниженнях та западинах на плоских вододільних просторах, річкових терасах і пологих схилах в умовах вологого клімату. Верхові болота мають *опуклу*, рідше *плоску*, поверхню. Це пов'язано з тим, що на окраїнах таких боліт, внаслідок інтенсивного водообміну, рослинна маса розкладається швидше ніж у центрі. Води, які стікають до болота, потрапляють лише на окраїни, а центральна його частина живиться майже виключно атмосферними опадами.

В рослинному покриві верхових боліт головну роль відіграють сфагнові *білі мохи* (здатні існувати без ґрунтового живлення оскільки накопичують велику кількість води „про запас»), *пухівка (пушиця)*, *багульник*, *росичка*, *журавлина*, *вереск*, *карликова береза*, *болотяна сосна* та ін. Щорічно мох дає верховий приріст, відмираючи в нижніх, позбавлених світла й кисню, шарах, де утворює прошарки торфу.

Перехідні (мезотрофні (гр. «mesos» і «trophia» – середній, проміжний і живлення)) болота займають проміжне місце між низинними і верховими за характером рослинності й ступенем мінералізації вод, що їх живлять. Для них характерна *слабо опукла* або *плоска* поверхня, а серед рослин переважають *осоки*, *береза*, *білі сфагнові мохи*, *інколи вільха*.

Приморські болота розташовуються на морських узбережжях з вологим кліматом. Їх собливістю є значна обводненість і переважання деревної рослинності. Так, у тропічних широтах в зоні припливів на мулистому ґрунті широко розповсюджені мангрові ліси. Корені дерев, що утворюють такі ліси, виступають із води, а між ними нагромаджуються рослинні рештки, розкладання яких призводить до утворення чорного намулу, збагаченого сірководнем.

Такі болотні ліси зустрічаються на узбережжях південно-східної Азії, в Океанії, Австралії, на заході Африки. У помірних широтах також мають місце великі приморські болота з домінуванням лісової рослинності. Наприклад, на Атлантичному узбережжі США розміщується Велике Дісмальське болото, шар торфу в якому досягає 5 м.

Загалом можна стверджувати, що **геологічна діяльність боліт** зводиться в основному до утворення **торфу**, який є органічною гірською породою, складеною із решток рослинних організмів, напіврозкладених в умовах обмеженого доступу кисню.

Коли органічна речовина на дні боліт опиняється під досить потужним шаром осаdів, створюються сприятливі умови для протікання процесу **гуміфікації** (лат. «humus» – земля і «facio» – роблю) під час якого продукти розкладу органіки збагачуються вуглецем і утворюються гумінові кислоти. Наслідком гуміфікації є утворення коричневого, бурого або чорного торфу.

За рослинністю, що його складає, торф поділяють на: *моховий*, *тростинний*, *осоковий*, *деревний* та ін.

Використовують торф як паливо, ізоляційний матеріал, добриво для сільського господарства, а також у хімічній промисловості (можна отримувати більше 80 різних речовин, наприклад: аміак, оцтову кислоту, дьоготь, воски, парафіни, антисептики тощо) та медицині.

Найбільші поклади торфу в світі знаходяться в Росії, Ірландії, Шотландії, на півночі Німеччини, в Скандинавії, Білорусі, Україні (Полісся), Канаді та США (штати Мічиган та Флорида).

З болотами також пов'язаний процес **вуглефікації** (англ. «coalification») торфу. Він проходить при зануренні торфовищ на значну глибину, де, в умовах підвищених тисків і температур, торф перетворюється на буре вугілля, а потім на кам'яне та антрацит (формується ланцюг: торф → буре вугілля → кам'яне вугілля → антрацит).

Під тиском осадової товщі потужністю 1 кілометр з 20-метрового шару торфу виходить пласт бурого вугілля завтовшки 4 метри. Якщо глибина поховання рослинного матеріалу досягає 3 кілометри, то такий же шар торфу перетвориться на пласт кам'яного вугілля завтовшки 2 метри. На більшій глибині, близько 6 кілометрів, і при вищій температурі 20-метровий шар торфу стає пластом антрациту завтовшки в 1.5 метра.

Процес вуглефікації супроводжується поступовим зростанням вмісту вуглецю і зменшенням водню та кисню.

В останні десятиліття серед геологів-вугільників існує увлення про вуглефікацію як про достатньо низькотемпературний процес. Так, існує думка, торф переходить у м'яке землисте буре вугілля при температурах більше 35°C, при 90-100°C буре вугілля перетворюється у блискучі щільні відміни, а при температурах понад 90-100°C буре вугілля переходить у кам'яне. Пертворення кам'яного вугілля на антрацит завершується при температурах біля 300°C.

Залягає вугілля серед осадових порід (найчастіше пісковиків, алевролітів, аргілітів, вапняків) у вигляді пластів та лінз потужністю від декількох сантиметрів до десятків метрів. Великі родовища вугілля можуть налічувати десятки і навіть сотні пластів.

За генезисом родовища вугілля бувають *паралічні*, *лімнічні* та *потамічні*.

Паралічні (анг. «paralic») родовища утворюються в прибережно-морських умовах. Для них характерна велика потужність вугленосних відкладів і значна кількість вугільних пластів. Прикладом паралічних вугільним басейнів є Донецький, Нижньорейнсько-Вестфальський, Верхньосілезький, Аппалачський, Іллінойський та ін.

Лімнічні (гр. «limne» – озеро) родовища формуються в середині континентів, вздовж берегів або на місці водойм і перезволожених ділянок. Складені вони переважно прісноводними осадами часто невеликої потужності. Басейнами з лімнічним вугіллям є Канско-Ачинський, Челябінський, Тургайський, Іркутський в Росії а також Кладненський і Пльзенський у Чехії.

Потамічні (гр. «potamos» – річка) родовища утворюються з відкладів заплавлених торфовищ. Часто потамічні родовища відносять до лімнічних.

Крім торфу та вугілля, в болотах у незначних кількостях утворюються **хемогенні осади**, до яких відносять болотні залізні та (рідше) марганцеві руди, болотне вапно (вапняк), а інколи й фосфор, джерелом якого служать органічні рештки.

Болота також виконують роль гігантських природних фільтрів для

очищення забруднених промисловими відходами атмосферних вод, адже торф чудово адсорбує такі забруднювачі води, як нафта, гербіциди, пестициди, важкі метали. Слід відзначити також, що сфагновий торф верхових боліт володіє унікальною здатністю вбивати хвороботворні мікроби у воді.

7.7. Геологічна діяльність океанів і морів

Світовий океан, який займає 361 млн. км² (71 % земної поверхні) і містить майже 1,4 млрд. км³ води (96,5% об'єму гідросфери) є велетенським об'єктом планетарного масштабу в межах якого активно проявляється діяльність різноманітних ендо- та екзогенних геологічних процесів.

Тут має місце вулканізм, землетруси, широко представлені гідрогенні, гравітаційні, біогенні та інші процеси.

Вулканічна діяльність і землетруси найчастіше проявляються в межах найбільш динамічних структур дна Світового океану – перехідних зон (наприклад, «Тихоокеанське вулканічне вогняне кільце» просторово цілком збігається з перехідною зоною) і серединно-океанічних хребтів (Рис. 51). За межами цих структур кількість вулканів незначна, а землетруси трапляються рідко і не мають руйнівної сили.

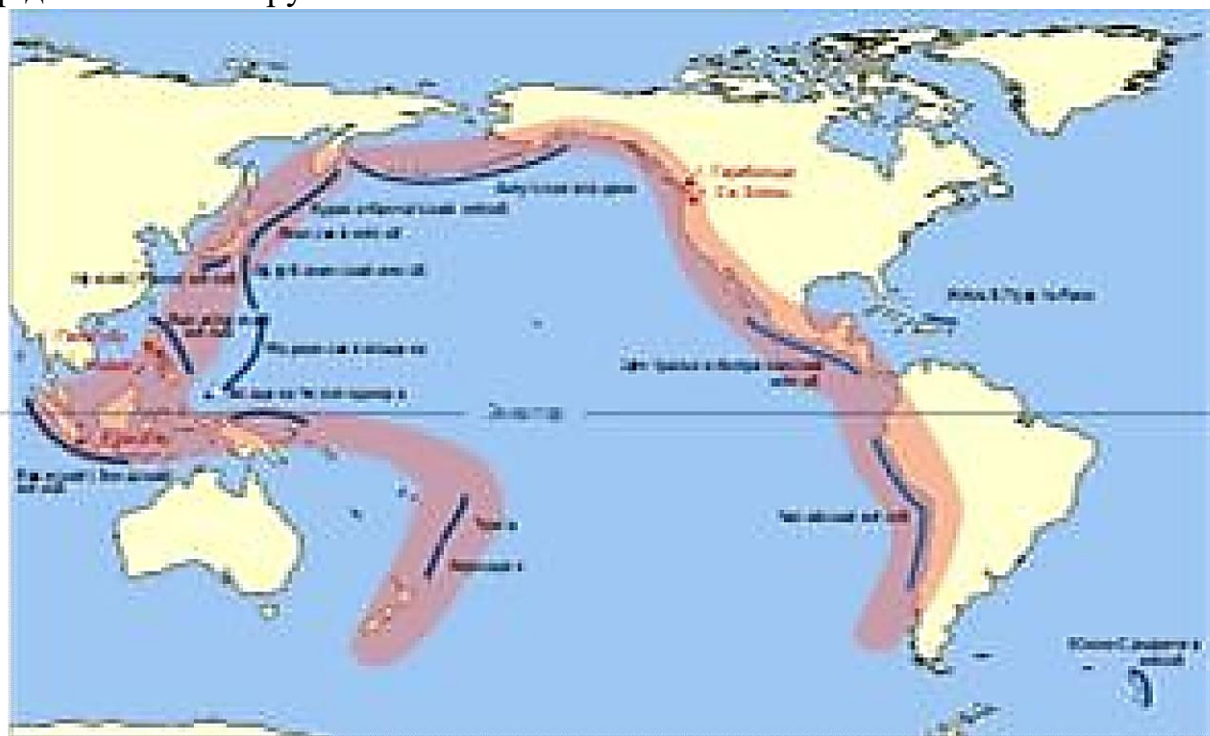


Рис. 51. Тихоокеанське вулканічне вогняне кільце

Слід також пам'ятати, що наслідками землетрусів нерідко стають миттєві і дуже значні зміни рельєфу дна і берегів. Кожен землетрус чи в океані чи на його узбережжі здатний викликати утворення величезних хвиль – **цунамі** (яп. 津波, де «津» – порт, затока і «波» – хвиля). Висота їх може досягати 30 м, а швидкість поширення – (400 – 800, максимум 1000 км/год). Цунамі можуть піднімати донні осади на глибинах до 1000 м. Вони суттєво змінюють береги і підводні берегові

схили та наявні там осади, а при сильних землетрусах можуть викликати катастрофічні руйнування прибережних споруджень і населених пунктів.

До **гідрогенних** процесів належать різні види руху морських вод: вітрове хвилювання, приливно-відпливні рухи води, морські течії (постійні, періодичні, поверхневі, придонні, прибережні, теплі, холодні, компенсаційні та суспензійно-мулисті потоки), вертикальна циркуляція (перемішування) морських вод тощо.

Саме завдяки безперервному руху води здійснюються такі види геологічної роботи морів і океанів, як *руйнування* гірських порід берегів і дна, *перенесення* і *сортування* уламків та *аккумуляція* різноманітних осадів.

Руйнування хвилями гірських порід, що складають береги і прилеглу частину мілководдя називають **абразією** (лат. «abrazio» – зіскоблювання).

Руйнування відбувається внаслідок:

- 1) гідравлічного удару хвиль,
- 2) ударів уламками гірських порід захоплених великими хвилями,
- 3) хімічного і термічного впливу морської води на гірські породи.

При наявності крутого берега, який називають **кліфом** (англ. «cliff» – **скеля**) максимальне руйнування відбувається біля підніжжя обриву (Рис. 52). Тут поступово утворюється хвилеприбійна ніша (Рис. 52 (1)). В результаті відступу берега формується нахилена у бік моря підводна поверхня, що називається **абразивною терасою** (фр. «terrase», від лат. «terra» – земля) або **бенчем** (англ. «bench» – тераса, уступ) (Рис. 52 (2)). Між підводною терасою і береговим обривом виникає смуга, що покрита гравієм, галькою і піском, яка називається **пляжем** (фр. «plage» – відлогий морської берег) (Рис. 52 (3)).

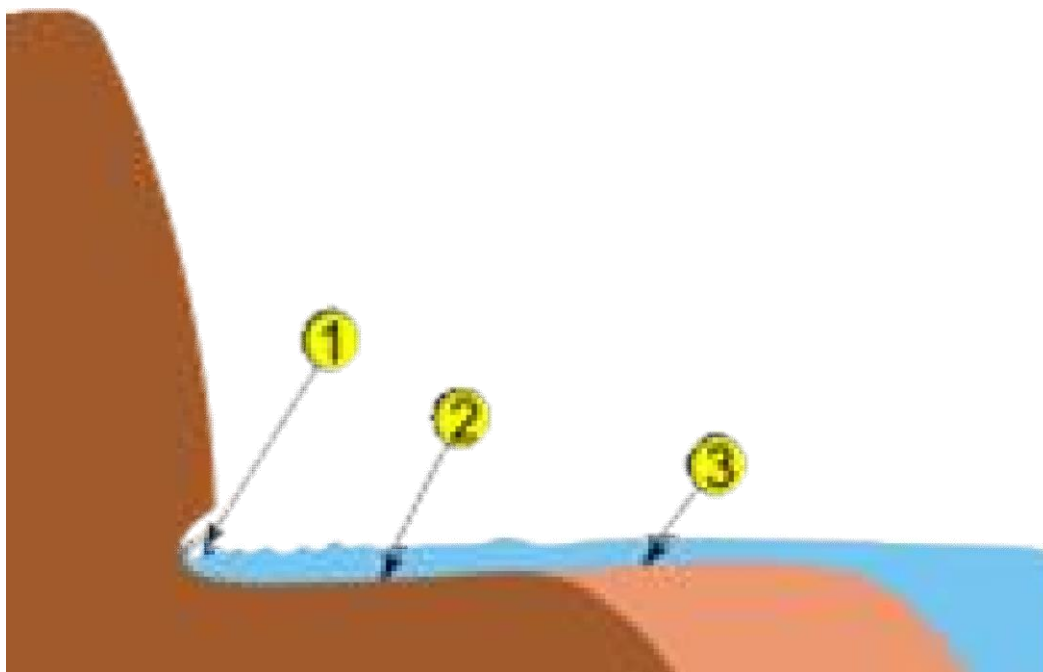


Рис. 52. Кліф

Інтенсивність абразії (швидкість відступу берега) залежить від міцності, складу та умов залягання гірських порід, сили удару хвиль та кліматичних умов території.

При вертикальному або нахиленому від моря у бік суходолу заляганні верств гірських порід берег руйнується швидше, ніж при горизонтальному. Складені твердими й масивними гірськими породам береги значно стійкіші, ніж ті, в будові яких переважають м'які й пухкі або тріщинуваті породи.

У помірних гумідних умовах з тривалими і сильними хвилюваннями абразія потікає найбільш інтенсивно. У тропіках руйнування берегів стримується кораловими рифами та мангровими заростями. В полярних широтах абразія слабка, через те, що тут сильне хвилювання часто відсутнє або воно гаситься крижаним покривом.

На руйнівну роботу морів впливають також зміни їх рівня та коливальні рухи земної кори, які можуть бути причиною *трансгресій* і *регресій*.

Трансгресія (лат. «trans» – через і «gress» – рух; наступ моря на суходіл) спричиняє перетворення поверхні значних територій, адже вода під час свого просування вглиб суходолу, руйнує все, що розташоване вище рівня моря.

Регресія (лат. «regressio» – зворотний рух, відхід; відступ моря) стає причиною поступових змін розташування берегової лінії і зменшення руйнівної роботи моря.

Перенесення, сортування і акумуляція продуктів руйнування берегів та матеріалу, який привноситься річками з суходолу здійснюється морськими хвилями, діючими в океанах і морях поверхневими течіями, припливними течіями, плаваючим льодом і донними мулистими потоками.

Хвилі найбільшу роль відіграють у зоні шельфу. В результаті діяльності хвиль і поздовжньо- та поперечноберегових течій тут утворюються різні акумулятивні форми. До них належать:

бари (англ. «bar» – перешкода, обмілина) – акумулятивні форми, що простягаються вздовж берега. Нерідко вони бувають досить довгими. Наприклад, один із найбільших барів у світі – Арабатська стрілка, має довжину 115 км;

коси – форми, що утворюються наростаючи від берега. Вони також бувають великими. Так, Бердянська коса має довжину 23 км, а Тендрівська – більше 90 км;

пересипи – відділяють лимани від моря;

перейми (томболо) – з'єднують острови з берегами.

Крім того, на узбережжях морів нерідко утворюються акумулятивні тераси. Вони простежуються також вздовж Чорного та Азовського морів, а утворились в кінці кайнозойської ери.

Поверхневі і припливні течії розносять головним чином зважений осадовий матеріал, а крижини уламки різного розміру й походження.

Донні мулисті потоки (*каламутні потоки, суспензійні потоки, турбідні течії*) виникають на схилі морського дна, коли, в результаті землетрусів або інших причин, порушується рівновага великих мас пухких донних осадів і утворюються підводні зсуви.

Зсувний матеріал у вигляді грязьового (мулистого, каламутного) потоку спускається вниз по схилу з великою (до 70-100 км/год) швидкістю на відстань до сотень км. При цьому мулисті потоки не тільки переносить осадовий матеріал,

але й еродують морське дно, що може сприяти утворенню підводних каньйонів. Мулисті потоки складені частинками різного розміру (від глинистих до грубо-зернистих). Насиченість завислою речовиною робить мулисті потоки дуже густими. Через це більш крупні уламки переносяться в середині завислих тонкозернистих частинок.

Розвантаження мулистих потоків відбувається на дні улоговин морів та океанів і в підводних каньйонах. Коли вони втрачають швидкість, то спочатку осідають більш крупні й важкі частинки, а потім дрібніші. Кожен наступний мулистий потік приносить нову порцію завислої речовини і формує свій шар осадів потужністю від кількох см до кількох метрів, який чітко відмежовується від попереднього. Таким чином формується ритмічно відсортована осадова товща відкладів мулистих потоків, що отримала назву **турбідіти**. Вони мають значне поширення в сучасних морях і у багатьох викопних товщах різного геологічного віку. Інколи в товщі турбідитів зустрічається вулканогенний матеріал – **тефра** (тефротурбідіти або туфові турбідіти).

Слід відзначити також, що крім розглянутих процесів у світовому океані значне поширення мають і поцеси пов'язані з впливом **гравітації** (лат. «gravitas» – важкість) Саме завдяки силі тяжіння можливе формування мулистих потоків і виникнення **підводних зсувів**.

Підвідні зсуви можуть бути **структурними** (відбувається переміщення цільних блоків осадів без істотних порушень внутрішньої структури) і **пластичними** (рух блоку, чи товщі відкладів поступово переходить у пластичне стікання складаючого його матеріалу на зразок лавин чи грязекам'яних потоків).

Гравітація також є причиною **крипу** (англ. «сгеер» – повзти, сповзання) – масового повільного переміщення товщ наносів в напрямку ухилу дна. Одним з різновидів крипу є «текучість» піску в підводних каньйонах, що супроводжується «піскопадами».

Внаслідок акумуляції уламків у морях та океанах відбувається нагромадження осадів. Цей процес називається **седиментацією** (лат. «sedimentum» – осідання), або **седиментогенезом**.

За походженням виділяють кілька типів морських осадів:

Теригенні (лат. «terra» – земля і гр. «genos» – походження) – утворюються за рахунок руйнування гірських порід суходолу і винесення їх у відкрите море річками, льодовиками й вітром, а також формуються абразійною діяльністю та вулканізмом. Спостерігається сортування теригенних відкладів у напрямку від мілководдя до глибини (брили → валуни → галька → пісок → глина → мул).

Хемогенні – утворюються з морської води зонах внаслідок кристалізації солей, розчинених у морській воді. Серед них виділяються:

карбонати – мають вигляд кульок (оолітів) або дрібного вапнякового мулу (виникають в аридних умовах при температурі 25-30°C і на глибині до 20м),

фосфорити – зустрічаються у вигляді конкрецій у перехідній зоні від шельфу до континентального схилу,

глауконітові (гр. «glaukos» – світло-зелені) – формуються на глибинах від 100 до 1000 м (інколи до 2000м). Це головним чином піски та мули збагачені

глауконітом – мінералом зеленого кольору, що використовується як фарба або добриво. Часто глауконітові відклади містять фосфоритові конкреції.

залізисто-марганцеві конкреції – це переважно глибоководні відклади, *солі* – кам'яна сіль, калійна сіль гіпс, ангідрит, мірабіліт утворюються в гірко-солоних лагунах, напр., Сиваш, Кара-Богаз-Гол.

Органогенні (біогенні) – утворюються за рахунок нагромадження мінеральних скелетів відмерлих безхребетних тварин і водоростей. Представлені планктонними осадами, вапняками, крейдою, кораловими рифами, черепашниками.

Вулканогенні – виникають внаслідок виверження підводних вулканів.

Полігенні (гр. «πολυς» – численні) – осади (переважно червона глибоководна глина), що формуються під дією багатьох чинників.

Формування осадів в Світовому океані має певні відмінності у різних областях підводного рельєфу. Таких областей, які ще називаються зонами осадконагромадження, виділяється чотири:

1) **Літоральна** (лат. «litoralis» – прибережна, берегова) – цю область називають ще припливно-відпливною. Вона розташовується в межах від 0 до 20 м. Тут накопичуються *теригенні* (уламкові) осади (валуни, галька, гравій, піски), а в заболочених ділянках – торф.

2) **Субліторальна** (лат. «sub» – під і «litoralis» – берегова, прибережна). Ця область розташовується на глибинах від 20 до 200 м. Тут також домінують *теригенні* відклади, але вони більш сортовані – чим далі від берега, тим дрібніші. Крім того, тут більше *хемогенних* осадів (карбонатів, фосфатів, гідрооксидів заліза та марганцю) і є *біогенні* осади – черепашники, коралові рифи.

3) **Батіальна** (гр. «βαθυς», «bathys» – глибина) – розмущується між глибинами 200 – (2500-3500) м. Тут наявні переважно теригенні та органогенні мулісті відклади. Важливу роль у їх утворенні відіграють планктонні організми.

4) **Абісальна** (гр. «αβυσσος», «abyssos» – безодня) – характеризується наявністю органогенних та полігенних осадів. Полігенні осади представлення в основному червоною океанічною глиною, яка зустрічається на глибині понад 4000-4500 м.

З часом, нагромаджені завдяки седиментації осади перетворюються в породи. Цей тривалий процес називається **діагенезом** (гр. «διαγενεσις», діагенезис – народження, виникнення). В процесі діагенезу в осадах розчиняються і зникають малостійкі мінерали та утворюються нові, перерозподіляються окремі речовини і утворюються конкреції, зменшується об'єм води, відбувається ущільнення і перекристалізація тощо.

Завдяки діагенезу виникають *сингенетичні* (формуються одночасно з утворенням осаду) і *епігенетичні* (виникають після утворення осаду внаслідок його зміни) гірські породи.

Слід відзначити також, що на глибині осадові породи можуть зазнавати змін і після свого утворення. Такий процес називають **епігенезом** (гр. «επι», епі – після).

У Світовому океані містяться величезні запаси різноманітних **корисних**

копалин. Найбільш важливим їх видом можна назвати *нафту* і *газ*. Нині поблизу берегів більш як 50 країн виявлено промислові запаси нафти і газу. За різними даними, на морські родовища нафти припадає до 50% світового видобутку. Понад 100 країн світу проводять у своїх водах пошукові роботи по виявленню нафтових і газових родовищ. Нафтовики вважають, що в надрах морського дна залягає 65-70% запасів нафти Планети. За останніми даними, на дні Світового океану відомо близько 400 нафтогазоносних басейнів. У них уже відкрито близько 1500 родовищ! Фахівці вважають, що майже третина площі дна Світового океану перспективна на родовища газу. Крім нафти і газу у відкладах на дні морів і океанів міститься також *вугілля*.

На пляжах, у лагунах, в прибережній зоні моря й на шельфі є розсипи ільменіту, рутилу, циркону, монациту, магнетиту, каситериту, золота, платини, алмазів та інші цінні мінерали.

Найбільші розсипні родовища *ільменіту*, *рутилу*, *циркону* й *монациту* зосереджені біля берегів Австралії. Наявність *каситериту* характерна для шельфової зони Південно-Східної Азії. Так, у Малайзії і Тайланді з моря добувають 95% каситериту, а в Індонезії – близько 50%.

Розсипне *золото* зустрічається поблизу пригирлових районів річок у США (Аляска, західне узбережжя), Канаді (західне узбережжя), в Панамі, Туреччині, Єгипті та країнах Південно-Західної Африки.

Платина зустрічається у піщаних відкладах на узбережжі Аляски (США), Індії, Австралії, Бразилії, Колумбії.

Алмазонасні піски виявлено поблизу Південно-Західного узбережжя Африки. Тут на відстані близько 1,5 тис. км від берега в піщано-гравійних відкладах шельфу та морських терас знайдені високоякісні алмази, запаси яких оцінюються приблизно в 40 млн. каратів. Родовища алмазів виявлено також і на Атлантичному узбережжі Південної Америки.

На сході Тихого, Атлантичного та Індійського океанів поширені *фосфоритові* конкреції, а також *фосфатні* піски й пластові поклади. Вони сформувалися в тих місцях, де глибинні води піднімаються до шельфів.

На узбережжі Балтійського моря добувають *буриштин* (янтар, «сльози моря», «дарунок сонця»).

Серед глибоководних океанічних осадів зустрічаються поклади *залізо-марганцевих* конкрецій. Їх запаси значно перевищують запаси залізних і марганцевих родовищ суходолу. Крім того, високоякісні конкреції вміщують *нікель*, *мідь*, *кобальт* та інші цінні метали.

Освоєння глибоководних червоних глин, дозволить отримати багато сировини для *алюмінієвої* промисловості.

З морської води, а також з відкладів лагун та лиманів добувають кухонну сіль (понад 30% світового видобутку), магній (60%), калійну сіль, бром (90%), сірку, калій, натрій, йод.

7.8. Гравітаційні процеси

Гравітаційними процесами називають процеси зміни поверхні Землі під безпосереднім впливом **сили тяжіння**. Оскільки вони відбуваються головним чином на схилах гір та височин; берегах океанів, морів, озер і річок та на морському дні, то їх часто називають **схиловими**.

Проявляються гравітаційні процеси за умови, коли дія ряду чинників (землетруси, ерозія, абразія, гіпергенез, вплив підземних вод, геологічна діяльність людини тощо) призводить до порушення природного залягання гірських порід на схилах. Внаслідок цього маси гірських порід переміщуються до підніжжя схилів і формують відклади, що отримали назву **колювій** (лат. «colluvio» – скупчення, мішанина). Він представлений уламковим матеріалом (брилами, щебенем, пісками, алевритовими і пелітовими відкладами), для якого характерне слабе сортування, майже відсутня шаруватість і нестабільна потужність. Переміщення уламків під дією сили тяжіння може бути *швидким* (обвали, каменепادي, осипи) і дуже *повільним* (кріп – англ. «сгеер» – повзти, сповзання).

Головна роль у гравітаційних процесах та формуванні колювію належить **силі тяжіння** та **впливу води**. В залежності від ролі води гравітаційні процеси бувають *власне гравітаційними, водно-гравітаційними, гравітаційно-водними та підводно-гравітаційними* (Табл. 11)

Таблиця 11

Категорії гравітаційних процесів за впливом води

№	категорія	група	тип
1	власне гравітаційні	провальна	миттєві провали
		обвальна	обвали прості й складні, зсувообвали, каменепад, осипи
		кріпова	просідання і схиловий кріп
2	водно-гравітаційні	зсувна	зсуви: брилові, блокові, терасові, циркоподібні
3	гравітаційно-водні	зсувно-потокова	зсувні потоки, опливи, грязекам'яні потоки (селі), лахари (вулканічні грязекам'яні потоки)
4	підводно-гравітаційні	-	підводні обвали, підводні зсуви, потоки каламуті

Власне гравітаційні процеси поділяються на три групи: *провальну, обвальну і кріпову*.

Провали виникають при обрушенні гірських порід, що нависають над підземними пустотами природного (карстові порожнини) або антропогенного (шахти, штольні) походження (Рис. 53). Наслідком провалів є формування на земній поверхні улоговин, ям, колодязів та інших від'ємних форм рельєфу.



Рис. 53. Провал ґрунту

Обвали, каменепади й осипи формуються на прямовисних урвистих схилах. При *обвалі* великі маси гірських порід (об'єм може становити десятки, стоні, тисячі і, навіть, більше м³) стрімко переміщуються вниз по схилу (Рис. 54). Часто причиною обвалів стають землетруси, але інколи великі обвали супроводжуються землетрусами малої бальності.

Обвали незначних мас гірських порід, що складаються з невеликих за розміром уламків (переважно до 1 м³) називають *каменепадами* (Рис. 55).

Осипи являють собою переміщення по схилах дрібних уламків гірських порід, внаслідок чого часто біля підніжжя формуються осипні лотки досить значного розміру (Рис. 56).

Колювій обвалів і каменепадів називають терміном **дерунцій**, а колювій осипів – **дисперсій**.

Крім обвалів, каменепадів і осипів існують повільні гравітаційні переміщення дезінтегрованих відкладів, які називають **кріпом**. Кріп буває **глибинний** (відбувається переміщення матеріалу вглиб Землі) і **схильовий** (переміщення матеріалу вниз по схилу).

Причиною кріпу є ущільнення пухких порід (лесів, глини) на глибині, розрідження товщ гірських порід внаслідок їх періодичного відтавання і замерзання (*кріогенний кріп*), вилуговування окремих мінералів, відкачування підземних вод, нафти або газу (*антропогенний кріп*).

В результаті дії кріпу на поверхні утворюються плоскі блюдцеподібні

улоговини та відслонені схили, біля підніжжя яких мають місце горбкуваті нагромадження колювію.



Рис. 54. Обвал



Рис. 55. Каменепад



Рис. 55. Осипи

До категорії **водно-гравітаційних процесів** належать **зсуви** (переміщення мас гірських порід вниз по схилу під дією сили тяжіння) (Рис. 56). Причиною утворення зсувів є порушення рівноваги між силою тяжіння і утримуючими силами. Найчастіше зсуви зумовлюються:

- збільшенням крутизни схилів в результаті підмивання водою (*ерозійні* та *абразійні* зсуви);
- ослабленням міцності порід при гіпергенезі (вивітрюванні) або перезволоженні опадами і підземними водами (*деліпсивні* зсуви);
- дією сейсмічних поштовхів (*сейсмогенні* зсуви);
- господарською діяльністю людини (*антропогенні* або *штучні* зсуви).

Об'єм порід, які зміщуються при зсувах, перебуває в межах від кількох до мільйонів і, навіть, сотень мільйонів м³. При зміщенні товщ гірських порід у вигляді великих блоків та брил формуються, відповідно, *блокові* та *брилові* зсуви. Якщо тіло зсуву має схожість з річковою терасою, то такі зсуви називають *терасовими*, а коли поверхня зсувного тіла нагадує у плані напівцирк – *циркоподібними* (Рис. 57).

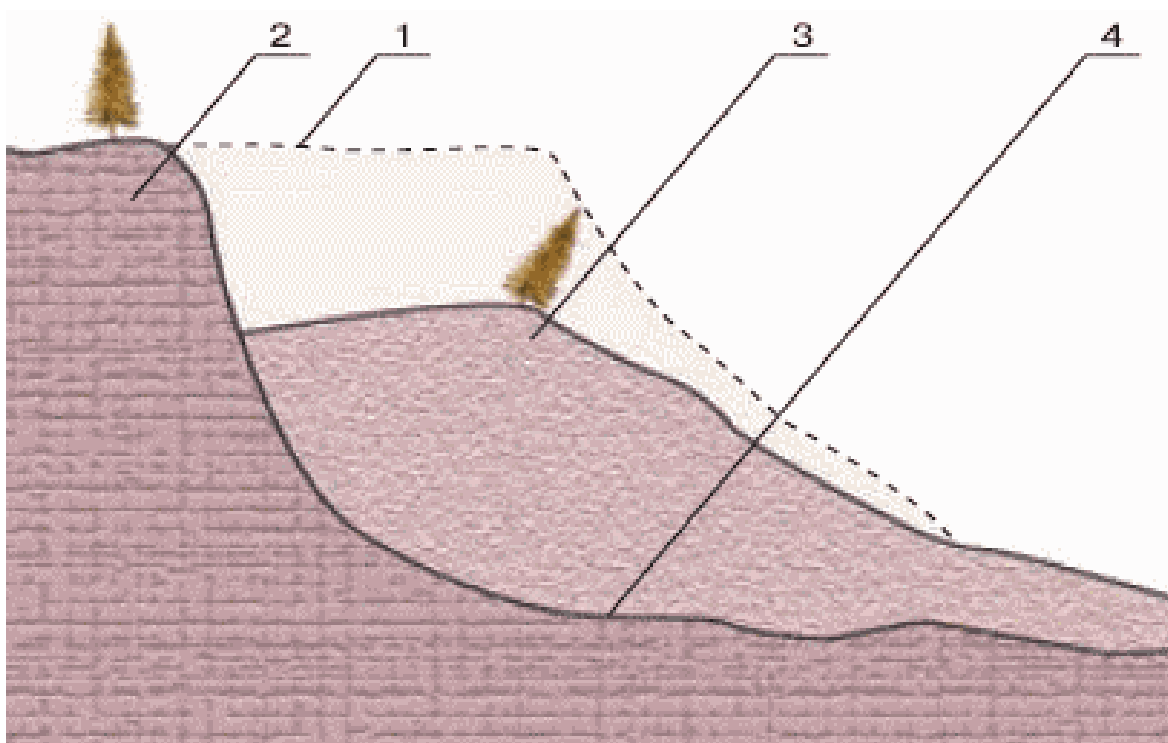


Рис. 56. Схема зсуву: 1 – первинне положення схилу; 2 – непорушений схил; 3 – тіло зсуву; 4 – поверхня ковзання (ложе зсуву)

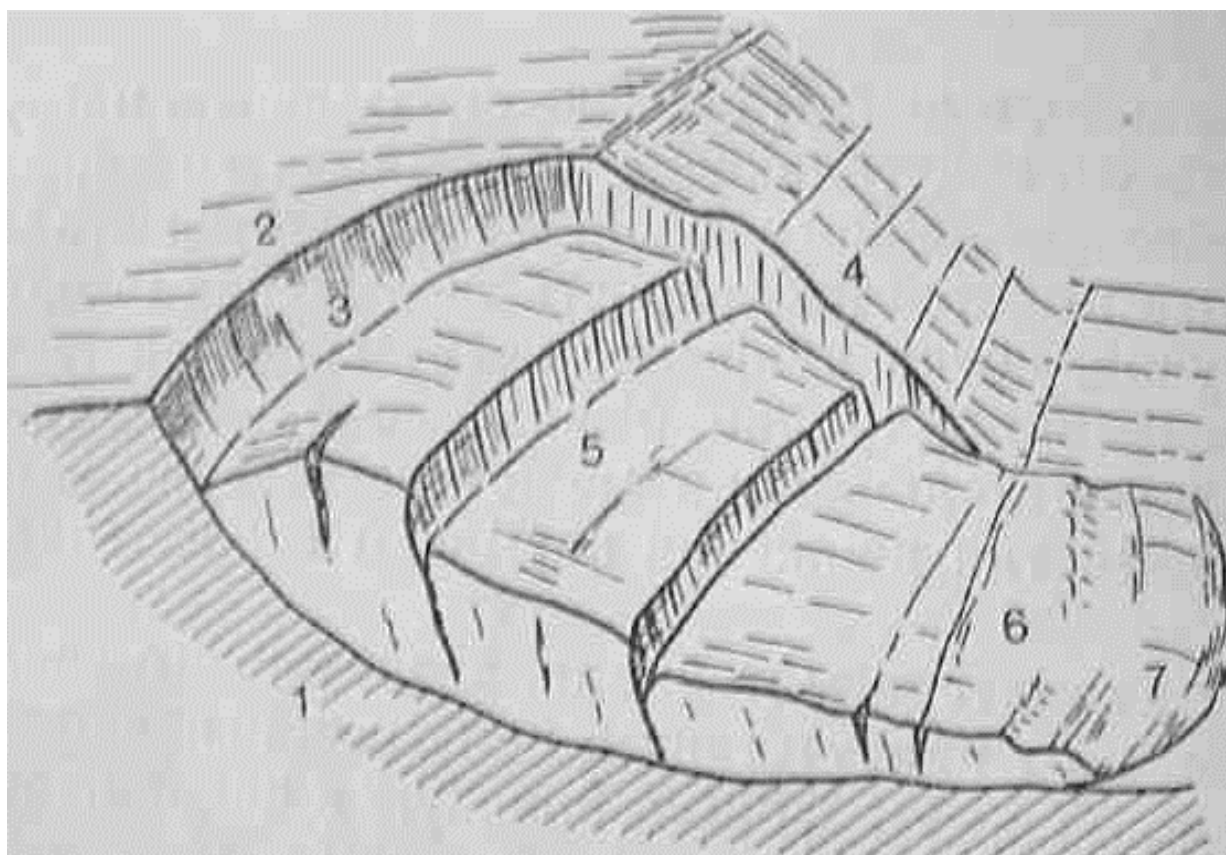


Рис. 57. Циркоподібний зсув: 1 – поверхня ковзання; 2 – зсувний цирк; 3 – стінка відриву; 4 – бокова стінка; 5 – поперечні тієщини; 6 – зсувні горби пучіння; 7 – язик зсуву.

Переміщення зсувних тіл може відбуватися зі швидкістю декілька десятків сантиметрів на рік (*повільні* зсуви), декілька метрів за годину чи добу (зсуви *середньої швидкості*) і десятки кілометрів за годину (*швидкі* зсуви). Швидкі зсуви можуть спричиняти катастрофи з численними людськими жертвами. Наприклад, у Бразилії на початку 2011 року вони забрали життя майже півтисячі людей, а в Китаї у 2010 році – понад тисячу.

На території України активний розвиток зсувів спостерігається в гірських районах Карпат і Криму, на схилах річкових долин і на узбережжях морів. У *Карпатах* зсуви розповсюджені в басейнах Дністра, Терєблї, Тиси, Чорного Черемошу, Пруту, а також у місті Косів. Найбільш поширеною зоною розвитку зсувів в *Криму* є південне узбережжя від мису Форос до міста Феодосія.

На правих берегах Дніпра, Дністра, Бугу, а також їх приток та в долині Пруту (Чернівці) зсуви також зустрічаються часто. Вони дуже розвинені на правому березі Дніпра від гирла річки Ірпінь до міста Канів та в районі Дніпропетровська, а також у долині Дністра (Кам'янець-Подільський, Могилів-Подільський, Хотин), на півночі Івано-Франківської області і в південних частинах Тернопільської та Вінницької областей. Зсувні ділянки розвинені також на берегах Азовського (Маріуполь, Бердянськ) та на північно-західному узбережжі Чорного (Одеса та ін.) моря.

Зсуви завдають великої шкоди народному господарству. Вони руйнують будівлі, знищують сільськогосподарські угіддя, створюють небезпеку при добуванні корисних копалин, викликають ушкодження комунікацій, водогосподарських споруд, головним чином гребель та ін.

Гравітаційно-водні процеси об'єднують гравітаційні явища, у формуванні яких суттєву роль відіграють підземні й поверхневі води. До них належать: *зсувні потоки, опливи, селі* (грязекам'яні потоки), *лахари* (вулканічні грязекам'яні потоки) та ін.

Зсувні потоки виникають як правило в період танення снігу або сильних дощів, коли перезволожені гірські породи розріджуються і починають стікати вниз по схилу. Поширені зсувні потоки здебільшого вздовж долини річки або струмка.

У зсувному потоці основна маса речовини втрачає первинну текстуру і після відкладення та висихання являє собою скупчення окремих грудок землі, на фоні яких трапляються лише окремі зсувні тіла, що зберегли первинну текстуру. Поверхня зсувного потоку завжди хвиляста дрібногорбиста, а форма тіла еліпсоподібна, сильно видовжена. Зсувні потоки схожі за формою на гірські льодовики і тому їх інколи називають *глетчерними зсувами*. У ніжній частині, при виході з долини, такий зсув віялоподібно розширюється і нагадує конус виносу.

Опливами називають невеликі за розмірами та віддалені на незначні відстані від місця їх зародження грязьові потоки. Опливи нагадують селі, але їх розміри значно менші.

Селеві потоки (араб. "сайль" – бурхливий потік), які в альпійських країнах ще називають **мурами** – це грязекам'яні потоки, що несподівано виникають у руслах гірських річок внаслідок різких паводків, викликаних сильними зливами або інтенсивним таненням снігу в умовах наявності великої кількості продуктів гіпергенезу (вивітрювання) на схилах. Причинами селів також можуть бути і землетруси.

В залежності від розмірів уламкового матеріалу що переноситься, серед селевих потоків розрізняють наступні види:

- **грязьокам'яні** – мають приблизно однаковий вміст великих і дрібних уламків – **водно-кам'яні** – переважають крупні уламки (валуни, брили),
- **грязьові** – спостерігається різке переважання тонких глинистих частинок і майже повна відсутність крупних уламків.

Сформоване селевим потоком нагромадження невідсортованого різноуламкового матеріалу з переважанням в одних випадках валунів, брил, щебеню, а в інших – глини або піску називається **селевим колювієм**. У **грубому колювії**, що розташовується в гирловій частині струмків, по яких рухався селевий потік, може відбуватися вторинне сортування матеріалу шляхом вимивання з нього водами струмків дрібних частинок і перевідкладення їх нижче за течією.

Селі мають дуже обширну географію. Найчастіше вони зустрічаються в гірських умовах у континентальному кліматі (Кавказ, Середня і Центральна Азія, Карпати, Гірський Крим та на інші території). Селеві потоки відносять природних надзвичайних ситуацій, оскільки вони завдають великої матеріальної шкоди і часто призводять до людських втрат.

Наприклад, у 1921 році селевий потік затопив і зруйнував частину міста Алмати в Казахстані і спричинив загибель декількох сотень людей. У 1940 році селевий потік, що пройшов по долині р. Баксан на Північному Кавказі виніс до підніжжя гір близько 3 млн. м³ твердого матеріалу, серед якого мали місце брили діаметром більше 1 м. На Памірі сель, маса якого складала сотні кубічних метрів глинистого матеріалу, валунів та інших уламків гірських порід вирвався з притоки і за декілька хвилин перекрив русло річки Гунт, створивши греблю, вище якої за три доби виникло озеро довжиною більше 2,5 км.

Схожі на селі, грязьокам'яні потоки виникають також на схилах діючих вулканів. Їх причиною є зливові дощі або тала вода, що з'являється внаслідок танення снігу та криги під час виверження. Потоки дощової чи талої води захоплюють, розташовані на схилах, пухкі вулканічні породи і переносять їх до підніжжя. Такі вулканічні грязьокам'яні потоки називаються **лахарами**.

Підводно-гравітаційні процеси відбуваються на дні океанів, морів та інших водойм. На підводних урвистих схилах можуть утворюватися **обвали**, а на відносно крутих, при сповзанні осадов під власною вагою чи навантаженням, – **зсуви**.

Підводні зсуви можуть охоплювати весь схил, або переміщуватися по

підводних каньйонах, улоговинах стоку чи інших локальних зниженнях на дні. Дуже широкий розвиток на дні океанів та морів має також переміщення насиченого водою уламкового матеріалу, яке називають *потоками каламуті*.

Як зазначалось вище, гравітаційні явища завдають людині великої шкоди. Їх несподіваність, а часто й миттєвий прояв (наприклад, обвали) призводить до катастроф, які передбачити дуже важко. Тільки детальне *вивчення* та тривале *спостереження* за режимом всіх чинників, які зумовлюють гравітаційні процеси, може сприяти їх попередженню або зменшенню наслідків впливу.

Наприклад, тріщини на схилах і їх швидке розширення свідчать про можливе виникнення обвальо-зсувних явищ, а спостереження за режимом поверхневих і, особливо, підземних вод дає можливість передбачити розвиток згаданих та інших гравітаційних процесів.

Конкретні заходи по боротьбі зі *зсувами* зводяться до наступного:

- 1) закріплення потенційних осувних схилів шляхом засадження чагарниками, деревами і трав'янистими рослинами з добре розвиненою кореневою системою;
- 2) підвищення стійкості схилів шляхом забиванням металевих або бетонних паль та закріплення відкосів бетонуванням;
- 3) проведення штучного терасування схилів;
- 4) спорудження біля підніжжя схилів які зазнають осування підпірних стінок;
- 5) відведення поверхневих вод зі схилів спеціальними жолобами, а підземні – перехоплювати канавами у верхній частині схилу і спускати по трубах;
- 6) спорудження захисних дамб вздовж берегів річок, озер і морів з метою запобігання руйнуванню берегів хвилями та їх підмивання;
- 7) уникнення при проведенні земляних робіт можливого підрізання схилів та додаткового навантаження на їх поверхню через спорудження будівель, або насипів.

З *селевими потоками* боротися важче. Це пов'язано з тим, що сіль формується з твердого пухкого матеріалу, який зноситься поверхневими водами зі значних за площею територій. З метою запобігання його знесенню необхідно закріплювати цей матеріал засаджуючи схили рослинністю, будувати дрібні загороджуючі споруди, які б перешкоджали переміщенню елювію, делювію або колювію з місця їх залягання. Поперек русла, по якому можливе сходження селевого потоку, споруджують греблі, щоб уповільнювати швидкість його руху та затримувати твердий матеріал, що переоситься потоком.

7.9. Геологічна діяльність людини

Процес перетворення земної кори людиною називається *антропогенез* або *техногенез*. У наш час, за масштабами впливу цей процес можна порівнювати з будь-яким екзогенним процесом, а за темпами проходження він переважає багато з них. *В.І. Вернадський* вважав, що у XX ст., саме людина стала найбіль-

шою геологічною силою на Землі. Її господарська діяльність порушила геологічний кругообіг речовини і спричинила геологічні процеси, які є навіть потужнішими за природні.

В процесі антропогенного впливу на гірські породи відбувається:

- *руйнування і подрібнення* речовини земної кори внаслідок видобутку корисних копалин і проведення будівельних та вибухових робіт;
- *переміщення* (транспортування) продуктів руйнування (руд, вугілля, будівельних матеріалів тощо) на значні відстані;
- *утворення нових гірських порід* відбувається завдяки видобутку та переробці корисних копалин (терикони, відвали), будівництву (намівні піски), рекультивації (зміна складу ґрунтів тощо).

Геологічне середовище в наш час найбільше змінюється завдяки впливу гірничо-добувної промисловості, сільськогосподарської, інженерно-технічної та військової діяльності людей, а також внаслідок втручання людини у природні геологічні процеси.

Гірничо-добувна промисловість протягом історії людства постійно збільшувала свій вплив на геологічне середовище, але особливо вражаючим він став протягом останніх двох сотень років. Це пов'язано з високими темпами зростання промислового виробництва в світі, яке вимагало все більших об'ємів сировини.

Нині на Землі щороку добувають понад 100 мільярдів тонн руд і мінерального палива, а також близько 300 мільйонів тонн сировини для виробництва добрив та різноманітні будівельні матеріали.

Внаслідок видобутку корисних копалин виникають кар'єри, шахти, котловани, свердловини, траншеї, штреки, галереї, терикони, відвали, просадочні улоговини та інші антропогенні форми рельєфу. Вони порушують рівновагу в масивах гірських порід, впливають на режим підземних вод, на розвиток різноманітних геологічних процесів (водна та вітрова ерозія, карст ін.), змінюють природні ландшафти, погіршують родючість ґрунтів тощо. Часто, внаслідок видобутку корисних копалин відбувається забруднення довкілля, яке завдає серйозної шкоди здоров'ю людей і призводить до зміни видового складу рослинності і тваринного світу.

До країн, в яких у майбутньому, завдяки видобутку корисних копалин, можливі найбільші зміни геологічного середовища, скоріше за все можна віднести ті, які включені британською газетою «The Telegraph» до списку *найбагатіших гірничодобувних країн світу*. Цей список було складено на основі аналізу даних однієї з найбільших фінансових корпорацій світу «Citigroup». Очолює його Південно-Африканська Республіка. ПАР визнана найбагатшою в світі за об'ємом корисних копалин. Її мінеральні ресурси оцінюються фахівцями сумою у 2.5 трлн. доларів США. Список включає також росію, Австралію, Індію, Казахстан, Україну (завдяки запасам залізної руди, які оцінені у 510 млрд доларів) і Гвінею. Очевидно, що до нього варто додати США, Канаду, Бразилію, ДР Конго та деякі інші країни.

Сільськогосподарська діяльність людини охоплює значні площі і суттєво впливає на геологічне середовище. Так, внаслідок *рільничих робіт* (оранка, дискування, культивування, коткування, збирання коренеплодів тощо) щороку відбуваються перетворення ґрунтового шару. Крім того, рільничі роботи часто створюють передумови для розвитку несприятливих природних процесів, зокрема, ерозії.

Внесення мінеральних добрив, пестицидів, гербіцидів, вапнування та гіпсування ґрунтів робить сільське господарство могутнім чинником зміни хімічного складу ґрунтів, підстилаючих порід, підземних вод і геологічного середовища загалом.

Зрошення посушливих земель та *осушення* перезволожених стає причиною зміни режиму поверхневих і підземних вод, а також має вплив на кліматичні особливості території.

Інженерно-технічна діяльність людини полягає в спорудженні:

- населених пунктів (міст, селищ, окремих мікрорайонів тощо),
- підприємств (заводів, фабрик),
- гідротехнічних споруд (каналів, дамб, гребель),
- транспортних комунікацій (залізниць, тунелів, шосейних доріг) та ін.

В процесі інженерно-технічної діяльності людина активно змінює поверхню Землі, гідрографічну мережу і атмосферу.

Нині найбільші зміни відбуваються у межах великих міст. Тут людина спорудивши будинки, підприємства і комунікації, практично повністю змінила рельєф, ґрунтовий покрив, гідромережу, рослинність, склад повітря і, навіть, особливості протікання екзогенних процесів та клімат. Внаслідок сильного навантаження на поверхню у містах відбувається деформація, ущільнення, осідання, зсування і обвалювання гірських порід.

Крім того, тут має місце інтенсивне техногенне осадконагромадження, головним чином внаслідок накопичення відходів виробництва, а в містах, що розташовані на берегах великих річок, ще й внаслідок намівання піску з метою підготовки будівельних майданчиків та засипання ярів і балок (напр., Київ, Дніпропетровськ).

Військова діяльність людини (її можна навіть назвати «військовою ерозією») стає причиною перекопування величезних мас гірських порід при зведенні укріплень (Великий китайський мур, римські укріплення в Європі), насипів, ровів, траншей, комунікацій на військових базах тощо.

Використання бомб, ракет, снарядів інших вибухових пристроїв призводить до зміни мікрорельєфу місцевості та селитебних ландшафтів. У мирний час, при проведенні навчань, ці зміни мають регіональний характер, а під час воєн, особливо світових, – глобальний. Наприклад, в результаті масованих килимових бомбардувань під час воєнних дій у В'єтнамі утворились величезні площі антропогенного *бедленду* (англ. «дурні землі»).

Слід також пам'ятати і про те, що випробування ядерної (Семіпалатинськ, Нова Земля, Невада, Маршалові о-ви, Французька Полінезія, Алжир та ін.),

хімічної та бakteорологічної спричиняє виникнення екологічних катастроф, оскільки відбувається масштабне і всебічне забруднення довкілля.

Втручання людини в природні геологічні процеси призводить до зміни їх кількісних та якісних показників і часто зумовлює перетворення на власне техногенні.

Найбільш активного впливу зазнає процес **гіпергенезу**, оскільки людська діяльність одночасно виконує і роль агента гіпергенезу і має вплив на такі його природні агенти як температура, вологість, склад води та повітря, а також на геологічні та гідрогеологічні умови і рельєф.

Наслідком *прямого* техногенного впливу на процеси гіпергенезу є утворення техногенної антропогенової кори вивітрювання, що формується завдяки дезінтеграції й зміні складу порід при проведенні гірничих робіт. Гіпергенез інтенсивно проходить у породах, що складають борти кар'єрів, відвалів, підкосів канав, а також у тунелях, штольнях та інших підземних виробках. Прямо підсилює гіпергенез і сільськогосподарська діяльність. Особливо це стосується оранки, адже відкрита, розпушена земля зазнає значно більшого впливу перепадів температури, атмосферної вологи, мікроорганізмів та інших чинників, ніж цілина.

Побічна дія техногенезу на чинники та середовище гіпергенезу може посилити або послабити особливості протікання і наслідки природних процесів. Наприклад, в умовах техногенезу зростає активність дії води, вуглекислоти та температури, а окисену та сонячної радіації – знижується.

Нині понад половина площі суходолу охоплена гіпергенезом техногенного характеру, а його максимальна глибина визначається глибиною проникнення гірничих робіт.

Водна ерозія також є одним з екзогенний геологічних явищ, яке стало розвиватись більш інтенсивно під впливом людської діяльності.

Так, розвиток *площинної* ерозії пов'язаний переважно з розширенням землеробства, а *лінійної* – з сільськогосподарськими роботами, розвитком населених пунктів, гірничодобувної та інших видів промисловості, будівництвом доріг, іригацією тощо.

Вітрова ерозія значною мірою стимулюється людиною через посилення еолових процесів внаслідок знищення рослинного покриву, а також завдяки рілльничим роботам та осушенню ґрунтів. Слід відзначити також, що останнім часом рухомі піски і пилові бурі набувають стихійного характеру і завдають значних збитків народному господарству.

Інтенсивність **морської абразії** також у багатьох випадках стимулюється втручанням людини у природний процес. Їй сприяють такі явища, як різке зниження твердого стоку в моря, виснаження джерел природного живлення пляжів, розробки піщано-галечникових відкладів для потреб людини та ін. Зараз одночасно можна спостерігати посилення розмивання берегів і зменшення площі пляжів.

Особливо помітні результати абразії, підсилені втручанням людини, у курортних районах, де під її впливом руйнуються дороги та інші споруди.

Швидкість протікання, інтенсивність прояву, площа поширення і глибина проникнення **карсту** часто збільшується завдяки таким видам людської діяльності як видобуток корисних копалин, підземне будівництво, інтенсивне використання підземних вод тощо.

Техногенез суттєво впливає також на такі **гравітаційні процеси**, як *зсуви, обвали та осипи*.

Зсуви можуть бути наслідком підрізання схилів, створення штучних водойм, вирубування лісів, вибухових, гірничих і будівельних робіт. Вважається, що причиною близько 80% сучасних проявів зсувів є діяльність людини.

Обвали та осипи активно розвиваються на штучних відслоненнях у кар'єрах, будівельних котлованах, дорожніх виїмках та насипах. Їх виникнення викликане переважно таненням снігу, вібраціями поверхні (напр., при розробці кар'єрів), вибуховими роботами та ін.

Слід також відзначити, що людина своєю діяльністю може спровокувати явища, що традиційно відносяться до **ендогенних**. Це *землетруси* малої бальності і *тектонічні зміщення*, які найчастіше трапляється при застосуванні вибухівки під час гірничих робіт або при проведенні військових (найчастіше ядерних) випробувань.

Крім того, внаслідок відкачування нафти, підземних вод, а також дії статичного тиску будівель та впливу транспорту, виникають *локальні прогинання земної кори* з амплітудою до кількох метрів, які іноді супроводжуються тріщинами і розривами.

Явища схожі на природні процеси *магматизму і метаморфізму* можуть викликатися потужними ядерними вибухами, оскільки в момент вибуху буває дуже висока температура і тиск, що зумовлює випаровування та переплавлення гірських порід.

Людська діяльність спричиняє також зміни у фізичних полях Землі. Так, наприклад, *аномалії природного електричного поля* значною мірою зумовлені розвитком електрифікації, *природний радіаційний фон* змінюється внаслідок випробувань ядерної зброї, чи аварій на атомних електростанціях, подібних до Чорнобильської, а на *магнітне поле Землі* локальний вплив мають підземні ядерні вибухи.

7.10. Умови формування та класифікація осадових гірських порід

Осадкові гірські породи утворилися з осадів, що формуються на поверхні Землі, у її приповерхневій частині та у водних басейнах. Вони становлять 10% всіх гірських порід земної кулі і покривають майже 75% площі земної поверхні.

Потужність осадових порід, за винятком прогинів земної кори, де вона може досягати 15-20 км, незначна. Залягають вони переважно у вигляді пластів

різної товщини, або лінз. Їм властива шаруватість (горизонтальна, коса, діагональна та перехресна).

Процес формування осадової гірської породи від моменту утворення вихідного матеріалу до перетворення осаду на породу називається **літогенезом** (гр.- камінь і походження). Він складається з наступних стадій:

- формування вихідного осадового матеріалу;
- перенесення осадового матеріалу;
- нагромадження осадів (**седиментогенез** – (лат. **sedimentum** – осідання і гр. **genésis** – походження));
- перетворення осадів на осадову породу (**діагенез** – (гр. **dia** – означає завершеність і **genésis** – походження);
- зміна осадової породи до початку метаморфізму або початку гіпергенезу (**катагенез** – (гр. **kata** – означає рух вниз, посилення, перехідність або завершення процесу і **genésis** – походження);
- стадія глибокого перетворення осадової породи в глибинних зонах земної кори (**метагенез** – гр. **meta** – означає між, після, через і **genésis** – походження).

Утворення вихідного осадового матеріалу відбувається завдяки процесам гіпергенезу, ерозії, абразії, суфозії; внаслідок випадіння речовин із розчинів, нагромадження решток рослинних і тваринних організмів та продуктів їх життєдіяльності, вулканічного матеріалу, а також матеріалу, що надходить з космосу тощо.

Перенесення осадового матеріалу відбувається головним чином внаслідок дії поверхневих і підземних вод, вітру, льоду та впливу гравітації.

Нагромадження осадів (седиментогенез) проходить по всій поверхні Землі, але найбільш інтенсивно на дні океанів, морів, озер та в западинах на суходолі.

Перетворення осадів на осадову породу (діагенез) супроводжується розчиненням і виносом з осаду нестійких мінералів; формуванням нових мінералів, стійких у даних умовах; перерозподілом речовин і утворенням конкрецій; ущільненням та зневодненням; цементуванням і перекристалізацією. Інтенсивність процесу перетворення залежить від складу осаду та умов, у яких він перебуває.

Зміна осадової породи до початку метаморфізму або гіпергенезу (катагенез) відбувається під дією температури, тиск і впливу підземних вод. Інтенсивність змін залежить від геологічних умов і меншою мірою – складу й фізичних властивостей порід. Цей процес дуже тривалий і може продовжуватися протягом геологічних періодів і ер. На стадії катагенезу в породах часто утворюються пірит, марказит, халцедон, кварц, кальцит та інші мінерали. Глини перетворюються на щільні, що не розмокають у воді, аргіліти; піски – на пісковики.

В умовах висхідних тектонічних рухів основним чинником катагенезу стають підземні води, під дією яких посилюється принесення і винесення

речовин у верствах осадових порід. У разі підняття осадових товщ катагенез змінюється *гіпергенезом*, а при опусканні – *метаморфізмом*.

Стадія глибокого перетворення осадової породи в глибинних зонах земної кори (метагенез) характерна для геосинклінальних рухомих областей. Перетворення проходять тут на глибині (7-8 км), при високому тиску (20-30 кПа) і температурі (200-300°C). Такі перетворення можна вважати початковою стадією метаморфізму, оскільки завдяки ним глини перетворюються на глинисті сланці, пісковики – на кварцити, вапняки – на мармури та ін.

В залежності від умов протікання (особливостей клімату, рельєфу, тектонічної активності тощо) **літогенез буває:**

- нівальний (льодовий);
- гумідний (літогенез помірно-вологої, вологої субтропічної і тропічної зон);
- аридний (пустельний).

Осадіві гірські породи мають **хімічний склад** близький до хімічного складу магматичних порід. Основними їх компонентами є оксиди кремнію, заліза та алюмінію. Відрізняються вони від магматичних порід більшою кількістю оксидів і меншим вміст закислів заліза та нестійких і розчинних сполук – Na_2O і K_2O .

Дуже різноманітний **мінералогічний склад** осадових порід залежить від складу материнських порід, завдяки руйнуванню яких утворились осадові породи та фізико-хімічних особливостей середовища, в якому вони формувалися.

Типовими мінералами материнських порід є кварц, польові шпати, слюди, а типовими осадовими мінералами – сульфати, глинисті мінерали та ін. Крім того, для осадових порід характерна наявність решток рослин і тварин, а досить часто такі рештки взагалі є основною частиною породи (торф, діатоміти, вугілля, органогенні вапняки).

Структура осадових порід визначається розміром і формою складових частин породи, а **текстура** – способом їх розміщення в породі.

Кожному генетичному типу осадових порід відповідають певні структури, а **текстура** їх буває переважно *верстуватою* (горизонтальною, косою, хвилястою), *однорідною* (мінеральні зерна розміщені хаотично) і *пористою*.

За **генезисом** осадові породи можна поділити на три основні групи:

уламкові; хемогенні та органогенні (біогенні).

• **Уламкові** породи утворюються внаслідок механічного руйнування різних типів гірських порід. (Табл. 12).

В залежності від розміру частинок їх **структура** буває:

- грубоуламкова (*псефітова*) – розмір уламків більше 1мм в діаметрі (жорства (гравій), щебінь (галька), брили (валуни));
- піщана (*псамітова*) – розмір уламків від 1 до 0.1мм (піски різнозернисті, різного мінерального складу та походження);
- пилювата (*алевритова*) – розмір уламків від 0.1 до 0.01мм (алеврит, суглинок, лес, лесоподібний суглинок);

- глиниста (*пелітова*) – розмір уламків менше 0.01 мм (різні за генезисом та фізичними властивостями глини).

Таблиця 12

Уламкові та глинисті породи

Група порід	Діаметр уламків (мм)	Пухкі (незцементовані) породи		Зцементовані породи	
		Кутасті уламки	Обкатані уламки	Кутасті уламки	Обкатані уламки
Грубо уламкові	> 100	брила	валун	брилова брекчія	валунний конгломерат
	10-100	щебінь	галька	брекчія	когломерат
	1-10	жорства	гравій	жорствеліт (жорствя на брекчія)	гравеліт (гравійний конгломерат)
Піщані («псаміти» гр.- пісок)	0.1 – 1	пісок:	Пісковик		
	0.5 – 1	грубозернистий			
	0.25-0.5	середньозернистий			
	0.1– 0.25	дрібнозернистий			
пилуваті («алеврити» гр.- борошно)	0.01-0.1	алеврит, лес	алевроліт		
Глина (пеліти)	до 0.01	глина	аргіліт		

• *Хемогенні* породи утворюються при випаданні осадів із розчинів. Для них характерна *зерниста* структура (Табл. 13):

Таблиця 13

Структура хемогенних порід

Вид структури за розміром зерен	Діаметр уламків (мм)	Вид структури за формою зерен
крупнозерниста	> 0.5	алотріоморфна – (більшість зерен неправильної форми);
середньозерниста	0.5-0.1	ідіоморфна – (кристали мають правильну форму);
дрібнозерниста	до 0.1 мм	оолітова – (зерна заокруглені)

Хемогенні породи бувають:

- 1) *карбонатні* (різнокольорові вапняки хімічного походження, вапнисті туфи та доломіти);
- 2) *кременисті* (гейзерит, кремін, опока, діатоміт, трепел);
- 3) *залізисті* (сполуки заліза у вигляді оксидів, гідрооксидів, карбонатів, сульфатів – бурий залізняк, сидерит, сульфід заліза);
- 4) *марганцеві* (землисті маси темного кольору з домінуванням оксидів і гідрооксидів марганцю – піролюзиту, манганіту,

5) псиломелану, а також карбонатні марганцеві породи складені переважно родохрозитом і манганокальцитом);

6) *галоїдні* (кам'яна сіль, калійна сіль);

7) *сульфатні* (гіпс, ангідрит, мірабіліт);

8) *алітні (глиноземисті)* (складені головним чином оксидами та гідрооксидами алюмінію і заліза – латерити, боксити)

9) *фосфатні* (представлені фосфоритами).

• **Органогенні (біогенні)** породи виникають внаслідок перетворення органічних решток. Вони можуть мати **біоморфну** (складатися з добре збережених органічних решток) і **детритусову** (складатися з уламків скелетів організмів різного розміру (*крупндетритусову, дрібндетритусову*)) структуру.

Виділяють три типи біогенних осадових порід:

I – *карбонатні* (вапняк (черепашковий, кораловий, серпуловий, водоростевий), крейда, мергель);

II – *кременисті* (діатоміт, трепел);

III – *каустобіоліти* (гр. «kaustós» – горючий, «bíos» – життя, «líthos» – камінь) – торф, буре вугілля, кам'яне вугілля, антрацит, сапропеліт (сапропелеве вугілля), горючі сланці, нафта, асфальт, озокерит (гірський віск), горючі гази, бурштин (янтар).

8. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОТЕКТОНІЧНОЇ БУДОВИ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА ЛІТОСФЕРИ

8.3. Основні структурні елементи земної кори і літосфери

Основними структурними елементами земної кори та літосфери є **континенти й океанічні западини**. Межею між ними є **підніжжя** континентального схилу (та його частина де на дні океанів виклинюється континентальна кора). Інколи нею можуть бути глибинні розломи – **зона Беньофа** (Західна частина Тихого океану).

Континенти й океанічні западини прийнято вважати тектонічними структурами першого рангу (порядку), оскільки вони є глибинними (охоплюють не лише земну кору, але й верхню мантію). Відповідно до розміру, в межах континентів і океанів виділяються також **дрібніші структури** – другого, третього та вищих рангів.

Крім поділу за структурним принципом, є ще й поділ літосфери за геодинамічним принципом на окремі *плити*. Ці плити називають **літосферними**. Вони виділяються і розмежовуються за розміщенням епіцентрів землетрусів.

Як зазначають Й.М. Свинко та М.Я. Сивий, у сучасній структурі Землі виділяють 7 основних (великих) плит: Північноамериканську, Південноамериканську, Євразійську, Африканську, Індійсько-Австралійську, Антарктичну і Тихоокеанську. (Рис. 58)

Крім цих плит існує ще ряд менших, найбільшими серед яких є **14:**

1) Аравійська, 2) Філіппінська, 3) Кокосова, 4) Карибська, 5) Наска, 6) Південно-

Сандвічева, 7) Індокитайська, 8) Егейська, 9) Анатолійська, 10) Хуан-де-Фука (Тихоокеанське узбережжя Північної Америки), 11) Рівера (Тихоокеанське узбережжя Центральної Америки), 12) Китайська, 13) Охотське, 14) Іранська.

Всі великі плити, за винятком Тихоокеанської, охоплюють як континентальні, так і океанічні ділянки. Літосферні плити, розташовуючись на пластичній поверхні астеносфери, постійно перебувають у русі, ніби «плавають» з різною швидкістю.

При цьому відбувається:

- розсування плит у рифтових зонах серединно-океанічних хребтів,
- зближення на периферії океанів,
- зсув вздовж розломів у серединно-океанічних хребтах.

Більша частина плит у межах континентів і океанів відповідає відносно стійким ділянкам земної кори і літосфери – **платформам** (континентальним і океанічним), що відрізняються переважно плоским і вирівняним рельєфом. Океанічні платформи (малорухомі асейсмічні області ложа океану) частіше називають *океанічними плитами*, або **таласократонами** (гр. «θάλασσα» – море і «κράτος» – сила).

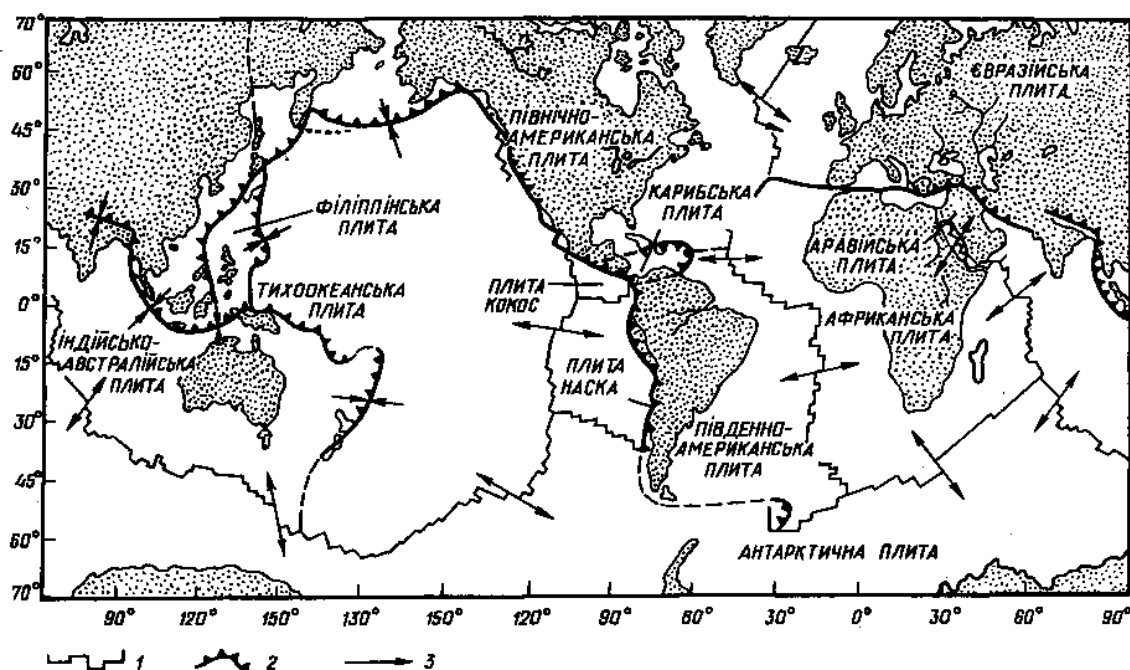


Рис. 58. Літосферні плити Землі: 1 – осі серединно-океанічних хребтів; 2 – зони субдукції; 3 – напрямки переміщення плит

Крім платформ, на планеті існує 3 типи рухомих поясів: серединно-океанічні, геосинклінальні та орогенні (гірські).

1) **серединно-океанічні** рухомі пояси приурочені до рифтових зон і є фактичними межами між літосферними плитами. В рельєфі вони виражені хребтами. (Рис. 59)

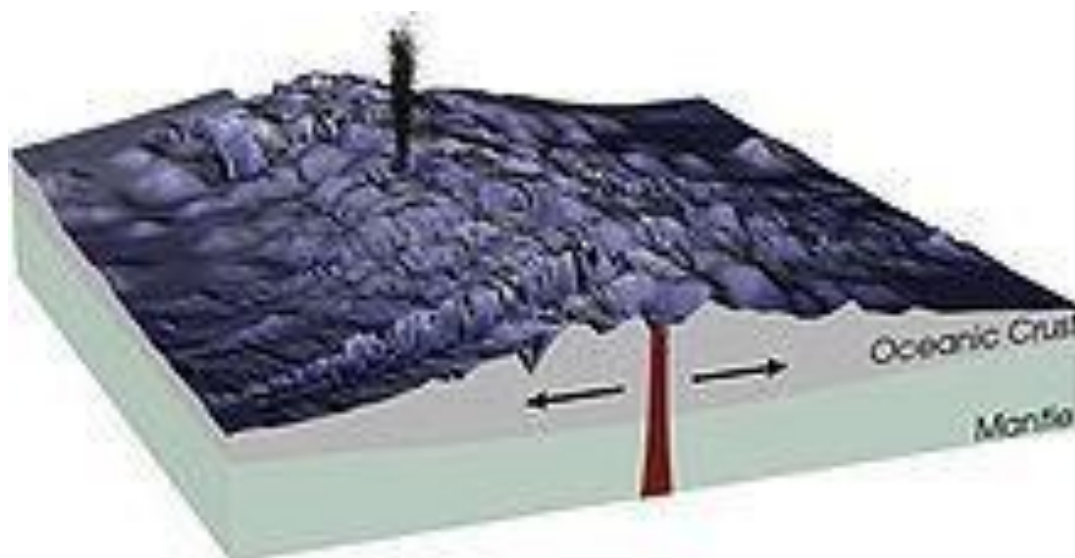


Рис. 59. Серединно-океанічний хребет

2) геосинклінальні рухомі пояси розташовуються у перехідних зонах між океанами й материками (*окраїнно-континентальні*) та між континентальними плитами (*міжконтинентальні*, наприклад, Середземноморський (між Африканською та Євразійською плитою)).

3) **орогенні** рухомі пояси, в залежності від місця виникнення, бувають *епігеосинклінальні* (гр. «епі» – після) – утворилися на місці геосинкліналей (найбільш яскравим прикладом епігеосинклінального поясу є Гімалайський, що розташовується між Євразійською та Індонезійською плитами) і *епіплатформні* – на місці платформ.

Розглянуті вище серединно-океанічні хребти, океанічні плити (платформи), континентальні платформи, епіплатформні орогенні пояси, епігеосинклінальні орогенні пояси та геосинклінальні рухомі пояси є, по відношенню до континентів і океанів, структурними елементами **другого рангу** (порядку).

8.4. Структури ложа Світового океану

В будові ложа світового океану виділяються 2 головні елементи: **серединно-океанічні** рухомі пояси (виражені хребтами) і **океанічні плити** (платформи).

Серединно-океанічні хребти (Рис. 60) займають близько $\frac{1}{3}$ площі океанічного дна, простягаються більш як на **60 000 км**, мають ширину від **500** до **2 000 км** і висоту над абісальними рівнинами до **3-4 км**. Осьові зони хребтів виражені *рифтами* (англ. «rift» – розрив, розлом), які являють собою вузькі (25-50 км) долини з крутими бортами і характеризуються підвищеною тектонічною активністю.

Поперечно хребти перетинають *трансформні* та *магістральні* розломи. **Трансформні** (лат. «transformo» – перетворені) – по них відбуваються горизонтальні зміщення осьових рифтів хребтів іноді на сотні кілометрів. (Рис. 61)

Магістральні (лат. «magistralis» – головні) – перетинають не лише хребти, а й суміжні плити та продовжуються у межах континентів. У місцях їх перетину з серединно-океанічними хребтами часто утворюються вулканічні споруди, які виступають над поверхнею океану (Ісландія, о. Пасхи, Азорські о-ви, о. Св. Єлени, о. Вознесіння, о-ви Трістан-да-Кун'я).



Рис. 60. Серединно-океанічні хребти

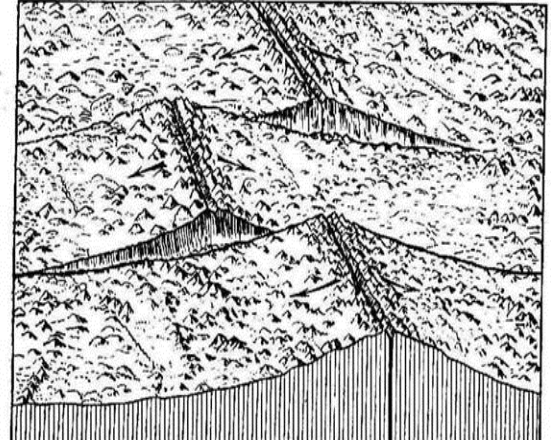


Рис. 61. Трансформні розломи

Океанічні плити займають основну територію океанічного ложа і морфологічно виражені плоскими *абісальними* (гр. «безодня» – понад 2000м) рівнинами, ускладненими окремими улоговинами та підняттями. Вони простягаються від підніжжя материкового схилу до серединно-океанічних хребтів.

В межах океанічних плит зустрічаються:

- 1) **гайоти** – плосковершинні підняття (вулканічні конуси з еродованими вершинами);
- 2) **лінійні вулканічні архіпелаги** – Гавайські острови. Канарські острови тощо;
- 3) **ізометричні овальні підняття** вулканічного походження – Бермудські острови, острови Крозе, острови Зеленого Мису;
- 4) **мікроконтиненти** – підводні плато чи острови, для яких характерна континентальна земна кора (Фолклендські острови, Сейшельські острови, Нова Зеландія тощо).

Крім серединно-океанічних хребтів і океанічних плит в структурі Світового океану виділяються **підводні окраїни материків**, які займають близько 25% його загальної площі. За будовою та історією розвитку підводні окраїни поділяються на два типи: **пасивні** й **активні**.

Пасивні – характерні для більшої частини Атлантичного, Індійського та Північного Льодовитого океанів. Для них характерна низька сейсмічна активність і відсутність вулканізму. В їх поперечному профілі розрізняють три головні морфологічні елементи:

- плоский шельф (до глибини 200 м, а в деяких випадках може досягати 500-1500 м, наприклад південна частина Охотського моря, бровка Новозеландського шельфу);
- крутий материковий схил (до глибини 2500-3500 м);

- полого материкове підніжжя (в Атлантичному та Індійському океанах може простягатися до глибини 4000-4500 м).

Товщина континентальної земної кори поступово зменшується від шельфу (понад 30 км) до континентального підніжжя (15-20 км).

Різновидом пасивних окраїн є **трансформні** окраїни. Вони позначаються трансформними розломами, що заходять у їх межі. Для таких окраїн характерний вузький шельф, крутий материковий схил (співпадає з розломом) та слабовиражене підніжжя.

Активні підводні окраїни характерні для Тихого океану і окремих ділянок Атлантичного (Карибське і Середземне море, Південно-Оркнейські острови) та Індійського (західне узбережжя Суматри, Малакки, Яви) океанів.

Вони складаються:

- з *окраїнних морів*, які мають океанічну або субокеанічну земну кору (Охотське, Японське, Східно-Китайське),
- *острівних дуг* з континентальною і субконтинентальною земною корою (Японська, Командорсько-Алеутська, Курильська – в Тихому океані; Анtilська і Південно-Антильська – в Атлантичному; Зондська – в Індійському),
- *глибоководних жолобів*, що являють собою довгі вузькі зниження дна океанів з глибиною понад 6000 м, довжиною сотні й, навіть, тисячі кілометрів і шириною кілька десятків кілометрів.

Окремим різновидом активних підводних окраїн материків є їх **андський тип**. Для нього характерний безпосередній контакт глибоководних жолобів, наприклад Чилійського, Перуанського, з континентами, по периферії яких простягаються крайові вулканічні пояси.

8.5. Геосинкліналі

Геосинкліналі (гр. «geo» – Земля, «sinklino» – нахилиюсь) – це обширні лінійно витягнуті ділянки земної кори, в межах яких інтенсивно проявляються вертикальні та горизонтальні тектонічні рухи, магматизм і сейсмічність. Серед геосинклінальних структур виділяються геосинклінальні пояси, області, системи, міогеосинкліналі, евгеосинкліналі та серединні масиви

Рухомі геосинклінальні пояси є найвищою таксономічною одиницею в класифікації геосинклінальних структур. Це пояси планетарного масштабу. Вони виникають на межах літосферних плит, переважно, на корі океанічного типу, включаючи внутрішні та окраїнні моря, острівні дуги й глибоководні жолоби. Час виникнення геосинклінальних поясів на Землі датується пізнім протерозоєм – **1350-1000** млн. років тому.

Вже тривалий час вони є місцями концентрації інтенсивної вулканічної діяльності, сейсмічної активності та активного нагромадження осадів. В процесі свого розвитку *геосинклінальні пояси* перетворюються на складчасті гірські споруди з потужною корою континентального типу. Їх довжина досягає десятків тисяч кілометрів, а ширина – до 2-3 тисяч кілометрів.

Зараз на планеті існує п'ять головних типів геосинклінальних поясів. Найбільш активно серед них розвиваються два: *окраїнно-континентальний* та

міжконтинентальний.

1) **Окраїнно-континентальний** – характерний для західної частини Тихого океану, де має місце система окраїнних морів, островних дуг та глибоководних жолобів. Скоріше за все раніше (у палеозої та мезозої) подібна картина спостерігалась і на сході Тихого океану.

2) **Міжконтинентальний** (Середземноморський) – обмежується з півночі Східно-Європейською і Китайсько-Корейською платформами, а з півдня – Африкано-Аравійською та Індостанською. В області Малайського архіпелагу він поєднується з Тихоокеанським поясом.

Поряд з названими, на нашій планеті є ще **3** геосинклінальні пояси – **Північно-Атлантичний, Урало-Монгольський** (Урало-Монголо-Охотський) та **Арктичний**. Перший охоплює узбережжя материків у північній частині Атлантичного океану. Другий – огинає Сибірську платформу з заходу та півдня і відокремлює її від Східно-Європейської та Китайсько-Корейської, а третій розташовується по периферії Північного Льодовитого океану. Ці геосинклінальні пояси завершили свій розвиток наприкінці палеозою – на початку мезозою.

Всі **п'ять** зазначених поясів прийнято називати «**великими**» (Рис. 62).

Крім великих поясів, на Землі мають місце і **2 «малі»** – **Внутрішньоафриканський і Бразильський**. Вони відрізняються від великих поясів не тільки розмірами, а й історією розвитку – еволюція їх тривала лише на протязі протерозою.

В межах геосинклінальних поясів виділяють їх дрібніші складові – **геосинклінальні області**. Вони мають довжину понад 1000 км, розділяються зонами поперечних розломів та відрізняються особливостями будови й розвитку. Так, Урало-Монгольський пояс включає наступні області: Уральську, Тянь-Шанську, Центрально-Казахстанську, Алтає-Саянську і Монголо-Охотську.

В межах геосинклінальних областей виділяються **геосинклінальні системи**. Це лінійні структури довжиною понад 1000, а інколи й 3000 км (Урал, Аппалачі). Ширина геосинклінальних систем коливається від 200 до 500-600 і, навіть, більше км. У випадках коли геосинклінальні системи розташовуються між платформою і серединним масивом або між двома серединними масивами чи займати весь простір між двома платформами, поняття *область* і *система* **збігається** (Урал, Кордильєри).

Слід також відзначити, що геосинклінальні системи в межах області можуть мати як *однаковий*, так і *різний* час формування. Так, у межах Альпійсько-Гімалайської області розташовані системи Карпат, Альп, Великого Кавказу та ін., які сформувалися приблизно в один час (у кайнозої), а в межах Алтає-Саянської області виділяються геосинклінальні системи, еволюція яких завершилася в різні часи: Західний Саян сформувався у ранньому палеозої, Східний Саян – у пізньому протерозої.

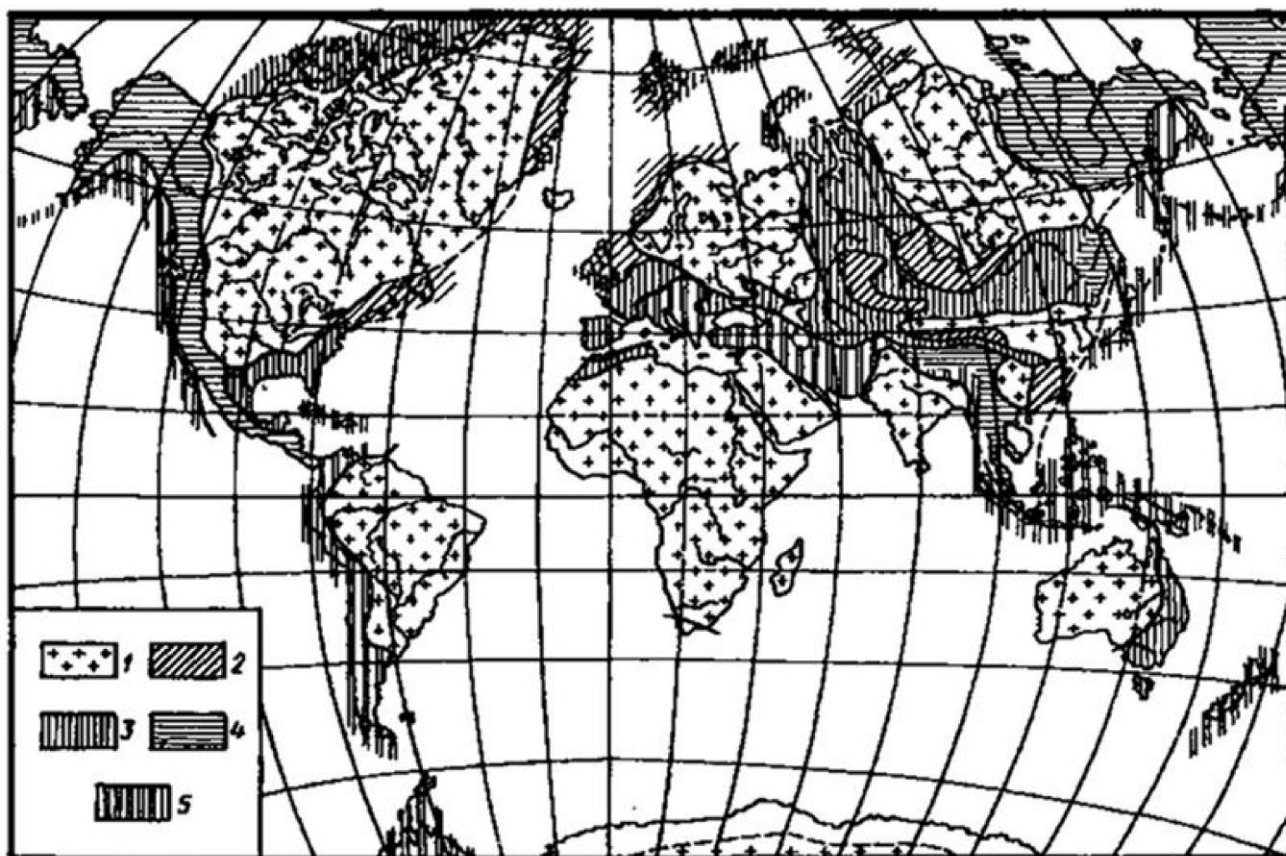


Рис. 62. Сучасна тектонічна схема земної кори:
1 – докембрійські платформи; 2 – епікаледонські області; 3 – епігерцинські області;
4 – епімезозойські області; 5 – області альпійської складчастості

В межах геосинклінальних систем виділяються дрібніші елементи: міogeосинкліналі та евгеосинкліналі:

міogeосинкліналі («несправжні геосинкліналі») – це зовнішні зони геосинклінальних систем, які прилягають до платформ. Вони закладаються на корі континентального типу і характеризуються нагромадженням уламкових та карбонатних товщ;

евгеосинкліналі («справжні геосинкліналі») – внутрішні зони геосинклінальних систем, що розміщуються з боку океанів.

Структурами такого ж рангу, як і геосинклінальні системи є **серединні масиви**. Це, переважно, уламки тієї платформи, за рахунок дроблення якої виникла дана геосинклінальна область. Фундамент серединних масивів має ранньодокембрійський вік. Їх форма переважно кутасто-ізометрична, а ширина становить від кількох сотень до понад 1000 км. Серединні масиви (напр., Родопський, Індосинійський, Богемський) є аналогами мікроконтинентів, які відомі в сучасних океанах.

Розвиток геосинкліналей може тривати десятки і сотні мільйонів років. За один тектонічний цикл у розвитку геосинкліналей виділяється **кілька стадій**.

На **першій стадії** територія геосинклінальної області являє собою єдиний покритий морем не розчленований або слабозчленований внутрішніми

підняттями широкий прогин. Для цієї стадії характерне опускання земної кори і накопичення у прогинах потужних теригенних глинистих осадів, що приносились ріками з плоских платформених рівнин та островів всередині геосинкліналі.

Подальший розвиток характеризується тим, що структура єдиного або слабо розчленованого прогину ускладнюється. В ньому з'являються внутрішні підняття, які розділяють прогин на вужчі внутрішні геосинкліналі. При цьому ускладненні переважає занурення земної кори, а новутворені внутрішні геосинкліналі можуть підніматися або опускатися, але з меншою швидкістю ніж суміжні прогини. Скрізь відбувається процес накопичення осадів, товщі яких досягають найбільшої потужності у внутрішніх прогинах. В цей час відбувається проникнення основної магми в осадові товщі, формуються пластові інтрузії (сіли), а на окремих ділянках мають місце підводні тріщинні виливи лави.

На *другій стадії* триває прогинання геосинкліналі і відбувається подальша диференціація тектонічних рухів земної кори. Геосинклінальна область поділяється на ряд прогинів та піднять, обмежених крупними розломами. Утворюються лінійно витягнуті острівні ланцюги, між якими, на місці западин, розташовуються моря та протоки.

У прогинах, що інтенсивно розвиваються, накопичуються своєрідні відклади. Що отримали назву фліш. Фліш – це переважно морські осадові утворення, для яких характерне чергування трьох-чотирьох різновидів порід. Кожен такий набір різновидів шарів називається ритмом. У кожному ритмі грубозернисті відклади розташовуються внизу, а більш тонкі – вгорі. Розрізняють теригенний фліш, у якому ритм може складатися з конгломерату, пісковика, алевроліту та аргіліту або ж з трьох останніх порід. Розвивався також карбонатний фліш, в якому ритми знизу до гори можуть складатися з уламкового піщанистого вапняка, мергеля і аргіліту (ущільненої глини). Потужність кожного ритму як правило вимірюється десятками або одиницями сантиметрів, а потужність всієї товщі складає сотні й, навіть, перші тисячі метрів. Численні повторювання ритмів відображають пульсаційний характер коливальних рухів у геосинкліналі, що накладалися на загальне крупне прогинання.

На цій стадії відбувається подальше розширення геосинкліналі. До прогинів приєднуються суміжні частини платформ. Поряд з утворенням нових піднять всередині геосинкліналі шари осадових порід починають зминатися в складки (з'являється рання геосинклінальна складчастість). Магматизм проявлявся у виливах не лише основної лави, а й лави середнього (андезитового) складу. Вздовж глибинних розломів формуються інтрузивні тіла з основної та ультраосновної магми.

На *третьій, ранньоорогенній, стадії* суттєво змінюється направленість розвитку всієї геосинклінальної області. Загальне прогинання геосинкліналі, яке було характерне для двох попередніх стадій, змінюється підняттям. Найбільші підняття спочатку охоплюють центральні частини геосинкліналей, де формуються так звані центральні підняття. Розростаючись, вони все більше і більше втягують у підняття суміжні прогини.

Разом з тим починається інтенсивна складчастість, яка розвивається від

піднять до прогинів. Поступово підняття охоплює майже всю геосинклінальну область і вона стає переважно суходолом. Мілководні водойми зустрічаються лише на периферії, де вони приурочуються до передових (крайових) прогинів. До цих водойм надходить теригенний матеріал (переважно глинистий або алевритовий).

На цій стадії має місце регіональний метаморфізм гірських порід, а також формуються крупні інтрузивні масиви переважно кислого (гранітного) складу – батоліти тощо.

В ході цієї стадії на місці первинного геосинклінального прогину виникає складне складчасте підняття – відбувається інверсія тектонічного рельєфу.

Четверта (пізньоорогенна) *стадія* характеризується значним посиленням висхідних тектонічних рухів земної кори і значними підняттями всіх зібраних у складки гірських порід. Для неї характерне утворення гірських хребтів, передових та між гірських прогинів.

До цих прогинів з гірських масивів, що зазнавали значних піднять, ріки зносили велику кількість уламкового матеріалу. Завдяки цьому в прогинах накопичувались потужні конгломерати, пісковики, глини тощо. При створенні в прогинах лагунних умов у жаркому та сухому кліматі відбувалось накопичення соленосних товщ, а у вологому – вугленосних відкладів.

На четвертій стадії геосинкліналь завершує свій тривалий розвиток і перетворюється на складну складчасту гірську країну з корою континентального типу.

З часом, під дією екзогенних чинників, відбуваються процеси згладжування гірського рельєфу і перетворення гір спочатку у дрібносопковик, а пізніше й у рівнину. Охолодження земної кори, що відбувається одночасно з перетворенням рельєфу, у свою чергу призводить до занурення рідини, покривання її території водою і формування на ній осадових верств – чохла, а зруйнована складчаста основа, сформована на геосинклінальному етапі стає фундаментом майбутньої платформи. Таким чином, вже колишня геосинкліналь вступає в наступну стадію свого розвитку – платформену.

8.4. *Континентальні платформи*

Платформи (фр. – плоска і форма) – великі, відносно стабільні ділянки земної кори, які мають двоярусну будову. Їх нижній ярус (**фундамент**) складається з давніх кристалічних порід (базальтів, гранітів та ін.), а верхній – **осадовий чохол** – являє собою нагромадження вулканічних та осадових (пісків, глин, мергелів, пісковиків та ін.) порід різної потужності.

За віком фундаменту платформи поділяються на *давні* та *молоді*.

Давні платформи мають фундамент, що сформувався в архей-протерозойський час. Вони займають майже **40%** площі сучасних материків. Таких платформ на Землі **11**: 1) Північно-Американська, 2) Південно-Американська, 3) Східно-Європейська, 4) Сибірська, 5) Африкано-Аравійська, 6) Індостанська, 7) Австралійська, 8) Антарктична, 9) Китайсько-Корейська, 10) Таримська та 11) Південно-Китайська (Рис. 63).

В межах давніх платформ виділяється ряд структурних елементів (Рис. 64), найбільшими серед яких є **щити** і **плити**.

Щити – ділянки платформи, де фундамент виступає на поверхню (Балтійський, Український, Алданський, Канадський та ін.).

Плити – ділянки платформ, де фундамент перекритий осадовими відкладами (чохлом) (наприклад, Руська, Волино-Подільська плита та ін.). Слід відзначити, що раніше терміном «плита» називали молоді платформи.

У межах плит виділяються структурні елементи меншого розміру: антеклізи, синеклізи та авлакогени.

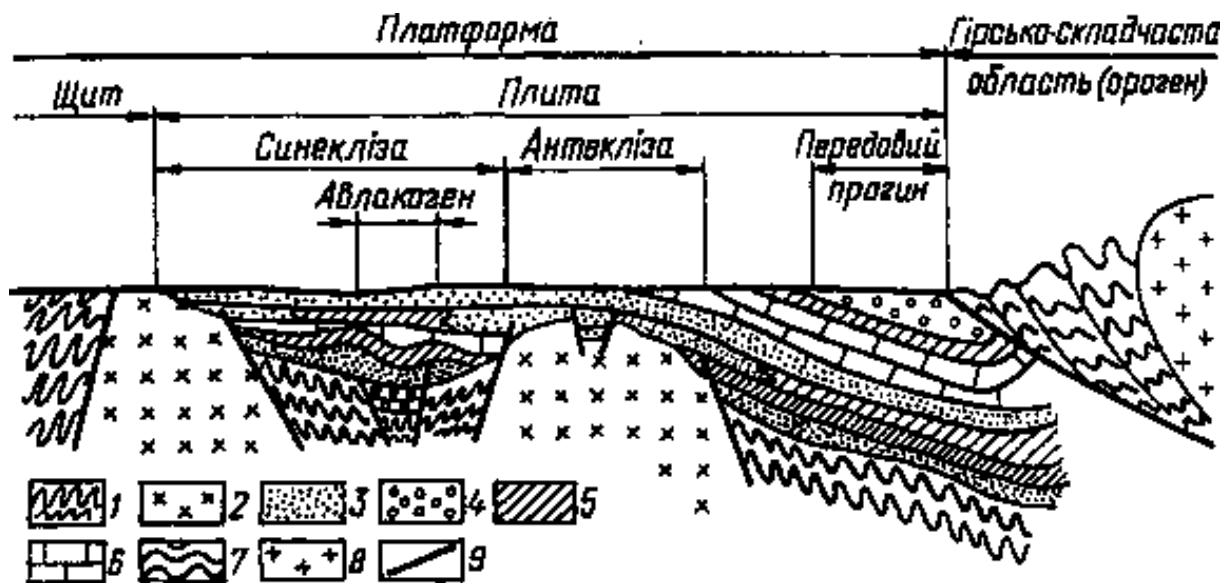


Рис. 64. Схематичний розріз платформи – породи фундаменту:

- 1 – метаморфічні; 2 – магматичні; відклади чохла; 3 – піщані;
4 – грубоуламкові; 5 – глинисті; 6 – карбонатні; ороген:
7 – метаморфічні породи; 8 – магматичні; 9 – розломи

Антеклізи (Воронезька, Смоленсько-Московська, Білоруська, Волго-Уральська та ін.) – великі пологі підняття, в межах яких потужність осадового покриву відносно незначна, а в окремих випадках фундамент виступає на поверхню у вигляді невеликих кристалічних масивів.

Синеклізи (Тунгуська, Московська, Ангара-Ленська, Вілюйська, Причорноморська, Прикаспійська та ін.) – ділянки з опущеним (понад 3000 м) заляганням фундаменту, який перекритий потужним осадовим чохлам.

В основі синекліз, дані буріння часто дозволяють виявити поховані структури – **авлакогени**. Вони являють собою великі лінійно витягнуті грабеніподібні западини у фундаменті платформ, відокремлені від сусідніх територій розломами. Потужність осадів в межах авлакогенів може досягати 17 км (ДДЗ). Авлакогени в сучасному рельєфі майже невиражені і є похованими структурами.

Молоді платформи сформувалися на пізньопротерозойському, палеозойському і, навіть, мезозойському фундаменті. За віком фундаменту вони бувають епібайкальські (займають проміжне становище між молодими та давніми

платформами), епікаледонські, епігерцинські та епімезозойські. Фундамент таких платформ менш кристалічний, ніж у давніх, породи його менш метаморфізовані, містять менше гранітів і відрізняються від осадового чохла переважно інтенсивною дислокованістю. Такими платформами є: Скіфська, Західносибірська, Катазіатська, Туранська, Патагонська. Західно-Європейська, Патагонська, Приатлантична, Примексиканська.

Слід відзначити також, що на платформах є ділянки *активізації*, на яких відбувались орогенні процеси. Такий орогенез одержав назву **епіплатформеного** («епі» гр. – над). При епіплатформеному орогенезі, завдяки різноспрямованим тектонічним рухам, гірський рельєф створюється за короткий геологічний час. Найчастіше формуються брилові (рідше – складчасто-брилові) гори – Тянь-Шань, Алтай, Саяни, Судети, Аппалачі, Гарц та ін.

Часто з епіплатформеним орогенезом пов'язане виникнення **континентальних рифтів** (розломів). Це великі структури, в межах яких відбувається розтягування континентальної земної кори, що супроводжується вулканічною та сейсмічною діяльністю. Вони, як правило, лінійно витягнуті і мають велику довжину (сотні й тисячі км). Континентальні рифти за шириною бувають: 1) *вузькі* – 5-20 км (Мертве море); 2) *середньої ширини* (їх більшість) – 30-70 км (Байкал) і 3) *широкі* – 200-400 км (Червоне море).

В сучасному рельєфі рифти являють собою чітко виражені тектонічні зниження, оточені крайовими хребтами, а найбільші з них приурочені до осьових частин великих склепінчастих піднять (Схіноафриканський з рифтом Червоного моря, Байкальський, Верхньореїнський).

Утворення рифтів майже завжди супроводжується магматичною діяльністю і відбувається протягом 3-х стадій:

1) земна кора починає розтягуватись (не більше кількох сотень метрів), що призводить до виникнення неглибоких западин;

2) відбувається зародження та ускладнення осьової зони рифта, розтяг досягає 30-40 км, а кора тоншає в 1.5 рази;

3) розтяг досягає 80-100 км, кора тоншає у 2-3 рази, глибина рифта становить 4-5 км, утворюються розриви й тріщини через які на поверхню виходить магма.

На останній стадії розвитку континентальних рифтів континентальна земна кора перетворюється на океанічну.

8.5. Характерні особливості глибинних розломів і кільцевих структур

Глибинні розломи (термін введено у 1945 році академіком А.В. Пейве) є зонами рухомого зчленування великих блоків земної кори і верхньої мантії. Вони формуються протягом тривалого часу, мають довжиною сотні й тисячі км, а ширину – десятки км і є ділянками інтенсивного протікання *тектонічних, магматичних і метаморфічних* процесів.

Засновником вчення про глибинні розломи вважають американського геолога У.Хоббса, який ще у 1911 році висунув ідею про існування **лінеamentів** (прямолінійних структурних поясів). На його думку, саме розломи визначають

обриси континентів, гірських складчастих систем, багатьох тектонічних структур. Слід відзначити також, що подібні структурні елементи віділяли наприкінці XIX і на початку XX ст. такі вчені, як О.П. Карпінський та В.О. Обручев.

Серед глибинних розломів є такі час існування яких охоплює сотні мільйонів років (напр., Уральський, Таласо-Ферганський). До них часто приурочуються долини гірських річок (Таласо-Ферганський, Камчатський, Ріонський та ін.) і вулканічні споруди (Камчатка).

Розломи відрізняються за глибиною проникнення, кінематичними та динамічними ознаками і своєю роллю (значенням) у загальній структурі земної кори.

За глибиною проникнення розломи бувають корові, літосферні та мантийні.

Корові розломи, на відміну від звичайних приповерхневих розривів, які лише порушують будову складчастих та інших форм залягання осадових і магматичних гірських порід верхньої частини кори та не проникають глибше 20-30 км, досягають поверхні Мохоровичича і є результатом реакції на напруги, що охоплюють всю товщу земної кори.

Літосферні розломи порушують будову всієї літосфери і «затухають» в астеносфері. Скоріше за все, вони є найпоширенішими глибинними розломами. З ними пов'язаний сучасний вулканізм та палеовулканізм і гіпоцентри землетрусів.

Мантийні (надглибинні) розломи визначаються за глибиною розташування осередків землетрусів. Вони найчастіше мають місце в межах сейсмофокальних зон – систем глибинних розломів на межі континентальних та океанічних структур і можуть досягати глибини 650–720 км.

За кінематичними (гр. – «сила, зміна») та динамічними (гр. – «сила») ознаками серед глибинних розломів виділяються глибинні скиди, розсуви, підкиди, насуви та зсуви.

Глибинні скиди виникають при розтягуванні ділянок земної кори, внаслідок чого вона втрачає гравітаційну стійкість, що призводить до занурення окремих блоків. Глибинні скиди обмежують великі западини та авлакогени у фундаменту давніх платформ (Дніпрово-донецький авлакоген, Прикаспійська западина). Вони зустрічаються в межах крупних склепінчастих піднять на платформах, де обмежують рифтогенні структури (рифти Червоного моря, Верхньореїнського грабена, озера Байкал). Слід відзначити також, що «щільно-подібні» рифти можуть розглядатися як **глибинні розсуви**.

Глибинні підкиди та насуви широко представлені у фанерозойських складчастих областях і в областях епіплатформеного орогенезу. Вони є наслідком стискання земної кори і розвиваються вздовж меж мегаблоків земної кори з різним типом розвитку або неоднаковими напрямками і швидкостями руху. У зонах глибинних підкидів утворюються прирозломні лінійні складки, інтенсивний кліваж (фр. «clivage» – розшарування, розщеплення – процес розщеплення гірських порід на тонкі пластини і призми по густій мережі відносно паралельних поверхонь) і сланцюватість.

Особливим типом глибинних насувів є **офіолітові** (гр. – «змія і камінь»)

покриви, які виникають при *обдукції* (насуванні океанічної кори на континентальну). Ці покриви нерідко мають у своїй нижній частині ультраосновні породи верхньої мантії, що вказує на те, що відрив відбувався дещо нижче поверхні Мохоровічіча.

Глибинні зсуви поширені у складчастих областях і мають сильний вплив на їх розвиток. Вони розвиваються як розмежовуючі вертикальні поверхні блоків земної кори і літосфери, що горизонтально переміщуються та супроводжуються розсувною складоовою зміщень. Багато глибинних зсувів проявляють активність на протязі сотень мільйонів років. Сучасні горизонтальні зміщення блоків земної кори по них складають до 2 см на рік.

Яскравим прикладом глибинного зсуву є розлом Сан-Андреас у Каліфорнії (довжина 1000 км, ширина 1 км), що характеризується горизонтальним зміщенням блоків близько 1.2 см/рік, яке досить часто супроводжується сильними землетрусами.

За роллю (значенням) у загальній структурі земної кори виділяють розломи різних порядків.

Розломи 1-го порядку визначають межі головних літосферних плит. Вони бувають:

- дивергентні – в ділянках розсувів океанічних рифтів,
- конвергентні – в місцях сходження ділянок земної кори,
- трансформні – головні серед магістральних.

Розломи 2-го порядку – розмежовують малі плити і мікроплити, відокремлюють окраїни континентів від океанічного ложа (наскрізні розломи).

До **розломів 3-го порядку** належать всі розломи, що мають місце всередині континентів та океанів. Це розломи, що обмежують невеликі рифти або авлакогени у фундаменті континентальних платформ; розломи, що розділяють основні структурно-формаційні зони всередині геосинклінальних систем і регіональні трансформні розломи всередині океанів.

Кільцеві структури є геологічними утвореннями різного походження і розміру (до 500 км в діаметрі), активне дослідження яких почалося після дешифрування аеро- та космічних знімків земної поверхні. Вони мають головним чином овальну або округлу форму.

За походженням, серед кільцевих структур виділяються:

- **магматичні** – вулканогенні, вулкано-плутонічні, плутонічні;
- **метаморфічні** – граніто-гнейсові куполи, які мають у центрі гранітне ядро, а на периферії метаморфічні породи. Вони характерні для кристалічних щитів;
- **гідро – і грязевулканічні структури** – гейзери, грязеві вулкани (Керченський п-ів, Сахалін);
- **соляні куполи** – ДДЗ;
- **метеоритні кратери** – від'ємні структури на земній поверхні, утворені внаслідок падіння космічних тіл (за різними оцінками їх на планеті від 100 до 200; наприклад, Арізонський, Нордлінген-Рис (Мюнхен), Попігайський (Сибір));
- **астроблеми** (гр. – «зірка») – змінені екзогенними процесами метеоритні

кратери (наприклад, Болтиська западина у Кіровоградській області).

В місцях наявності метеоритних кратерів і астроблеми зустрічаються характерні для них породи: аутигенні і аллотигенна брекчії та імпактити.

Аутигенна (гр.- «сам») **брекчія** (італ.- «великоуламкова зцементована порода») – це подрібнені породи основи кратерів, що на глибині переходять у тріщинуваті породи;

Аллотигенна брекчія – складена з викинутих під час вибуху уламків, які впали назад у кратер чи розсіялися поблизу, і зцементованих через певний час пухким уламковим матеріалом з домішкою скла;

- **імпактити** (ударні брекчії) – утворюються внаслідок розплавлення під дією удару, порід, одним з основних компонентів яких є скло та продукти його перетворень.

8.6. Поняття про тектонічні цикли та епохи складчастості й горотворення

У складній і тривалій історії розвитку геосинклінальних поясів, яка обчислюється багатьма сотнями мільйонів чи навіть більше мільярда років, мали місце періоди розширення і повільного опускання та періоди скорочення, звуження і підняття, які супроводились складчастістю, гранітизацією, метаморфізмом, що призводило до перетворення окремих частин поясів спочатку у гірські масиви, а потім у молоді континентальні платформи.

Чергування опускань і піднять та процесів, які їх супроводжували неодноразово повторювалось в історії геосинклінальних поясів, що очевидно свідчить про певну циклічність у їх розвитку. На цю обставину в розвитку геосинклінальних поясів ще у ХІХ столітті (1886) звернув увагу французький геолог М. Бертран, який виділяв 4 цикли горотворення.

Зараз в історії Землі і в еволюції геосинклінальних поясів виділяють 12 **тектонічних циклів**:

- 1) катархейський – проходив (4.5-3.5) млрд. років тому;
- 2) ранньоархейський – (3.5-3.0) млрд. років тому;
- 3) пізньоархейський (біломорський) – (3-2.6) млрд. років тому;
- 4) ранньопротерозойський (ранньокарельський) – (2.6-2.0) млрд. років тому;
- 5) середньопротерозойський (пізньокарельський) – (2.0-1.7) млрд. років тому;
- 6) ранньорифейський (готський) – (1.7-1.4) млрд. років тому;
- 7) середньорифейський (гренвільський) – (1.4-1.0) млрд. років тому;
- 8) **Байкальський** (на тектонічній карті позначається **сіро-зеленим кольором**) – 1000-550 млн. років тому;
- 9) **Каледонський** (ранньопалеозойський) (на тектонічній карті позначається **фіолетовим кольором**) – 545–375 млн. років тому;
- 10) **Герцинський** (пізньопалеозойський) (на тектонічній карті позначається **коричневим кольором**) – 375-220 млн. років тому;
- 11) **Мезозойський** (кіммерійський) (на тектонічній карті позначається

зеленим кольором) – 220-80 млн. років тому;

12) **Альпійський** (кайнозойський) (на тектонічній карті позначається жовтим кольором) – почався 80 млн років тому і триває нині (Рис. 65).

Ера		Тривалість, млн років	Період		Тривалість, млн років	Епоха горотворення
Назва	Ін- декс		Назва	Індекс		
Кайнозойська (кайнозой)	KZ	65	Четвертинний (антропоген)	Q	1,8—2,0	Альпійська
			Неогеновий (неоген)	N	22	
			Палеогеновий (палеоген)	P	41	
Мезозойська (мезозой)	MZ	180	Крейдовий (крейда)	K	70	Мезозойська (кіммерійська)
			Юрський (юра)	J	70	
			Тріасовий (тріас)	T	40	
Палеозойська (палеозой)	PZ	325	Пермський (перм)	P	50	Герцинська
			Кам'яновугільний (карбон)	C	65	Каледонська
			Девонський (девон)	D	50	
			Силурійський (силур)	S	25	
			Ордовіцький (ордовик)	O	65	Байкальська
			Кембрійський (кембрій)	Є	70	
Протерозой- ська (протерозой)	PR	Близько 2000				
Архейська (архей)	AR	1500— 2000				

Рис. 65. Основні тектонічні цикли

Тривалість тектонічних циклів, як видно із переліку, була більшою у докембрії, де досягала 1млрд.років, в палеозої вона вже складала 180-200 млн.років, у мезозої близько 140, а в кайнозої – менше 100 млн.років.

В межах кожного з названих циклів мають місце, як тривалі **еволюційні етапи** для яких характерно переважно осадконакопичення, так і короткі, **бурхливі етапи** революційного розвитку, які ще називають епохами складчастості та горотворення.

Для еволюційних етапів характерні наступні процеси:

- широкий розвиток прогинів у геосинкліналях і накопичення осадочно-вулканогенних товщ значної потужності;
- формування прогинів на платформах та розвиток трансгресій;
- розвиток неглибоких морів на значних ділянках платформ, що стало причиною формування вологого, теплого клімату та інтенсивного вирівнювання рельєфу;
- створення сприятливих умов для бурхливого розвитку органічного світу.

Такий режим на планеті називають **таласократичним** (гр.- море й сила) або «пануванням моря». У таласократичних умовах формуються поклади вугілля, нафтогазоносні товщі, карбонатні відклади тощо.

Для епох складчастості та горотворення характерні:

- широкий розвиток процесів горотворення у геосинклінальних областях і їх відголоски у вигляді коливальних рухів на платформах;
- прояви потужного інтрузивного та ефузивного магматизму;
- підняття окраїн платформ, що прилягають до геосинклінальних областей і пов'язані з цим регресії епіконтинентальних морів та ускладненн рельєфу суходолу;
- ускладнення циркуляції атмосфери внаслідок зростання контрастності рельєфу, яке призводить до посилення зональності, розширення пустель і появи областей континентального зледеніння;
- різкі зміни фізико-географічних умов на планеті призводять до вимирання одних та появи інших, вище організованих, видів рослин і тварин.

Такий режим називають **геократичним** (гр.- земля, суходіл і сила) або «пануванням суходолу». У геократичних умовах відбувається формування континентальних відкладів різного генезису (еолових, озерних, болотних, дельтових, долинних та ін.).

8.7. Основні погляди на еволюцію земної кори й літосфери

В процесі розвитку геологічної науки висловлювалось багато думок і поглядів на різноманітні процеси, які проходять у товщі та на поверхні Землі і впливають на розвиток земної кори й літосфери.

На даний час в геотектоніці домінуючими є 3 основні напрямки поглядів, що пояснюють еволюцію земної кори й літосфери:

1) гіпотези, що ґрунтуються на можливій зміні об'єму Землі; 2) гіпотези внутрішнього розподілу речовини Землі, в якому провідними є вертикальні переміщення блоків земної кори. Ці гіпотези називаються ще концепцією **фіксистизму** (фр. – закріплювання); 3) гіпотези горизонтальних переміщень материків або літосферних плит. Їх ще об'єднують під спільною назвою – концепції **мобілізму** (фр.-лат. – рухомий).

Гіпотези пов'язані зі зміною об'єму землі.

- Гіпотеза **контракції** (лат. – стискання) була дуже популярною у XIX і на початку XX століття. Її основоположником був французький геолог *Елі де Бомон* (Рис. 66). Він використав погляди Канта-Лапласа, згідно з якими Земля на початкових стадіях свого розвитку була розплавленою, а її поступове охолодження супроводжувалось зменшенням об'єму і дробленням земної кори.

Ця гіпотеза панувала в геології до початку XX століття і підтримувалась відомими геологами: Е.Огом, Г.Штілле, О.П.Карпінським, І.В.Мушкетовим та ін. На її основі була створена фундаментальна праця австрійського вченого Е.Зюса (Рис. 67) «Лице Землі».

Устої даної гіпотези особливо сильно похитнулись коли були змінені космогенічні уявлення і Земля почала розглядатись як первісно «холодне» тіло, сформоване із газОВО-пилової туманності, а також після відкриття явища природної радіоактивності та виникнення **вчення** про геосинклінали та

платформи (всередині XX ст.).



*Рис. 66. Жан Батист Арман
Луї Леонс Елі де Бомон*



Рис. 67. Едуард Зюсс

- Гіпотеза **розширення** Землі. Першим її висловив у 1933 році німецький вчений *К. О. Хільгенберг*. Згідно даної гіпотези, підтриманої також угорським геофізиком *Л. Едьєдом*, американським геологом і геоморфологом *Б. Хейзен*ом, *М.М.Тетяєвим*, *І.В.Кириловим*, *В.Б.Нейманом* та іншими вченими, радіус Землі був 3.5-4 тисячі км, а об'єм набагато менший ніж зараз. Вважалося, що вся Земля була покрита материковою корою. Планета почала розширюватись з кінця палеозою або мезозою. Це призвело до розтріскування суцільної кори та формування окремих континентів.

Прихильники цієї гіпотези вважають, що за останні 345-350 мільйонів років поверхня Землі збільшилась у двох, але це абсолютно неможливо з точки зору фізики. Крім того, дана гіпотеза не пояснює процесів складчастості, тектонічних рухів та ін.

- **Пульсаційна** гіпотеза є спробою синтезу попередніх гіпотез. Згідно даної гіпотези Земля то стискалась то розширювалась. В епохи «розширення» утворювались розломи, які супроводжувались інтенсивним магматизмом, а в епохи «стискання» формувались складчасті споруди та гранітні інтрузії. Такої думки дотримувались *В. О. Обручев* (Рис. 69) та *М. А. Усов* (Рис. 70) і американський геолог *В. (У.) Бухер*. Підтвердженням цієї гіпотези є дані палеомагнетизму, які свідчать, що радіус Землі протягом останніх 500 років коливався в межах 10%.

Концепція фіксизму

Прихильники цієї концепції вважають, що розташування континентів протягом геологічної історії було незмінним. Вони віддають перевагу вертикальним рухам речовини майже повністю відкидаючи горизонтальне переміщення блоків земної кори або літосфери.

Найвідомішим прибічником концепції фіксизму був нідерландський вчений *Р. Ван Беммелен* (Рис. 71). та фахівець з геотектоніки *В.В. Білоусов*.

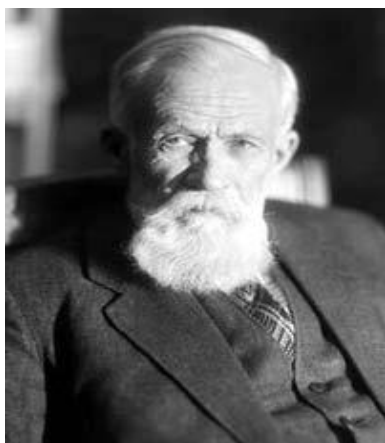


Рис. 69. В. О. Обручев



Рис. 70. М. А. Усов



Рис. 71. Р. В. Ван Боммелен

Вони розробили *гіпотезу глибинної диференціації*, суть якої полягала в тому, що головною причиною еволюції земної кори є гравітаційна диференціація речовини мантії і дещо менший вплив на цей процес має радіогенний розігрів.

Найактивнішою зоною диференціації є астеносфера. Тут утворюються *астеноліти* (базальти у вигляді крапель зливаються у великі масиви), які охолоджуючись стабілізують тектонічний режим і зумовлюють встановлення платформених умов.

Утворення океанічних западин В.В. Білоусов пояснює процесами *базифікації* (гр. – «основа») земної кори, завдяки яким відбувається наступне:

1) спочатку виливи базальтів на поверхню континентальної земної кори зумовлюють збільшення її щільності;

2) потім земна кора разом із важкими ультраосновними інтрузіями прогинається і занурюється в мантію;

3) в мантії базальтовий шар заміщується ультраосновними породами, а гранітний – базальтовими, завдяки чому формується океанічна земна кора.

В.В. Білоусов допускав, що утворення океанів відбувалось від периферії до центру (до серединно-океанічних хребтів). Він також вважав, що материки, які складали Гондвану, були з'єднані ділянками суходолу, які з часом опустилися, а положення самих материків залишилися при цьому незмінними.

Основними недоліками концепції фіксизму є:

- непереконливість доказів щодо процесів формування океанічної кори;
- заперечення існування планетарних зон розтягу та стискання.

Концепція мобілізму

Початком мобілістичних уявлень стала *гіпотеза дрейфу* (голл. – «плавати») **материків** (її основоположниками незалежно один від одного стали Ф. Тейлор (США) у 1910 році та А. Вегенер (Німеччина) – у 1912) (Рис. 72).

А.Вегенер вніс особливий вклад у розробку цієї гіпотези. В 1915 році він написав книгу *«Походження материків і океанів»*, у якій висловив свої основні думки. Зокрема, звертав увагу на подібність обрисів материків та їх флори і фауни, розподіл кліматичних зон, а також на наявність запасів вугілля по всій північній півкулі.



Рис. 72. А. Вегенер – автор гіпотези дрейфу материків

Він вважав, що під дією припливних сил, спрямованих зі сходу на захід, і відцентрових сил, спрямованих до екватора, в палеозої материка об'єднались у єдиний континентальний масив – *Пангею*.

У середині мезозою під дією тих же сил Пангея стала розколюватись, а новоутворені материки почали розходитись один від одного в широтному напрямку ковзаючи по базальтовому шару. Передні краї материків, внаслідок опору базальтового ложа, зминались у складки й утворювали гори (Кордильєри, Анди), а на звільнених материками територіях панувала базальтова кора, характерна для ложа океанів.

Основними недоліками концепції мобілізму є:

- недостатність (за даними геофізичних досліджень) припливних і відцентрових сил для приведення в рух материків;
- ігнорування ролі геосинкліналей у розвитку земної кори.

Ідеї А.Вегенера втратили свою популярність серед науковців у 40-х роках ХХ ст., але в кінці 50-х на початку 60-х років ХХ ст. знову відродилися вже на новій основі завдяки гіпотезі **неомобілізму**. Підставою для відродження мобілістських поглядів стало виявлення планетарної системи серединно-океанічних хребтів і рифтових зон, а також суттєві досягнення у галузі вивчення палеомагнетизму.

У 50-60 – ті роки ХХ ст. з'являється ряд гіпотез об'єднаних у єдину концепцію **тетоніки літосферних плит**.

Американські вчені (геолог *Г. Хесс* та геофізик *Р. Дітц*) висунули і обґрунтували в 1962 році *гіпотезу спредингу* (розсування). Суть гіпотези полягає в тому, що на дні рифтових долин серединно-океанічних хребтів періодичні виверження базальтової лави призводять до розсування блоків літосфери та постійного формування нових ділянок океанічного дна. При цьому спостерігається наступна закономірність: чим далі від дна рифтової долини, тим земна кора старіша.

Дана гіпотеза отримала підтвердження в 1963 році у роботах англійських геофізиків *Ф.Вайна* і *Д. Метьюза*. Аналізуючи результати, одержані під час дослідження магнітних аномалій, вони встановили, що в районі серединно-океанічних хребтів дійсно наймолодші ділянки земної кори, а швидкість розширення океанічного дна, зокрема на окремих ділянках Атлантичного океану, досягає 1 см на рік. Це було підтверджено також результатами глибоководного буріння.

Канадський геолог *Д. Уїлсон* (Вілсон) у 1965 році виділяє трансформні розломи і висуває ідею про те, що літосфера розбита на великі плити, а всі геологічно активні зони – рифти, океанічні жолоби і молоді гірські системи – взаємопов'язані у своєму розвитку. З часом було доведено, що Земля дійсно по-

ділена на ряд літосферних плит, причому як континентальних, так і океанічних.

Межами плит є: серединно-океанічні хребти, глибоководні жолоби, континентальні рифти і складчасті гори. Межі добре фіксуються епіцентрами землетрусів.

Слід відзначити також, що є ряд явищ у процесі формування земної кори, які зумовлюють її потовщення, підвищення сейсмічності, складкоутворення та ін. До таких явищ належать **субдукція**, **обдукція** та **колізія**.

Субдукція (лат. – під чимось і тягти, занурюватись) – явище занурювання океанічної плити під континентальну, яке супроводжується великою кількістю землетрусів і формуванням глибоководних жолобів (Перуанський, Чилійський).

Обдукція (лат. – над чимось) – явище при якому океанічна плита на контакті з континентальною розщеплюється. Одна її частина (нижня) занурюється під материкову, а інша (верхня) – наповзає на материкову. Прикладом такого явища є гори Маоке на Новій Гвінеї, де сформований Папуаський офіолітовий (гр.- змія) пояс.

Колізія (лат. – стикаюсь) – явище, коли в зону субдукції разом із океанічною плитою наближається материк чи субконтинент. Це призводить до зіткнення двох материків. Так, в результаті зіткнення Індостанської та Євразійської плит сформувались Гімалаї, а завдяки зіткненню в області Тетісу Африканської та Євразійської плит виникла Альпійсько-Гімалайська область.

Механізм горизонтальних переміщень літосферних плит прихильники неомобілізму пояснюють наявністю замкнених конвективних потоків речовини в астеносфері.

Слід відзначити, що сама ідея переміщення континентів підкоровими течіями (фактично, **тектоніки літосферних плит**) була висловлена в 1929 році шотландським вченим *А. Холмсом*, хоча насправді основні її постулати з'явилась ще раніше (**1889**) в роботі англійського вченого *Османда Фішера* «*Фізика земної кори*». Неотектоністи ж опрацювали дану ідею з урахуванням нових геологічних фактів.

Суть даної ідеї полягала в тому, що під впливом радіоактивного розігріву в певних місцях астеносфери виникають висхідні потоки перегрітої (і, відповідно, легшої) речовини. Піднімаючись вгору, потоки досягають охолодженої частини мантії, охолоджуються самі й починають рухатися у протилежні боки. При цьому у місці розтікання формується зона розтягу, де можливе виникнення розривів, які можуть досягати поверхні земної кори. По розривах речовина мантії може виходити на поверхню земної кори. Такі висхідні потоки можуть бути причиною формування рифтових зон на поверхні Землі.

Рухаючись горизонтально речовина астеносфери переміщує й літосферні плити. Фактично діє свого роду «конвеєр по переміщенню літосферних плит».

Необхідно також відзначити, що в процесі охолодження речовина астеносфери утворює низхідні потоки, які зумовлюють появу на поверхні планети прогинів, зон стискання і процесів складкоутворення, розривів та насувів. Найчастіше подібні явища приурочені до зон субдукції.

Основні недоліки ідеї переміщення континентів підкоровими течіями:

- недостатнє обґрунтування механізму і причин руху літосферних плит;

- проблеми в поясненні періодичності й циклічності тектонічних і магматичних процесів.

Крім названих вище вчених, вагомий внесок у розробку концепції неомобілізму зробили також *Л.П.Зоненшайн, А.В.Пейве, О.Г.Сорохтін* та ін.

9. ІСТОРИЧНА ГЕОЛОГІЯ

9.1. Предмет, завдання і методи історичної геології

Історична геологія – це наука, яка розкриває історію і закономірності розвитку нашої планети, її кори та біосфери. Вона виникла на межі *XVIII і XIX* століть, коли геологи стали активно використовувати *палеонтологічний метод* дослідження. Основним матеріалом для відновлення історії розвитку окремих ділянок земної кори є *зразки гірських порід і мінералів*.

Історична геологія в своїх дослідженнях використовує дані різних наук геологічного циклу: 1) стратиграфії, 2) літології, 3) петрографії, 4) геотектоніки, 5) палеонтології, 6) палеогеографії, 7) регіональної геології та ін. Опираючись на ці дані історична геологія виявляє загальні закономірності розвитку фізико-географічного середовища на протязі всієї історії Землі.

Основними завданнями, які вирішує історична геологія є:

1. Визначення віку (відносного та абсолютного) гірських порід, оскільки вивчати історію розвитку земної кори можна лише після встановлення віку гірських порід та послідовності їх утворення. *Відносний* вік вказує на те, які породи давніші, а які молодші. *Абсолютний* – встановлює вік гірських порід в одиницях часу.

2. Відтворення тектонічних рухів земної кори та історії розвитку її структури. Це є дуже важливим, адже численні сліди тектонічних рухів спостерігаються на поверхні Землі повсюдно у вигляді порушення первинного залягання гірських порід. Тектонічні рухи також часто супроводжуються магматичною діяльністю.

3. Відтворення фізико-географічних умов минулих геологічних епох (поділ суходолу, моря; формування рельєфу; зміни клімату; розвиток органічного світу та ін.). Вирішувати такі завдання дуже важко, оскільки вони вимагають встановлення віку шарів гірських порід.

4. Визначення загальних закономірностей геологічного розвитку Землі в цілому й земної кори зокрема. Вирішенню цього завдання історичної геології допомагають регіональна геологія, регіональна геотектоніка, геофізика, геохімія, космічна геологія.

Виходячи з того, що зразки гірських порід є важливими документами для вивчення минулого, а більшість гірських порід складається з окремих шарів (верств, пластів), то дуже важливою є роль **стратиграфії** (лат. «stratum» – *пласт, шар*). Це розділ геології та й, в принципі, самостійна наука, що вивчає вік шарів гірських порід, послідовність їх формування та порівняння верств одного віку на великих площах. Саме на стратиграфії базується всі історична геологія.

9.2. Методи визначення відносного віку гірських порід і мінералів

Оскільки, як зазначено вище, вік гірських порід може бути відносним та абсолютним, то очевидно, що й методи, за допомогою яких його встановлюють є різними.

Для визначення **відносного** віку використовуються методи, які можна об'єднати у дві групи: **непалеонтологічні** (геолого-петрографічні) та **палеонтологічні** (біостратиграфічні).

До **непалеонтологічних** методів, які застосовуються коли породи позбавлені скам'янілих органічних решток, належать стратиграфічний, мінерало-петрографічний (літологічний), структурно-тектонічні, геофізичні, палеомагнітний та ін.

Основи **стратиграфічного** методу ще в 1669 році були закладені геологом з Данії *Н. Стено*. Він відкрив закон *послідовності нашарування осадових гірських порід*, згідно з яким усі шари порід, що залягають нижче є давнішими за ті, що залягають вище. Стратиграфічний метод досить простий і дозволяє визначити відносний вік верств осадових порід на невеликих ділянках, наприклад, при вивченні відслонень.

Мінерало-петрографічний (літологічний) метод базується на вивченні та порівнянні складу гірських порід. Основна суть цього методу полягає в наступному: однакові або близькі за складом, структурними й тектонічними особливостями породи на обмеженій площі можуть бути одного віку.

Слід пам'ятати також, що на значних відстанях, шари одного віку, формування яких відбувалось у схожих умовах, через варіації умов осадконакопичення можуть мати суттєві відмінності.

В основі **структурно-тектонічних методів** лежить ідея про одночасність тектонічних рухів на більшій частині земної поверхні, хоча це й не зовсім так, адже суходіл змінювався морем, гори – рівнинами.

Геофізичні методи ґрунтуються на вивченні фізичних характеристик гірських порід у розрізах та співставленні одержаних результатів. Ці методи подібні до мінералого-петрографічного, оскільки за їх допомогою розрізи розчленовують на окремі петрографічні горизонти, вивчають їх взаємовідношення, оцінюють відносний вік і визначають однакові за складом шари, як одновікові.

Палеомагнітний метод (метод розчленування і порівняння геологічних розрізів на основі вивчення залишкового магнетизму гірських порід) базується на тому, що в історії Землі часто спостерігалась *інверсія* (лат.- перестановка, зміна) магнітного поля, а це, в свою чергу, впливало на намагніченість гірських порід. Намагніченість є *пряма* (співпадає з напрямком намагнічення (вектора)) і *обернена* – не співпадає. Цінність даного методу полягає в тому, що кожна інверсія магнітного поля скрізь на Землі проходила в один час. Через це всі горизонти з однаковою палеомагнітністю можна вважати одновіковими.

До **палеонтологічних** методів, які ґрунтуються на вивченні скам'янілих решток організмів, похованих у шарах осадових порід і широко використовуються у стратиграфії, належать: метод керівних викопних форм, метод аналізу

фауністичних і флористичних комплексів, філогенетичний та мікропалеонтологічний метод, спорово-пилковий аналіз.

За допомогою **методу керівних викопних форм** досліджуються рештки організмів, які розвивались протягом відносно короткого проміжку часу, але мали глобальне поширення і легко визначаються.

Метод аналізу фауністичних і флористичних комплексів враховує всі скам'янілості, знайдені в осадовому чохлах. Його суть полягає в тому, що згідно з законом про незворотність еволюції органічного світу (**законом Долло**), кожен шар осадових порід містить певний комплекс організмів, який не повторюється в інших шарах.

Філогенетичний (еволюційний) метод базується на вивченні еволюції органічного світу. Він є основним у сучасній біостратиграфії. Суть цього методу полягає в тому, що кожна наступна форма живого організму є прогресивнішою ніж попередня (батьківська), а її рештки зустрічаються в молодших за віком відкладах.

В основі **мікропалеонтологічного** методу лежить вивчення мікрофауни (форамініфер, радіолярій, мікроскопічних водоростей та ін.). Його застосовують для визначення віку гірських порід у невеликих зразках (переважно керн бурових свердловин).

Спорово-пилковий аналіз використовується для визначення віку переважно континентальних відкладів. Досліджують спори й пилок рослин, які добре зберігаються у викопному стані завдяки своїм міцним оболонкам.

9.3. Методи визначення абсолютного віку гірських порід і мінералів

Методи визначення **абсолютного** віку гірських порід набули широкого застосовування в геології лише після відкриття явища природної радіоактивності. На початку XX ст. П'єр Кюрі у Франції і Е. Резерфорд у Великобританії вперше запропонували визначати вік мінералів та гірських порід за розпадом радіоактивних ізотопів, які завжди в незначній кількості в них містяться.

Цінність цих методів полягає в тому, що радіоактивний розпад проходить самовільно, з постійною швидкістю і не залежить від зміни умов зовнішнього середовища.

Найчастіше в геології використовують уран-свинцевий, калій-аргоновий та вуглецевий (радіовуглецевий) методи.

Оскільки уран (U) входить до більш ніж 200 мінералів, переважно магматичних гірських порід, то застосування **уран-свинцевого** методу є дуже важливим. Він ґрунтується на врахуванні співвідношення не розщеплених атомів урану (^{238}U) і новоутворених атомів свинцю (^{206}Pb).

Період піврозпаду ^{238}U , становить 4.51 млрд. років, а це означає, що даний метод можна використовувати для визначення віку гірських порід утворених протягом всієї геологічної історії Землі, а також місячних порід та порід метеоритів.

Розпад ^{238}U відбувається за схемою: $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8\text{He}$.

Калій-аргоновий метод базується на визначенні співвідношення в мінералах ізотопів ^{40}Ar і ^{40}K (аргон утворюється внаслідок радіоактивного розпаду ^{40}K). Цей метод також важливий при визначенні віку гірських порід і мінералів, адже К є дуже поширеним у земній корі хімічним елементом (він входить до складу більш як 100 мінералів).

Період піврозпаду ^{40}K становить близько 1.3 млрд. років. Цей метод, на відміну від попереднього, дозволяє визначати вік молодших гірських порід.

Вуглецевий (радіовуглецевий) застосовується для визначення віку наймолодших (антропогенових гірських порід), оскільки період піврозпаду ^{14}C становить близько 5.5 тисяч років.

Радіоактивний ізотоп ^{14}C безперервно утворюється в атмосфері з ^{14}N під впливом космічного випромінювання і засвоюється рослинами. Коли рослини відмирають, засвоєння припиняється і починається розпад ізотопу з утворенням азоту (N). За кількістю вуглецю (C), що розпався, і періодом його піврозпаду визначають час захоронення рослин у гірській породі. Слід також відзначити, що цей метод широко застосовується і в археології.

Слід відзначити також, що використання радіологічних методів дозволило встановити тривалість різних етапів в історії еволюції Землі.

Крім радіологічних методів у геології, для визначення часу окремих короткотермінових явищ, використовують **сезонно-кліматичні методи**. Вони дають змогу визначати вік дерев, що зберігаються у викопному вигляді, а також дозволяють постерігати річні й навіть добові прошарки зростання у вапнистих побудовах коралів. Так, американський вчений Д. Уельс, вивчаючи чотирипроменеві корали, за такими нашаруваннями виявив, що рік у девонському періоді тривав 400 днів, а в тріасовому 380. Це є свідченням різної швидкості обертання Землі на різних етапах її еволюції.

Метод визначення віку за стрічковими глинами дозволяє визначити час нагромадження соленосних товщ, озерних прильодовикових відкладів, швидкість від ступання льодовиків.

9.4. Найвідоміші епохи і періоди в історії Землі

Застосування стратиграфічних та палеонтологічних методів дало можливість вченим багатьох країн у XIX ст. розчленувати та ідентифікувати товщі осадових порід різних ділянок Землі (головним чином у Європі). Наслідком їх роботи стало створення **стратиграфічної шкали**, яка була затверджена на II і VIII сесіях Міжнародного геологічного конгресу в 1881 (Болонья) і 1900 (Париж) роках. Вона показує послідовність нашарування пластів осадових порід різного віку. В шкалі було виділено стратиграфічні підрозділи різного рангу, які застосовуються для позначення комплексу шарів гірських порід та відповідають їм геохронологічні підрозділи, які вказували на час протягом якого ці комплекси шарів накопичувались. Найменування стратиграфічних і геохронологічних підрозділів є міжнародними. Назви підрозділів, що наведені у шкалі без дужок, відповідають геохронологічним підрозділам, а в дужках – стратиграфічним (Табл. 14).

З часом, завдяки появі нових фактичних матеріалів, геохронологічна та стратиграфічна шкали уточнювалися і до них вносилися нові підрозділи. Особливо важливим доповненням до геохронологічної шкали стала, розроблена на основі радіоізотопних методів, **шкала абсолютної хронології**, яка показує тривалість геологічних еонів, ер, періодів та епох. Першим, пов'язану з відносною геохронологією шкалу абсолютного віку, опублікував у 1947 році шотландський геолог *А. Холмс*.

Геохронологічна та стратиграфічна шкали показують розташування в певній послідовності та підпорядкованості умовних відрізків часу (еонів, ер, періодів, епох), на які ділиться історія Землі. Рубежі між цими відрізками часу знаменувались значними змінами в органічному світі Землі – вимирали одні великі групи організмів і появлялись інші. Кожному із виділених геохронологічних етапів відповідає стратиграфічний підрозділ (відповідно: еонотема, група, система, відділ), для якого характерна сформована за цей час певна товща осадових порід зі своїм комплексом викопних організмів (Табл. 15).

Таблиця 15

**Відповідність між підрозділами геохронологічної
та стратиграфічної шкали**

Стратиграфічні підрозділи	Геохронологічні підрозділи
Еонотема	Еон
Ератема (або група)	Ера
Система	Період
Відділ	Епоха
Ярус	Вік

Таким чином, кожен стратиграфічний підрозділ відображає еволюцію земної кори і органічного світу за певний проміжок часу. Тому геохронологічні назви вживаються тоді, коли мова йде про відносний час, а коли про відклади – користуються стратиграфічними термінами.

Найбільшими одиницями шкал є **еони (еонотеми)**: **криптозойський** (докембрійський) (від гр. «κρυπτός», «kryptós» – прихований і «ζωή», «zoe» – життя) – час прихованого життя) і **фанерозойський** (гр. «φανερός» – явний і «ζωή», «zoe» ζωή – життя) – час явного життя). Необхідно також відзначити, що в літературних та електронних джерелах архей і протерозой вживаються у ранзі еонів. Крім того, інколи виділяють три (архей, протерозой, фанерозой) і, навіть, чотири (катархей (гадей), архей, протерозой, фанерозой) еони.

Розчленування криптозою, особливо **архейської** ери (ери найдавнішого життя) є найбільш складним, адже гірські породи цього часового відрізка характеризуються сильним метаморфізмом і наявністю незначної кількості, або й повною відсутністю органічних решток. Тому архей ділять лише на ранній (катархей) і пізній архей. Стратифікувати **протерозойську** еру (еру первинного (раннього) життя) вже трошки простіше, оскільки гірські породи протерозою більш насичені органічними рештками. У межах протерозойської ери виділяють

виділяють ранній і пізній протерозой, а пізній протерозой у свою чергу поділяють на рифей (рифейськими давні греки називали гори, на яких знаходилось житло північного вітру – Борея, інколи античні географи так називали Уральські гори) і венд (венеди (венети, венті, вінди) – назва слов'янського племені, яке мешкало на території від Балтійського моря до Карпат і від Одри до Дніпра).

У складі фанерозойського еону виділяють три ери і відповідні їм групи систем: **палеозойська** (ера давнього життя – від гр. «παλαιός» – давній і «ζωή» життя), **мезозойська** (ера середнього життя – від гр. «μεσο» – середній і «ζωή» життя) і **кайнозойська** (ера нового життя – від гр. «καινός» – новий і «ζωή» життя). Ери розділяють на 12 періодів, найменування яким присвоєні за назвами місцевостей, де вони вперше були вивчені (*кембрійський* – за давньою назвою півострова Уельс, *девонський* – графство Девоншир в Англії, *пермський* – Пермська губернія в Росії, *юрський* – Юрські гори в Швейцарії та Франції), за назвою племен, що населяли райони Англії в часи Римської імперії і де пізніше були вивчені відповідні розрізи (*ордовіки* і *силури*), *кам'яновугільний* – за широким розповсюдженням у його відкладах кам'яного вугілля, *крейдовий* – за наявністю в ньому значних відкладів звичайної письмової крейди та ін.

Відособлено стоять назви таких періодів, як *тріасовий* (потрійний), *палеогеновий* (давньонароджений), *неогеновий* (новонароджений) і *антропогеновий* (період, коли з'явилася людина). Останній період називають ще четвертинним, а палеогеновий і неогеновий періоди раніше об'єднувались у третинний період. Остання назва інколи зустрічається в літературі й зараз.

Епохи і віділи, що відповідають їм у стратиграфічній шкалі, в основному не мають власних назв. Їх називають за положенням у періоді чи системі: рання, середня, пізня для геохронологічної шкали і нижній, середній, верхній для стратиграфічної. Власні назви присвоєні лише епохам (відділам) кайнозою, де відображають подібність організмів, які жили в той час із сучасними та юрського періоду. Епохи розділяють на віки, яким відповідають яруси у стратиграфічній шкалі, віки діляться на часи, а яруси на зони. У тих випадках, коли важко віднести певні верстви до тієї чи іншої міжнародної стратиграфічної одиниці, геологи користуються місцевими стратиграфічними підрозділами – найчастіше це серії і світи.

Підрозділи геохронологічної та стратиграфічної шкал мають різну тривалість. Так, тривалість ер становить: архейської – 1.4 млрд років, протерозойської – 2,03 млрд. років, палеозойської – 340 млн років, мезозойської – 165 і кайнозойської – 65 млн.років (триває й нині). Періоди тривали від 20 до 100 млн. років (в середньому біля 50 млн.років), епохи – 6-30 млн.років, віки – 8-10 млн. років і часи – сотні тисяч років.

Для позначення на геологічних картах і розрізах крупним стратиграфічним підрозділам (групам, системам) присвоєні індекси – дві прописні початкові букви латинського алфавіту для груп (AR, PR, PZ, MZ, KZ) та початкові літери латинської транскрипції для систем (Є, О, D, С, Р, Т, J, К, Р, N, Q). Крім того

кожній системі присвоєно свій колір. Для позначення відділів до літери додається цифра справа знизу (наприклад, T₂ – середній тріас). На геологічних картах відділи зафарбовуються кольором, прийнятим для даної системи, але для нижніх відділів використовуються темніші відтінки ніж для верхніх.

Загалом слід відзначити, що геохронологічна та стратиграфічна шкали мають важливе значення для геології, адже вони дають можливість класифікувати всі процеси і явища, які відбувалися на Землі, розчленовувати і співставляти різновікові товщі осадових порід, які утворені на різних, часто досить віддалених ділянках нашої планети.

9.5. *Поняття про фації. Фаціальний аналіз*

Фація (лат. «*facies*») – лице, образ) – комплекс гірських порід, що сформувались за чітко визначених фізико-географічних умов і мають певні літологічні та палеонтологічні особливості.

За допомогою вивчення фацій така наука, як **палеогеографія** намагається відтворити події далекого геологічного минулого і виявити основні характеристики середовища, в якому вони сформувались. Зокрема, у сфері інтересів палеогеографії перебуває дослідження особливостей клімату і давнього рельєфу, обрисів берегової лінії, глибин водних басейнів, температури й солоності води, ґрунтів, складу органічного світу тощо.

За умовами утворення фації осадових гірських порід поділяють на три групи: **морські** (найпоширеніші і найкраще збережені у викопному стані – понад 90% від загальної кількості фацій), **перехідні** та **континентальні**.

Морські фації:

1. літоральні (лат. «*litoralis*») – береговий, прибережний) – розміщуються між рівнями максимального припливу і відпливу. Їх *ширина* становить **10-15 м** (інколи може досягати кілька км). Для літоралі характерні крупні і середні добре обкатані уламки (голечники, конгломерати, піски, пісковики, глини, черепашники, інколи вугілля, а також рештки водоростей і наземних рослин);

2. субліторальні (лат. «*sub*») – під і «*litoralis*») – береговий, прибережний; фактично розташовані під літоральними) – поширюються від рівня максимального відпливу до **200 м** і можуть досягати *ширини* декількох десятків км. В субліторальних фаціях за переважаючими відкладами виділяються верхня і нижня зона.

У верхній – мають місце теригенні (піски, алеврити, глини), хемогенні (вапняки, боксити, фосфорити, залізні й марганцеві руди) та органогенні (форамініферові вапняки, крейда та ін.) відклади. Для нижньої зони субліторалі характерні глинисті відклади, діатоміти, трепели, радіоларити, спонголіти та ін.

3. батіальні (гр. «*βαθύς*») – глибокий) – розміщуються на глибинах від **200** до **2000 м**. Батіальні відклади мало зустрічаються у викопному стані. Це, переважно, глинисті, кременисті та вапнякові мули з бідною фауною планктонних форамініфер і радіоларій.

4. абісальні (гр. «άβυσσος» – безодня) – розташовуються на глибинах **понад 2000 м**. У викопному стані абісальні відклади не відомі, а сучасні – представлені червоною океанічною глиною, що містить залізисто-марганцеві конкреції, та карбонатними мулами.

Перехідні фації:

1. лагунні фації – можуть формуватись, як в умовах прісноводних, так і солоних напівізольованих водних басейнів. При формуванні лагунних фацій провідна роль належить клімату, тому вони є дуже важливими при дослідженні палеокліматів.

Лагуни гумідних областей містять алеврито-глинисті та органогенні породи (черепашниками, вапняками), а при швидкому надходженні великої кількості теригенного матеріалу вони можуть перетворюватись на болота, де накопичується торф і, навіть, осадові залізні руди.

Лагуни аридних областей характеризуються інтенсивним випаровуванням і, як наслідок, зростанням концентрації солей у воді, що призводить до утворення розсолів та осідання солей. Наприклад, при солоності 131,4‰ випадають в осад кальцит, доломіт, гіпс; при солоності 275,2‰ – галіт; 327,6‰ – сильвін; 345,5‰ – карналіт; 371,5‰ – бішофіт.

Загалом, для *лагун аридних областей* характерне розташування хімічних осадів, пелітів та алевритів у центральній частині водойм, а піщаних відкладів – на периферії. Через засолення води органічний світ у таких водоймах вимирає і у відкладах солей органічні рештки відсутні. Крім того, для фацій *лагун аридних областей* характерна строкатоколірність відкладів і вміст мінералів міді, свинцю та цинку у прибережних відкладах.

2. фації дельт формуються при чергування прісноводних і морських умов з домінуванням прісноводних. Вони характеризуються великою різноманітністю. У межах річкових дельт мають місце озерні, річкові та болотні відклади.

3. фації естуаріїв формуються при постійному чергування прісноводних і морських умов. Для них характерні мулисті відклади в межах літоралі та піщані – в субліторалі;

4. фації лиманів також виникають завдяки постійному чергуванню прісноводних і морських умов. Вони представлені головним чином мулом, глинами, пісками, бокситами і залізними рудами.

Континентальні фації.

Формуються на суходолі під впливом екзогенних чинників і залежать від клімату, рельєфу і тектонічних рухів. До континентальних належать 1) елювіальні, 2) делювіальні, 3) колювіальні, 4) алювіальні, 5) еолові, 6) озерні, 7) болотні, 8) льодовикові та ін. фації.

Для континентальних фацій характерна:

- невитриманість за складом у горизонтальному та вертикальному напрямках;
- значно менші площі поширення порівняно з морськими;

- зрідненість на органічні рештки, серед яких зустрічаються в основному кістки хребетних, пилок і спори рослин.

Представлені континентальні фації переважно теригенними утвореннями, які часто мають червоно-бурий колір через наявність великої кількості оксидів заліза.

Для відтворення умов формування давніх осадов за всією сукупністю характерних для них ознак (давніх географічних обстановок) застосовується метод, що отримав назву **фаціальний аналіз**.

Враховуючи той факт, що за часом утворення фації бувають викопними (у вигляді гірської породи) і сучасними, то для проведення фаціального аналізу в геології застосовують **метод актуалізму**. Відповідно до цього методу, географічні явища сучасного і минулого є однотипними і, відповідно, сучасне може служити ключем до пізнання подій і явищ минулого.

Правда слід відзначити, що цей метод дає кращі результати при дослідженні фацій, які близькі за віком. При збільшенні ж різниці у віці порівнюваних фацій його достовірність зменшується.

Фаціальний аналіз поділяється на літологічний і біономічний. Саме поєднання літологічного та біономічного аналізів дозволяє отримати достовірну інформацію про характер фізико-географічного середовища і особливості утворення фацій у різний геологічний час.

При **літологічному** аналізі фації визначають переважно за особливостями структури і текстури гірських порід, а також береться до уваги мінералогічний склад, колір порід, перерви в осадконакопиченні та інші особливості.

Біономічний аналіз базується на відтворенні палеогеографічних умов за викопними рештками організмів. В його основі лежить дослідження умов життя рослинних і тваринних організмів, а також причин, що впливають на їх розселення і розвиток. При біономічному аналізі вивчаються переважно представники морського бентосу, які заселяють дно морів у вигляді біоценозів, що об'єднують різні організми, які тісно пов'язані між собою єдиним місцем поселення.

Саме склад біоценозів визначає фізико-географічне середовище. Він змінюється зі зміною глибини, температури, солоності води, газового режиму, руху води, особливостей рельєфу дна тощо.

Розрізняють два види захоронень органічних решток:

- викопні біоценози (захоронення організмів на тому місці де вони існували);

- танатоценози (захоронення, що складаються з перенесених організмів; організми в таких захороненнях пов'язані лише спільним місцем захоронення, а не поселенням).

Слід відзначити, що за танатоценозами визначають лише обстановку захоронення, тому їх роль у процесі палеогеографічних досліджень менш значна ніж біоценозів. Визначення ж первісного складу викопних біоценозів, виявлення за біоценозами біономічних зон морів і фізико-географічних умов середовища їх поселення є важливим завданням палеогеографічних досліджень.

При фаціальному аналізі проводяться також палеокліматичні реконструкції. Для цього використовують породи-індикатори клімату. Так морени пов'язують з кліматом періоду зледеніння; осадові залізні, алюмінієві та марганцеві руди, вугленосні товщі і кора хімічного гіпергенезу характерні для гумідного клімату; камяна і калійна сіль, гіпси, флюорит, ангідрити і червоноколірні карбонати – для аридного; морські фосфорити і карбонатні породи хімічного походження – для теплого або жаркого; оолітові вапняки – для жаркого.

З організмів для палеокліматичних реконструкцій найбільше значення мають рослини, оскільки за результатами їх досліджень часто можна робити висновки про температурні умови та вологість палеокліматів. Найчастіше для цього використовують спорово-пилковий аналіз.

Дані, отримані в результаті фаціального аналізу є основою для побудови *палеогеографічних карт*. На таких картах досить детально відображають фізико-географічні умови формування досліджуваних гірських порід. Вони складаються для різних проміжків часу і бувають різного масштабу.

9.6. Поняття про формації

Формація (лат. «formatio» – утворення) – комплекс генетично пов'язаних фацій (товщ різних за літологічним складом гірських порід), спільне утворення яких зумовлене відповідними фізико-географічними та геотектонічними умовами.

Кожна товща гірських порід відповідає певним стадіям розایتку великих структурних елементів земної кори (платформ, геосинкліналей, серединно-океанічних хребтів тощо).

За складом переважаючих фацій формації поділяють на **магматичні**, **метаморфічні** та **осадові** (у тому числі й вулканогенно-осадові).

Головними причинами, які зумовлюють виникнення осадових стійких асоціацій осадових порід є тектоніка і клімат. В залежності від тектонічного режиму серед осадових формацій виділяють геосинклінальні, орогенні та платформені.

Геосинклінальні формації вирізняються смугастим поширенням, значною довжиною (понад 1000 км), шириною від кількох десятків до сотень км, великою потужністю (тисячі метрів) і переважно глибоководними умовами нагромадження гірських порід.

До геосинклінальних формацій належать: а) *сланцева*, б) *кремнисто-вулканогенна*, в) *флішева* (нім. «fliessen» – текти), г) *вапнякова*.

Орогенні формації характеризуються наявністю великої кількості грубоуламкових порід, значною потужністю і широким діапазоном формування – від морських до наземних. Виділяють дві основні орогенні формації: нижню і верхню моласову (фр. «mollasse» від лат. - «м'яка»).

Перша утворюється в умовах переважно мілководних водних басейнів і представлена пісковиками, глинами, мергелями, рідше вуглистими відкладами, нафтою, гіпсом, ангідритами й солями. *Друга* орогенна формація утворюється на

суходолі. Серед її відкладів зустрічаються конгломерати, пісковики, алевроліти, глини, лімнічне вугілля та червоноколірні грубоуламкові осади.

Платформені формації, у порівнянні з попередніми, мають значно меншу потужність (десятки і сотні метрів). В їх складі переважають континентальні, лагунні і морські мілководні фації, для яких характерна невитриманість і строкатість складу та значні площі поширення. Провідна роль у формуванні платформених формацій належить клімату, а їх кількість є дуже значною.

Серед платформених формацій виділяються *континентальна уламкова, паралічна вугленосна, трансгресивна піщано-глиниста, карбонатна і трапова*.

Континентальна уламкова формація представлена переважно пісками, алевролітами, глинами та конгломератами, що сформувалися в авлакогенах, у лагунних або внутрішньоматерикових водоймах. Найбільш поширені корисні копалини цієї формації це боксити, оолітові залізні руди й каоліни.

Паралічна вугленосна формація виникає в умовах жаркого чи помірного клімату на прибережних рівнинах, які періодично затоплюються морем. Серед відкладів цієї формації зустрічаються вугілля та залізні руди.

Трансгресивна піщано-глиниста формація виникає у мілководних морях. Для неї характерні пісковики, алевроліти, аргіліти, рідше – мергелі та вапняки. У відкладах трансгресивної піщано-глинистої формації зустрічаються поклади фосфоритів, оолітових залізних руд та горючих сланців.

Карбонатна формація є результатом розвитку трансгресій на платформах. Вона формується у відкритих, відносно глибоких епіконтинентальних морях і представлена в гумідних зонах вапняками, мергелями та крейдою, а в аридних – ще й гіпсами та доломітами. Для цієї формації характерні поклади нафти і газу.

Трапова формація утворюється завдяки наземним вулканічним виверженням. Для неї характерні діабазы. Доле рити, базальти та їх туфи.

10. ЕВОЛЮЦІЯ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА РОЗВИТОК ГЕОГРАФІЧНОЇ ОБОЛОНКИ В ДОКЕМБРІЙ ТА ПАЛЕОЗОІ

10.1. Формування земної кори та розвитку географічної оболонки в докембрії

Докембрійський етап формування земної кори і планети відповідає **криптозойському** (гр.- «κρυπτός kryptós» і «ζωή, zoe» – прихований і життя) еону, який характеризувався наступними особливостями:

1. великою тривалістю (на докембрії припадає більша частина геологічної історії Землі – 3.5-3.8 млрд. років (*архей* тривав понад 1.5 млрд. років, а *протерозой* – понад 2 млрд. років)). Хронологія докембрію (криптозою) розроблена значно гірше ніж фанерозою;

2. дуже бідний органічний світ (органічні рештки майже зустрічаються), що унеможливило використання *палеонтологічних* методів визначення відносного віку гірських порід і *біономічного* аналізу для реконструкції фізико-географічних умов (за винятком верхнього протерозою). Інтенсивне вивчення геологічної історії докембрію почалось з появою потужних методів ізотопної геохронології (наприкінці XX ст.);

3. висока зміненість (метаморфізм) гірських порід, що збільшується зі зростанням їх віку;

4. дуже складні умови залягання докембрійських гірських порід і їх висока дислокованість, що значно ускладнює відтворення тогочасних тектонічних рухів;

5. фізико-географічні умови не характерні для інших геологічних епох

При характеристиці докембрійського етапу історії Землі часто використовують 2 терміни: **догеологічний** та **геологічний** етапи розвитку.

Початком геологічного етапу розвитку Землі вважають: **1)** час утворення найдавніших гірських порід (4.5-6 млрд. років), які виходять на денну поверхню в межах щитів (Алданського, Балтійського, Українського та ін.) і складають фундамент платформ, а також **2)** час формування первинної земної кори (дуже тонкої і крихкої), атмосфери й гідросфери та, як наслідок, поява осадових гірських порід (4.0-3.8 млрд. років).

Серед часових відрізків докембрію існують суттєві відмінності. Так, для блоків земної кори **архейського** віку характерна наявність граніто-гнейсових полів та зелено-кам'яних поясів. **Граніто-гнейсові поля** (їх часто називають сірі гнейси) мають вік 3.8-3.5 млрд. років. Вони утворюють куполоподібні структури різного розміру (від кількох до сотень км в діаметрі), які зустрічаються в межах Балтійського і Українського щитів, а також на інших територіях. Вік граніто-гнейсових полів оцінюється в 4-3.5 млрд. роки. Вважається, що протягом даного часового відрізка сформувались ділянки **первинної континентальної кори** потужністю 30-35 км.

Зелено-кам'яні пояси являють собою смуги довжиною сотні, а шириною десятки км. Вони складені потужними товщами ультраосновних та основних порід і зустрічаються в межах п-ва Індостан, на півдні Африки, на Канадському та Українському щитах та інших територіях. Тектонічна природа поясів має багато спільного як з геосинкліналями, так і з континентальними рифтами. У пізньому археї в межах зелено-кам'яних поясів (3.2-2.6 млрд. р.) мало місце значне потоншення земної кори і процеси подібні до геосинклінальних.

Атмосфера: нагадувала атмосферу Венери (щільна, важка, суцільні хмари, сонячні промені не досягали поверхні). Склад атмосфери – вуглекислий газ (60%), азот, сірководень, аміак, інертні гази, «кислі дми» (HCl, HF), пара, кисню майже не було. **Клімат:** важко робити загальні висновки, але можна стверджувати, що давні зледеніння мали місце. Про свідчать **тиліти** – викопні морени, знайдені в Південній і Центральній Африці та Австралії.

Органічний світ архейської ери: органічні залишки в архейських відкладах майже не зустрічаються, однак з цього не слідує, що тварини і рослини в архейську еру взагалі не існували. Вважається, що в археї, принаймні в кінці, на земній кулі існували *одноклітинні*, а може й *багатоклітинні* організми, що не мали мінерального скелета, який міг би зберегтися у викопному стані до наших днів. Найдавнішими, виявленими на півдні Африки, органічними рештками (3.4 - 3.1 млрд. р.) є бактерії та синьозелені водорості, крім того, в Австралії знайдено продукти життєдіяльності синьозелених водоростей (*строматоліти* – 3.5 млрд. р.).

Ранній протерозой, що розпочався 2.6 млрд. р. назад і тривав 950 млн. років характеризувався подрібненням давньої континентальної кори й поділом її

на окремі округло-овальні блоки – **протоплатформи** (гр.- «перші») та рухомі зони, що їх розділяли – **протогеосинкліналі**.

Протоплатформи відрізнялись від справжніх платформ наступними ознаками: 1) меншим розміром, 2) вищим ступенем метаморфізму, 3) наявністю граніто-гнейсових куполів та ін.

Протогеосинкліналі утворювались внаслідок розсування земної кори. Їх довжина становила тисячі, а ширина – сотні км. Для протогеосинкліналей характерна наявність гірських порід, в яких є перешарування кварциту та залізистих мінералів (гематит, магнетит). Ці породи називають **джеспіліти** (англ.- «яшма»). Вони зустрічаються в межах Українського (Кременчук, Кривий Ріг) та Канадського (район оз. Верхнього) щитів.

У ранньому протерозої відбувались **ранньо- та пізньокарельська** епохи складчастості, а також, у межах давніх платформ, формувался осадовий чохол.

Пізній протерозой почався 1.65 млрд. р. назад і тривав 1.080 млн. років. Досить часто в геологічній літературі можна зустріти висловлювання про те, що в цей час на планеті існував єдиний материк (**Пангея – 1**) і єдиний океан (**Панталас** – гр.- «все» і «море») – попередник Тихого океану. У пізньому протерозої відбувалось також подальше подрібнення платформ та утворення в їх межах гігантських синекліз (**авлакогенів**), які заповнювались потужними шарами осадових порід.

Крім того, у пізньому протерозої на окраїнах давніх платформ мало місце формування великих міжконтинентальних геосинклінальних поясів – Урало-Монгольського, Середземноморського, Північно-Атлантичного, Тихоокеанського та Арктичного. У Південній Америці та Африці розвивались два малі геосинклінальні пояси – Бразильський та Внутрішньоафриканський.

Пізній протерозой характеризується також наявністю **Байкальської** складчастості, наслідком якої стало завершення геосинклінального розвитку Внутрішньоафриканського та Бразильського поясів. Завдяки цьому, у першому випадку після об'єднання Північно-Африканської, Південно-Африканської та Аравійської платформ, утворилась **Африкано-Аравійська** платформа, а у другому – **Південноамерикаська**. Крім того, внаслідок об'єднання Таримської, Китайсько-Корейської та Південно-Китайської платформ виникла єдина велика **Китайська** платформа.

У байкальську складчастість сформувались також гірські системи на місці сучасного Уралу й Тімано-Печорської області (Тіманський кряж; Великоземельська тундра; п-ви Канін, Рибачий і Варангер), а також Східний Саян; Патомське нагір'я; Західне Забайкалля; Енісейський і Туруханський кряжі. Названі області приєдналися до Східно-Європейської та Сибірської платформ значно збільшивши їх розміри. Слід відзначити також, що в цей же час до Австралійської платформи приєдналась невелика складчаста область **Аделаїда**.

Важливим наслідком байкальського орогенезу стало чітке виділення всіх давніх платформ (*Рис. 44.*). При цьому південні платформи об'єднувались в єдиний суперматерик **Гондвана**, а північні були відокремлені від Гондвани океаном **Палеотетис** і існували як окремі континентальні масиви

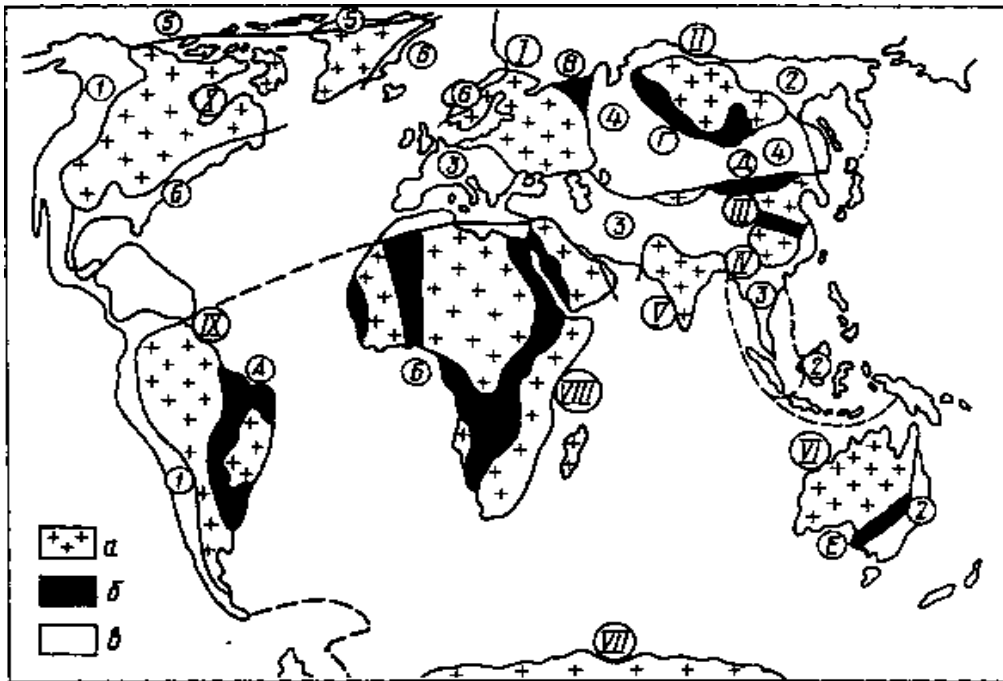


Рис. 44. Схема розташування основних структур земної кори наприкінці докембрію:
а – давні платформи: I – Східно-Європейська; II – Сибірська; III – Китайсько-Корейська; IV – Південно-Китайська; V – Індійська; VI – Австралійська; VII – Антарктична; VIII – Африкано-Аравійська; IX – Південно-Американська; X – Північно-Американська;
б – області байкальської складчастості: А – Бразильський та Б – Внутрішньо-Африканський малі геосинклінальні пояси; В – Тимано-Печорська область; Г – байкаліди, приєднані до Сибірської платформи (Туруханський кряж, Єнісейський кряж, Східний Саян, Патомське нагір'я); Д – хребет Бейшань; Е – область Аделаїда; **в** – геосинклінальні пояси: 1 – Східно-Тихоокеанський; 2 – Західно-Тихоокеанський; 3 – Середземноморський; 4 – Урало-Монгольський; 5 – Арктичний; 6 – Атлантичний (тектонічну схему наведено для сучасного розташування континентів)

Загалом, можна стверджувати, що процеси рифтогенезу у пізньому протерозої спричинили розкол єдиного материка **Пангея-1**, на суперматерик **Гондвана** і кілька менших материків, що були роз'єднані новоутвореними геосинклінальними поясами (Урало-Монгольським, Середземноморським, Північно-Атлантичним).

Атмосфера: зменшується вміст вуглекислого газу, зникають «кислі дими», зростає кількість кисню (600 млн. років тому в атмосфері було досягнуто точки Пастера – вміст O_2 1% від сучасного). У пізньому протерозої поблизу поверхні Землі формується також озоновий шар.

Клімат: положення кліматичних зон не встановлено, але, загалом, можна стверджувати, що він був жарким і вологим. Є також свідчення про наявність значних пустельних просторів і сліди давніх зледенінь (ранньо-протерозойського (Канада, Африка, Індія) – 2.5-2.4 млрд. р. тому; середньо-протерозойського (Карелія, Канада, Африка) – 2 млрд. р. тому; рифейське (Африка, Австралія) – 900-700 млн. р. тому; вендське (Сх-Європейська платформа, Скандинавія, Африка, Австралія, Південна Америка).

Органічний світ протерозойської ери: у протерозойських відкладах органічні рештки зустрічаються набагато частіше, ніж у архейських. Вони представлені вапняковими виділеннями синьо-зелених водоростей, кременистими й вапняковими скелетами радіолярій і форамініфер, спікулами губок, ходами червів, залишками кишковопорожнинних і членистоногих, примітивними голкошкірими та примітивними черепашками брахіопод. Крім вапнякових водоростей, до давніх рослинних залишків належать скупчення графіто-вуглистої речовини, що утворилися в результаті розкладання *Corycium enigmaticum*. У кременистих сланцях залізорудної формації Канади знайдені ниткоподібні водорості, грибні нитки й форми, близькі до сучасних коколітофорид. У залізистих кварцитах Північної Америки й Сибіру виявлені залізисті бактерії (Рис. 45).

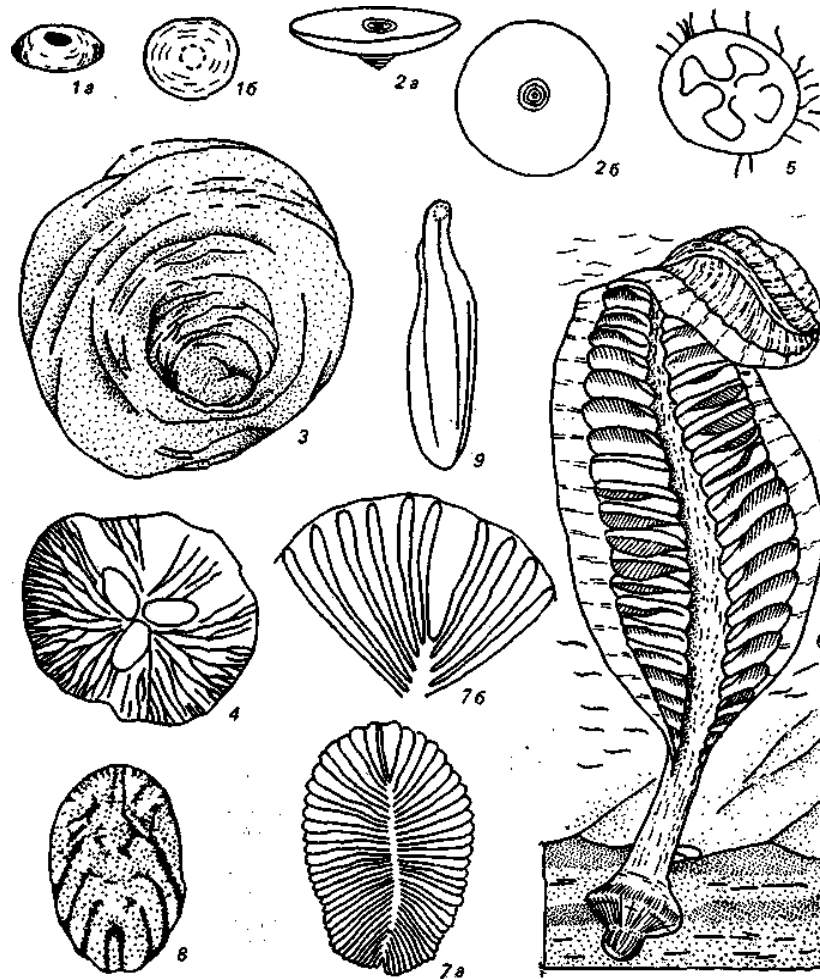


Рис. 45. Представники органічного світу вендських морів. За М. А. Федонклном (1983 р.)

Кишковопорожнинні: форми з віссю симетрії нескінченно великого порядку:

- 1 – *Nemlana* (а – реконструкція, б – абсоральна сторона), 2 – *Cyclomedusa* (а – реконструкція, б – абсоральна сторона), 3 – *Cyclomedusa*; форми з трьохпроменевою симетрією: 4 – *Albumares* (план будови); форми з чотирьохпроменевою симетрією: 5 – *Staurinidia* (план будови); 6 – перистовидний клоніальний поліп *Charniodiscus*.

Представники інших груп тварин: 7 – кільчатий черв *Dickinsonia* (а – план будови, б – характер співчленування сегментів з ме-діанним валиком в передній частині тіла),

- 8 – сегментована двохсторонньо-симетрична тварина *Praecambridium*, 9 – несегментована двохсторонньо-симетрична тварина *Protechiurus*

Корисні копалини докембрію:

Залізні руди: Україна (Кривий Ріг, Кременчук), Росія (КМА), Швеція (Кірунавара), Бразилія (Ітабіра), Канада (п-ів Лабрадор), ПАР (Трансвааль), Китай, Індія.

Нікелево-кобальтові руди: Росія (Кольський п-ів), Канада (Садбері, Кобальт, Томсон), Конго, Замбія, Марокко.

Поліметалічні (свинцево-цинкові) руди: Канада (Салліван), Австралія (Брокен-Хілл).

Олов'яні руди: Конго, Уганда, Бурунді, Танзанія.

Золото: Росія (Алданський щит), Індія, Австралія, ПАР (Вітватерсранд), Канада (р-н озер Гурон та Велике Невільниче).

Уранові руди: Росія, Україна. ПАР, Канада, Індія, Намібія, Австралія.

Слюди: Росія (р. Чуя), США, Бразилія, Індія.

Алмази: Бразилія (Мінас-Жерайс, Парана), Індія.

Графіт: Україна (Завалівське), Південна Корея (Хванган), Індія, Мадагаскар.

Будівельні матеріали: граніт, лабрадорит, кварцит, мармур.

Немає: горючих (торф, вугілля, нафта, газ) і хемогенних (солі, боксити, фосфор).

10.2. Формування земної кори та розвиток географічної оболонки в ранньому палеозої

Ранній палеозой розпочався 570 млн. років назад і тривав 165 млн. років. Він охоплював 3 періоди: кембрій, ордовік та силур. В цей час материк **Гондвана** був відокремлений від північних масивів суходолу (Північно-Американської та Східно-Європейської платформ) океаном **Палеотетис** (Середземноморським поясом).

Східно-Європейська, Сибірська та Китайська платформи розділялись **Палеоазіатським океаном** (Урало-Монгольський пояс) шириною близько 4000 км, а між Східно-Європейською та Північно-Американською платформами знаходився **океан Япетус** (Північно-Атлантичний пояс). Вважається також доведеним, що на початку палеозою вже існувала западина **Тихого** океану.

Основні геологічні події раннього палеозою відбувалися в межах Північно-Атлантичного і Урало-Монгольського поясів.

Північно-Атлантичний пояс – це давній рифт, що сформувався у пізньому рифеї та венді. У кембрії та ордовіку (570 – 480 млн. р. тому) в його межах розкрився океан **Япетус**. Він досягав максимальної ширини (до **3000** км) у ордовіку. В цей період у межах Япетуса формувались окраїнні моря та вулканічні островні дуги.

Потужні морські піщано-глинисті відклади (до 4.5 км) кембрійського віку зустрічаються в Уельсі. Протягом ордовіку сформувалась товща (до 5 км) глинистих та ефузивних порід, що стало наслідком інтенсивного вулканізму. В силурі спочатку формувались переважно піщано-глинисті відклади, а в кінці періоду грубоуламкові.

У пізньому силурі в межах Північно-Атлантичного поясу почався орогенний етап розвитку, а наприкінці силуру – початку девону почалося зближення Північно-Американської та Східно-Європейської літосферних плит, яке призвело до стискання, а потім і до закриття океану **Япетус**.

Завдяки горотворчим процесам, які отримали назву **Каледонської складчастості** (*Каледонія* – давня назва північної частини о-ва Великобританія, на північ від валу Адріана або валу Антоніна, ототожнюється з нинішньою Шотландією), сформувались: Грампіанська область (охоплювала більшу частину Ірландії, Великобританію та північну частину Скандинавського п-ва); північ Аппалачів; східна частина Гренландії; о. Ньюфаундленд та західна частина Шпіцбергена (Рис. 46.).

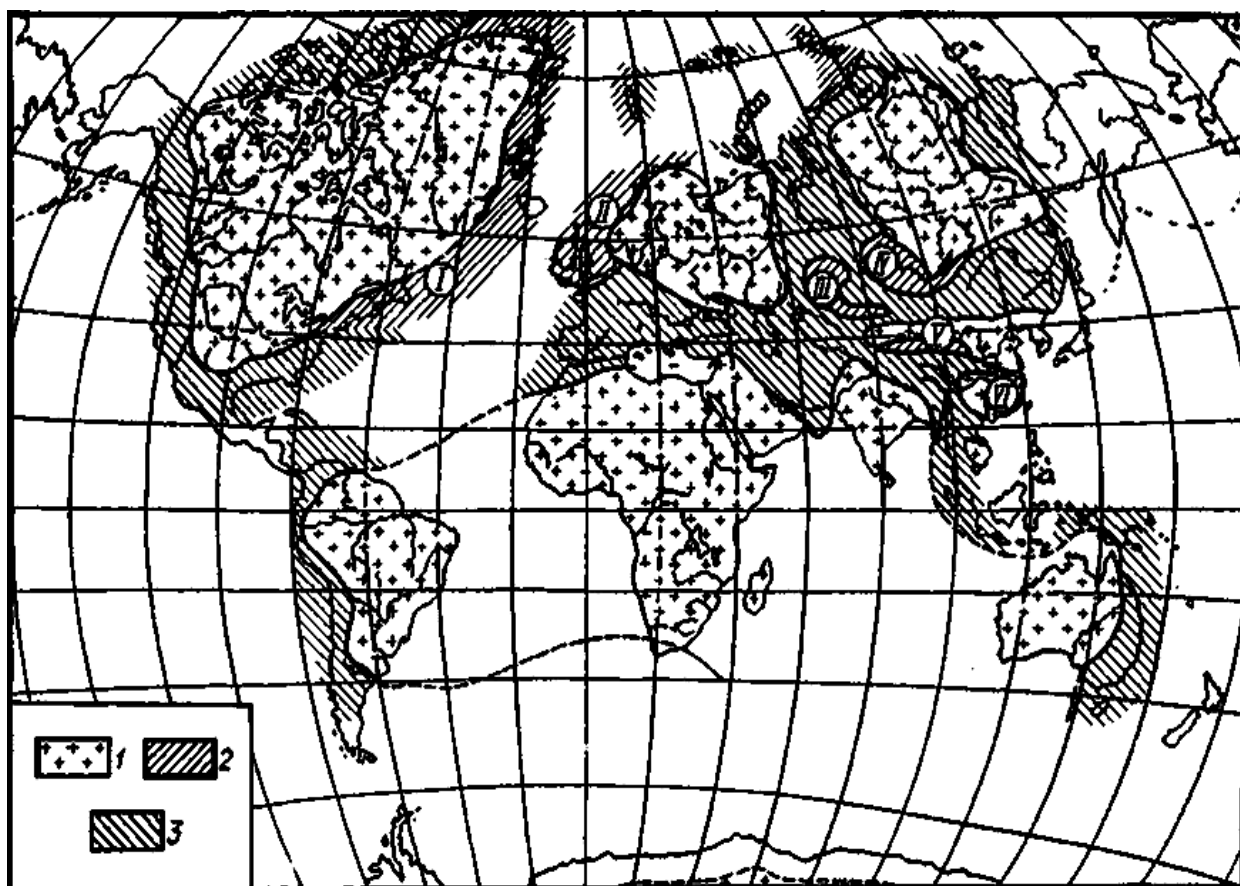


Рис. 46. Схема розташування основних структурних елементів земної кори наприкінці раннього палеозою: 1 – докембрійські платформи (разом із байкалідами); 2 – області каледонської складчастості; I – Північно-Аппалацька; II – Грампіанська; III – Кокчетавсько-Киргизька (Центрально-Казахстанська); IV – Алтає-Саянська; V – хр. Наньшань; VI – Катазіатська; 3 – геосинклінальні області.

Загалом, можна стверджувати, що наслідком колізії Північно-Американської і Східно-Європейської літосферних плит та каледонського орогенезу стало утворення великого північного материка, який отримав назву **Лаврусія** (Лавренція, Євроамерика).

В межах **Урало-Монгольського** поясу завдяки каледонському орогенезу сформувались Алтає-Саянська та Центрально-Казахстанська області. В межах першої виникли гірські споруди Алтаю, Кузнецького Алатау, Гірської Шорії.

Західного Саяну і Туви, які створили своєрідну «підкову» на південному заході Сибірської платформи та сформували разом з нею та байкалідами новий великий материк **Ангарида**. В межах Центрально-Казахстанської області виникли: західна частина Казахського дрібноспокковика, хребет Каратау, Північний Тянь-шань, Чу-Ілійські гори, хребти Чінгіз і Тарбагатай. Названі гірські споруди являли собою гористий континентальний масив посередині **Палеоазійського** океану.

Крім названих територій, *каледонські* гірські споруди мають місце на півдні Китаю (Нань-Шань). Тут вони приєдналися до сформованого, внаслідок байкальського орогенезу, Китайського материка і збільшили його площу. Зустрічаються також *каледонські* споруди на сході Австралії (північна і південна частини Великого Вододільного хребта, Тасманія), де вони приєдналися до Гондвани.

Що до розвитку давніх платформ, то в ранньому палеозої він характеризувався трансгресивно-регресивною діяльністю водних басейнів у північній півкулі. Свідченням цього є потужні товщі морських теригенних, а також глинистих і карбонатних відкладів. В цей час мали місце три великі трансгресії, які чергувалися з короточасними регресіями.

Перша велика трансгресія відбулася у **кембрійському** періоді, коли значні простори Сх-Європейської, Пн-Американської та Сибірської платформ були покриті епіконтинентальними морями.

Друга, одна з найбільших трансгресій палеозою, трапилась у **ордовіку**. Відклади цього віку покривають 75% території Китайської, 67% Сибірської і 20% Сх-Європейської та Пн-Американської платформ.

Третя велика трансгресія відбулася в ранньому **силурі** після нетривалої пізньоордовіцької регресії.

Гондвана, на відміну від материків північної півкулі, протягом раннього палеозою була високо припіднятим суходолом. Море покривало лише її окраїни.

Слід відзначити також, що у ранньому палеозої в межах платформених просторів почалося формування синекліз (над пізньопротерозойським авлакогенами) та антекліз.

Атмосфера кембрію поступово ставала киснево-вуглекисло-азотною. Протягом наступних двох періодів характерним було зменшення вмісту CO₂ і збільшення O₂ причому вміст кисню збільшувався у кілька разів швидше і в середині ордовіку (470 млн. років тому) досяг так званої *точки Беркнера-Маршалла* – 10% від його концентрації в сучасній атмосфері). Ця точка означає перехід до кисневої атмосфери, за умов якої озон формувався в же на значній висоті.

Клімат: В ранньому палеозої на Землі мали місце **6** кліматичних поясів: екваторіальний, тропічний гумідний, тропічний аридний, субтропічний, помірний та холодний. У кембрії екватор проходив через Північно-Американський континент, Гренландію, південніше Східно-Європейського та Сибірського континентів, тому на їх території панували тропічний і екваторіальний кліматичні пояси. У межах Гондвани існували помірний, субтропічний, тропічний та екваторіальний кліматичні пояси. В ордовіку, через зменшення вмісту CO₂, на планеті сталося похолодання, а поблизу південного полюсу (захід Пд-Америци, Сахара) мало місце давнє зледеніння. Про це свідчить наявність *тилітів*, льодовикового рельєфу і флювіогляціальних відкладів.

Силур характеризувався поступовим загальним *потеплінням* на планеті та наявністю *аридних* умов у окремих регіонах (північ Канади й Росії, Сибір, Забайкалля, Західна Монголія, Тянь-Шань, Кунь-Лунь).

Загалом, кембрій та ордовік характеризувалися пануванням *таласократичних умов*, а силур (особливо його друга половина) – *геократичним режимом*.

Органічний світ раннього палеозою (життя в ранньому палеозої розвивалось майже виключно у водоймах):

Рослинність: для водойм були характерні водорості (синьозелені, зелені, багрянні, бурі), а на межі суходолу й моря розвивались *нематофіти* (проміжна ланка між водоростями і вищими рослинами). Правда цю думку поділяють далеко не всі вчені, більшість вважає, що прибережні заболочені ділянки суходолу були заселені *псилофітами* (перехідними організмами між водоростями та наземними рослинами). **Тваринний світ** був представлений безхребетними: *трилобітами* (понад 1000 видів – 60% морської фауни); *брахіоподами* з вапняковими черепашками (другі за поширенням); *граптоліти* (вели планктонний спосіб життя); *археоціати* (вимерли до кінця кембрію, разом з губками і водоростями були першими рифтобудівниками); *кишковопорожнинні* (стромаопори, корали); *молюски* (головноногі, червононогі та двостулкові); *черви*; *моховатки*; *ракоскорпіони*; *навуки*; *багатоніжки*; *перші скелетні* (рибоподібні істоти та панцирні риби) (Рис. 47, 48, 49).

Основні події в розвитку біосфери раннього палеозою:

- 1 – інтенсивний розвиток життя в морях;
- 2 – поява та поширення організмів з карбонатними, фосфорними та хітиновими скелетами;
- 3 – початок заселення суходолу рослинними й тваринними організмами.

Корисні копалини раннього палеозою:

Нафта: Алжир (Сахара (Хассі-Мессауд)), США (Мідконтинент – понад 30% річного видобутку – Канзас, Оклахома, Техас).

Горючі сланці: Естонія (Кохтла-Ярве).

Поліметалічні (свинцево-цинкові) руди: Канада (Салліван), Австралія (Брокен-Хілл). **Хроміти:** Росія (Урал).

Залізні руди: США (Клінтон), Канада (Ньюфаундленд).

Фосфорити: Казахстан (хр. Каратау), Росія (Ленінградськ обл.), Естонія (Азеру, Маарду), Китай (пров. Юньнань), США (Теннесі).

Азбест: Росія (Урал (Азбест), Забайкалля, Східний Саян, Оренбурзька обл. (Киємбаївське)), Канада (Ньюфаундленд).

Графіт: Росія (Східний Саян (Ботогольське)).

Кам'яна сіль: Росія (Лено-Вілюйський солений басейн), США (Мічиганський солений басейн).

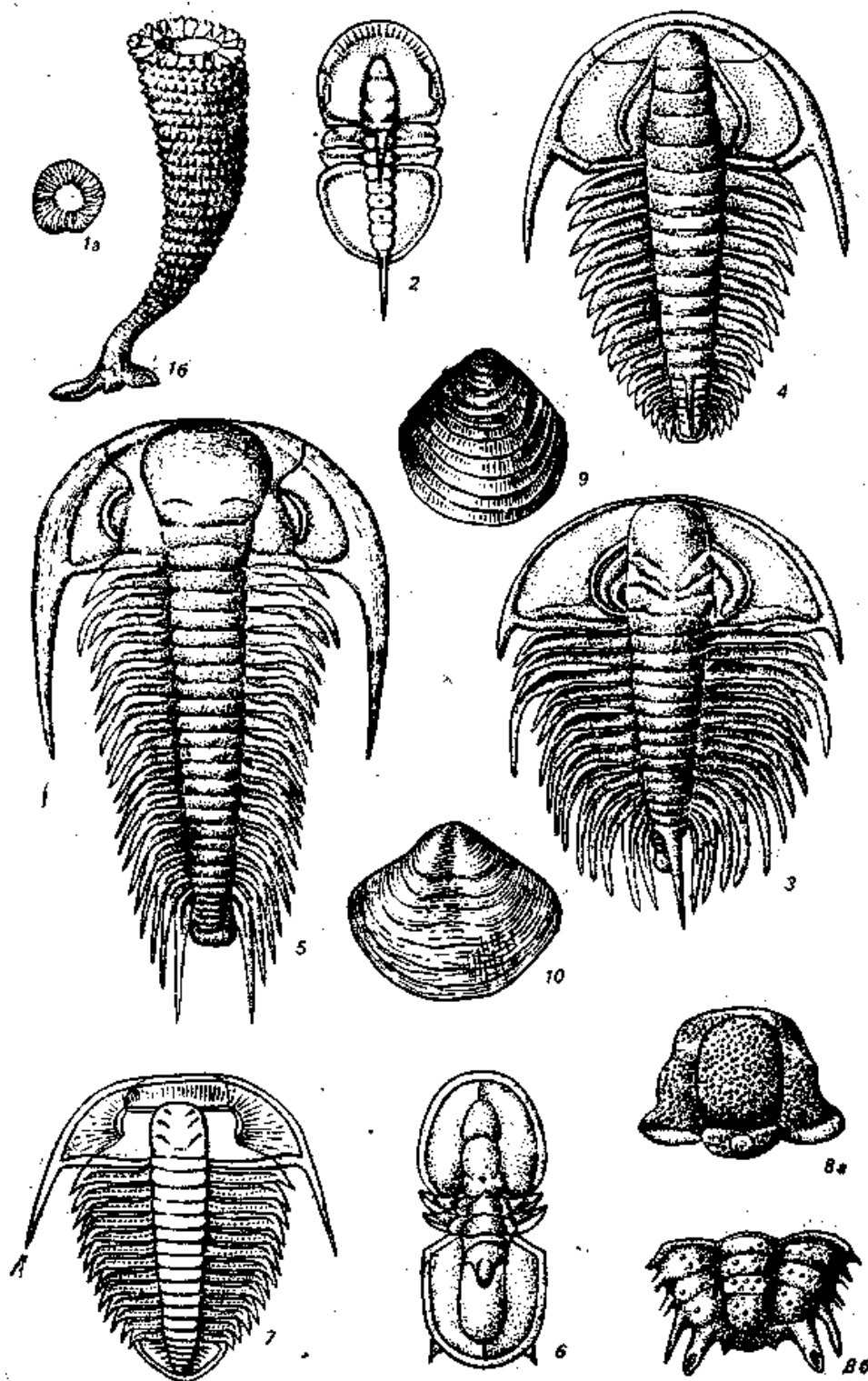


Рис. 47. Характерні викопні залишки кембрійських організмів: 1а, б – археоцеати (кембрій); 2–8 – трилобіти: 2 – *Pegetia* (ранній і середній кембрій), 3 – *Olenellus* (ранній кембрій), 4 – *Redlichia* (ранній кембрій), 5 – *Paradoxides* (середній кембрій), 6 – *Agnostus* (пізній кембрій), 7 – *Olenus* (пізній кембрій), 8а, б – *Doryuride* (середній кембрій), 9–10 – брахіоподи: 9 – *Obolus* (ранній, середній і пізній кембрій – ранній ордовик), 10 – *Kutorgina* (ранній і середній кембрій)

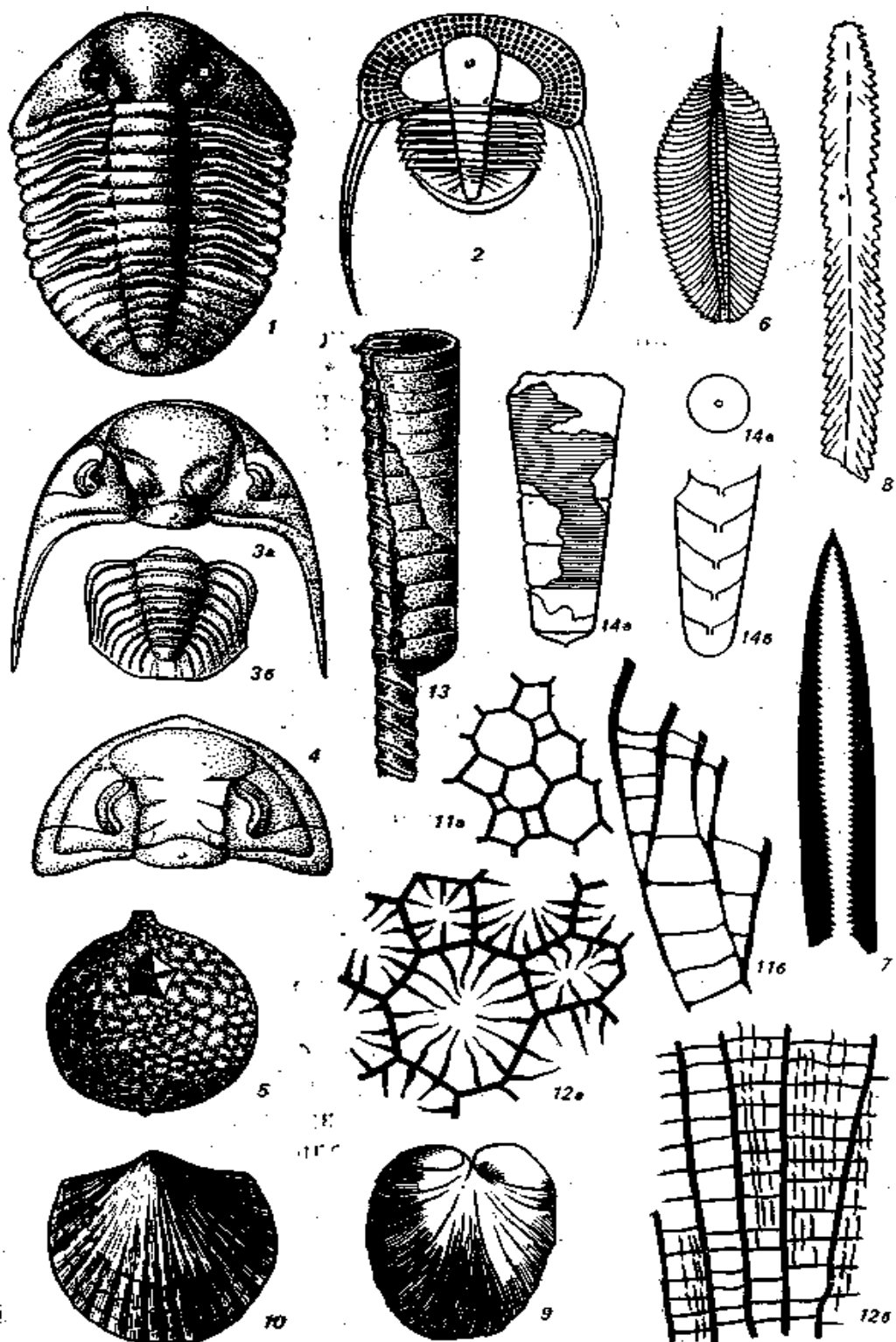


Рис. 48. Характерні викопні залишки ордовицьких організмів:

Трилобіти: 1 – *Asaphus* (ранній і середній ордовик), 2 – *Onnia* (середній і пізній ордовик), 3а, б – *Chasmops* (середній ордовик), 4 – *Pterygometeropus* (ордовик); голкошкірі: 5 – *Echinospaerites* (середній і пізній ордовик); **граптоліти:** 6 – *Phyllograptus* (ранній ордовик), 7 – *Didymograptus* (ранній і середній ордовик), 8 – *Diplograptus* (ордовик і ранній силур); **брахіоподи:** 9 – *Porambonites* (ордовик), 10 – *Orthis* (ранній і середній ордовик); **кишковопорожнинні:** 11а, б – *Lichenaria* (середній ордовик), 12а, б – *Favistina* (середній і пізній ордовик); **головonoгі молюски:** 13 – *Endoceras* (ордовик), 14а, б, в – *Orthoceras* (середній ордовик)

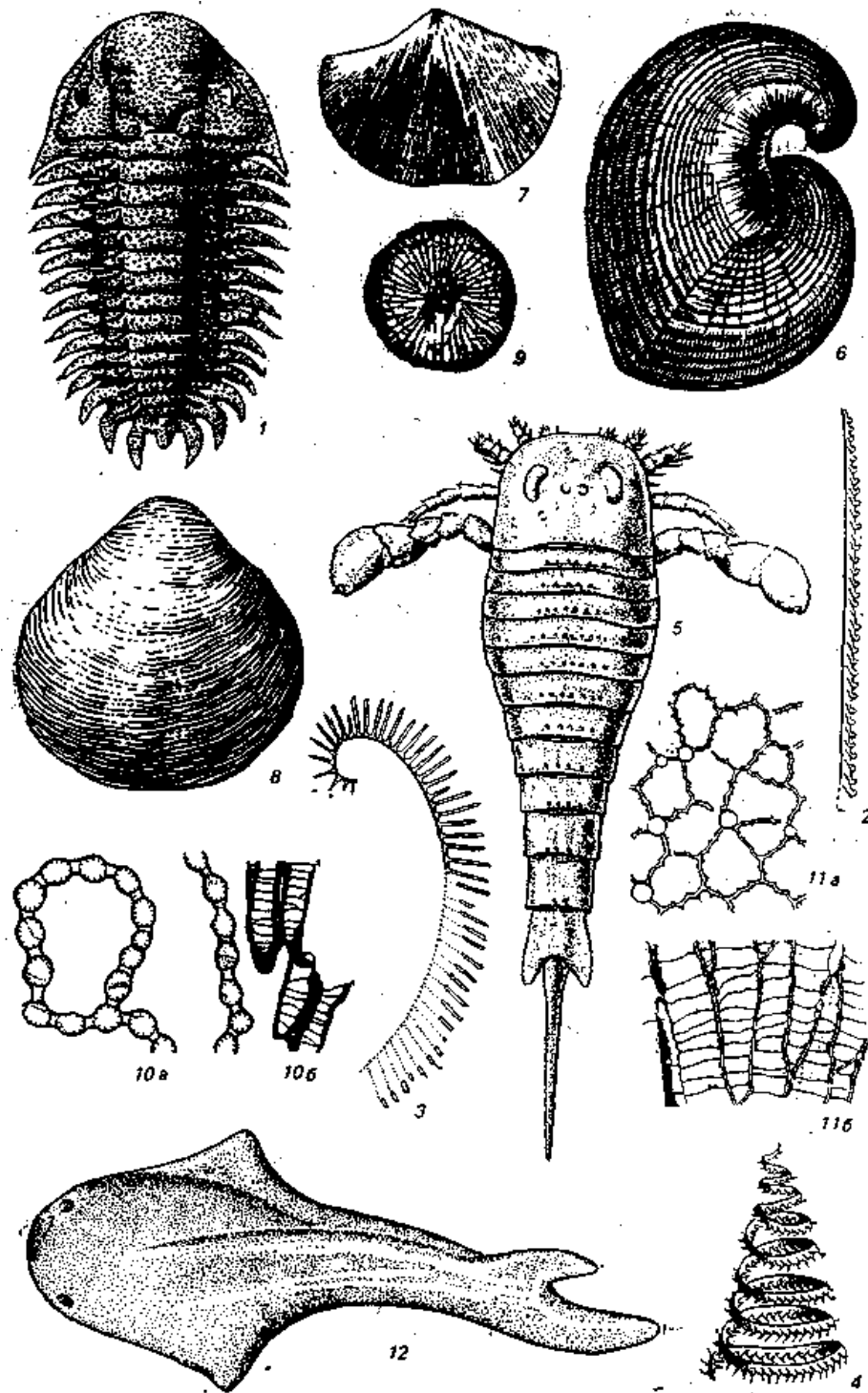


Рис. 49. Характерні викопні залишки силурійських організмів: Трилобіти:

1 – *Chetrurus* (пізній ордовик – середній девон); граптоліти: 2 – *Monograptus* (силур і ранній девон), 3 – *Rastrites* (ранній силур); 4 – *Spirograptus* (ранній силур), ракоскорпіони: 5 – *Eurypterus* (пізній силур – ранній девон); брахіоподи: 6 – *Conchidium* (силур), 7 – *Eospirifer* (силур – середній девон), 8 – *Pentamerus* (силур); кишковопорожнинні: 9 – *Streptelasma* (переважно пізній ордовик – силур), 10a, б – *Halysites* (середній ордовик – ранній силур), 11a, б – *Palaeofavosites* (середній ордовик – силур); безщелепні рибоподібні організми: 12 – *Telodus* (силур)

10.3. Формування земної кори та розвиток географічної оболонки в пізньому палеозої

Пізній палеозой розпочався 405 млн. років назад і тривав близько 175 млн. років. Він охоплював 3 періоди: девонський, карбоновий і пермський.

Цей часовий відрізок характеризувався **тенденцією до закриття океанічних басейнів**. Деякі океани зникли, а інші значно ускладнили своє русло. Середземноморський і Урало-Монгольський пояси продовжували в пізньому палеозої свій розвиток.

В межах **Середземноморського** поясу розвивалось багато геосинклінальних систем та областей. Це, зокрема, Західно-Європейська, Південно-Європейська, Північно-Африканська, Південно-Західно Азіатська, Добруджинсько-Бухарська області. Найактивніше проходив розвиток Західно-Європейської геосинклінальної області, яка охоплювала території Польщі, Німеччини, Франції, Чехії, Бельгії, Нідерландів, Люксембургу, Словаччини і південної Англії. У геосинклінальних прогинах відбувалося накопичення осадових і вулканогенних порід (девон – потужність 10-15 км), а також вапняків та глини (карбон – потужність 4-5 км) (Рис. 50).

Наприкінці карбону почалося інтенсивне горотворення (**Герцинський** орогенез), яке тривало до кінця пермського періоду. Завдяки йому виникли наступні гірські споруди: Судети, Арденни, Рейнські сланцеві гори, Рудні гори, Гарц, гори Корсіки, Сардинії та Піренейського п-ва (крім Піренеїв та Андалузьких).

На північ від названих гірських масивів почалося формування крайового прогину. До нього були приурочені мілководні басейни й заболочені території, у яких протягом карбону активно нагромаджувались органічні речовини, що, з часом, перетворювались на **вугілля** (Південно-Уельський, Франко-Бельгійський, Рурський та Сілезький басейни). Через це даний прогин називають ще «великим вугільним каналом Європи».

Після завершення опускання прогину (в пізньому карбоні) осадо-нагромадження в його межах відбувалося вже в континентальному режимі. Відкладалися конгломерати, пісковики та вугленосні товщі озерного типу (Саарський басейн). У ранній пермі, за умов панування посушливого клімату, мали місце прояви наземного вулканізму і проходило формування червоноколірних пісковиків, конгломератів та глин, а в пізній пермі на даній території встановлюється морський режим і відкладаються вапняки, глини, гіпси, калійна та кам'яна солі.

Слід відзначити також, що в девоні Альпи, Карпати і Великий Кавказ являли собою острівні дуги, які були відокремлені від Східно-Європейської платформи западинами окраїнних та внутрішніх морів. На південь від них розташовувався океан **Палеотетис**, який у середині карбону почав закриватися внаслідок зближення континентальних брил.

Крім того, у пізньому палеозої (в герцинську епоху) сформувались наступні території: більша частина Піренейського п-ва, північ п-ва Мала Азія, частина Західних Карпат, Передкавказзя, Степовий Крим, плато Устюрт, п-ів Мангишлак, Каракум. Герцинідами складений також фундамент молодшої

Скіфської (Скіфсько-Туранської) платформи. У герцинську епоху сформувався й Південний Атлас, який приєднавшись до Гондвани спаяв її в єдине ціле із Західною Європою.

На сході **Середземноморського** поясу **Палеотетіс** відкривався в **Палеотихий океан**, являючи собою велику затоку, що роз'єднувала Гондвану та північні материки. Існує також думка, що наприкінці палеозою – початку мезозою виникли сприятливі умови для зародження нового океану **Тетіс (Неотетіс)**, еволюція якого проходила вже в альпійський час.

В **Урало-Монгольському** поясі продовжилось формування Уралу. В девоні та ранньому карбоні на цій території мали місце два меридіональні прогини розділені підняттям **Уралтау**. На заході накопичувались уламкові й карбонатні породи потужністю 2-3 км, а на сході – осадово-вулканогенні породи потужністю 12-13 км (пісковики, глини, лави, туфи, яшми).

З середнього карбону й до кінця пермі відбувається орогенний етап розвитку території, завдяки чому виникають Уральські гори, а на їх межі із Східно-Європейською платформою – меридіональний Передуральський крайовий прогин. На території прогину проходило інтенсивне накопичення грубоуламкових відкладів, солей та вугленосних товщ (Печорський басейн). Крім Уралу, герцинський орогенез в межах Урало-Монгольського поясу охоплював Нову Землю, Пай-Хой, Південний Тянь-Шань, гори Монголії, Північного Китаю і лівобережжя середньої течії Янцзи.

Загалом, у герцинську епоху для Урало-Монгольського поясу, завдяки складчастим рухам і субдукції, було характерне: 1) закриття окремих прогинів, 2) формування вулканічних острівних дуг, 3) виникнення окраїнних морів. Завдяки герцинському орогенезу припинив своє існування **Палеоазіатський океан**, оскільки в його північній частині спаялись в єдине ціле **Лавренція та Ангарида** і почала формуватись молода **Західно-Сибірська** платформа, а в південній частині **Палеоазіатського океану Ангарида** з'єдналась з **Китайським** материком.

Виходячи з вище зазначеного, можна стверджувати, що **головним наслідком** герцинського орогенезу стало формування з окремих материків єдиного гігантського суперконтиненту **Лавразії**.

Щодо еволюції інших геосинклінальних поясів, то тут картина була наступною:

- **Західно-Тихоокеанський пояс** – переважали геосинклінальні умови, а герцинське горотворення мало місце лише на сході Австралії та на південному-сході Тасманії;
- **Атлантичний пояс** – сформувалась південна частина Аппалачів, а на межі гір з Пн-Американської платформою заклаався Передаппалацький прогин;
- **Арктичний пояс** – завдяки герцинському орогенезу сформувались гори Канадського арктичного архіпелагу.

Загалом наприкінці пізнього палеозою на планеті сталися наступні події:

1) повністю завершився геосинклінальний розвиток трьох поясів Арктичного, Північно-Атлантичного та Урало-Монгольського;

2) Лавразія в західній частині Палеотетису (Аппалачі, Західна Європа, Атлас) об'єдналась з Гондваною і утворили (вдруге) єдиний великий підньопалеозойський материк **Пангея** – 2, що омивався водами Палео-тихого океану.

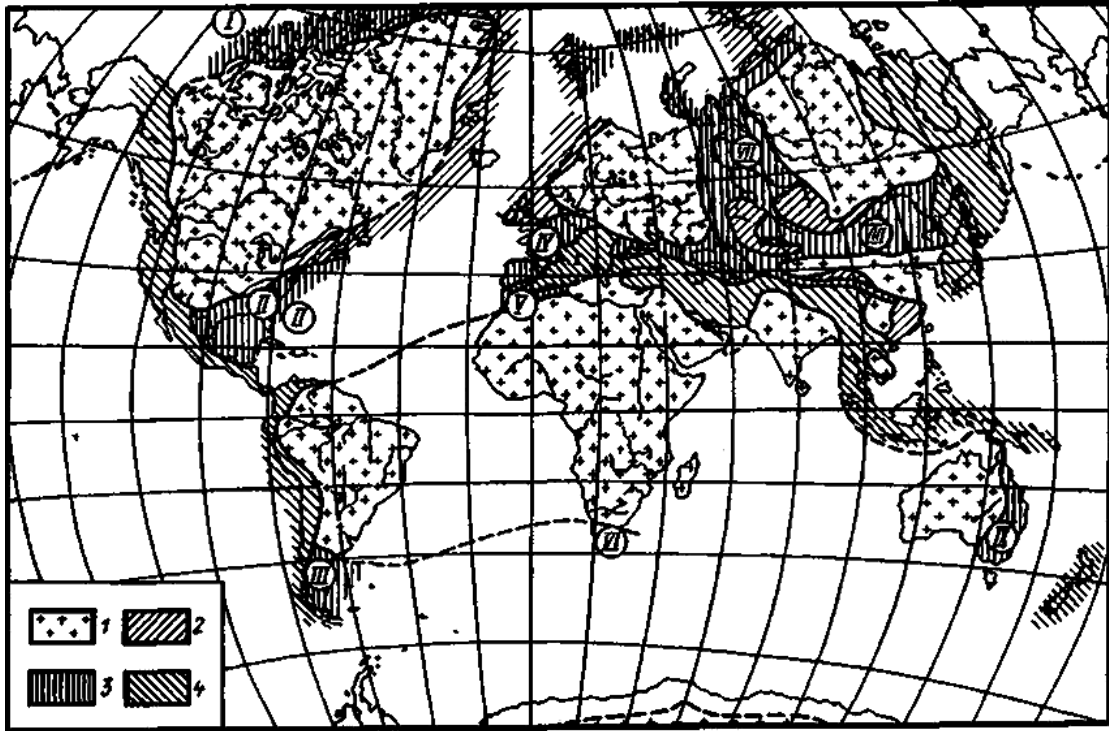


Рис. 50. Схема розташування основних структурних елементів земної кори наприкінці пізнього палеозою: 1 – докембрійські платформи; 2 – епікаледонські області; 3 – області герцинської складчастості: I – Арктична (Іннуїтська); II – Аппалацька; III – Патагонська; IV – Західно-Європейська; V – Північно-Африканська; VI – Південно-Африканська; VII – Урало-Тянь-шанська; VIII – Монголо-Охотська; IX – Східно-Австралійська; 4 – геосинклінальні області

Розвиток платформ у пізньому палеозої:

Східно-Європейська платформа – в **девоні** фіксується найбільша трансгресія за весь час існування материка **Лавреція**. Море покривало його західні, центральні та східні райони. Серед девонських відкладів переважали карбонатні породи, піски, пісковики, гіпси, солі, нафта (Волго-Уральська нафтогазоносна провінція), глини. У південній частині Східно-Європейської платформи проходили опускання території і дроблення фундаменту. Тут сформувалась ДДЗ, в межах якої відкладалися потужні відклади теригенних та ефузивних порід. В **карбоні** поверхня материка покривалась епіконтинентальними морями. Карбонові відклади представлені головним чином вапняками, гіпсами, вугленосними товщами (Підмосковний, Львівсько-Люблінський басейни), відкладами бокситів (Тихвінське та Північно-Онезьке родовища), нафтою (Волго-Уральська нафтогазоносна провінція). В межах ДДЗ осадові відклади цього віку досягали 18 км. **Пермський** період

характеризувався тим, що територія Східної Європи була покрита неглибокими морями, площа яких наприкінці періоду значно зменшилась завдяки підняттям пов'язаним з проявами герцинського орогенезу. В невеликих водоймах, що залишилися, в умовах сухого клімату відкладалися гіпси, солі (Артемівськ) та інші відклади.

Сибірська платформа – покривалась морем лише на окраїнах. У середньому карбоні – пермі тут, у межах Тунгуської синеклізи, сформувався найбільший у світі Тунгуський вугільний басейн. Наприкінці пермі для території синеклізи був характерний інтенсивний вулканізм. Вулкани розміщувались вздовж глибинних розломів, які виникали внаслідок швидкого й різкого опускання її окремих частин. Завдяки вулканізму утворились потужні (до **3000 м**) лавові покриви, що отримали назву **трапової формації**. Трап (англ. trap – «пастка» сходи?) – загальна назва вивержених гірських порід основного складу (головним чином базальтів і діабазів), які залягають у вигляді великого покриву. До трапових покривів приурочені родовища алмазів, міді, нікелю, кобальту.

Гондвана – морем було покрито лише окраїнні райони, а решта території материка являла собою при піднятий суходіл. У пізньому палеозої на території Гондвани встановлено 5 тривалих льодовикових епох. Найбільше зледеніння («**велике гондванське**») почалося з середини карбону і тривало 50 млн. років. Його центр знаходився в Південній Африці та Східній Антарктиді, а потужність крижаного покриву досягала 6 м. Сліди цього зледеніння (тиліти, воднольодовикові відклади, рештки льодовикового рельєфу) фіксуються на всіх материках, які входили до складу Гондвани, адже всі вони на той час були розміщені поблизу південного полюса.

Природні умови пермського періоду на території Гондвани сильно відрізнялись від карбонових (відбулося потепління). Сліди зледеніння мають місце лише в Австралії. На решті території панував помірний вологий клімат, в умовах якого на всіх південних материках активно розвивались ліси папоротеподібних. Цей факт використав А. Вегенер для обґрунтування спільності еволюції цих континентів у складі Гондвани. Серед осадових порід цього віку найбільш відомими є озерні та алювіальні. До них приурочені родовища вугілля (Південна Африка).

Наприкінці пермі в межах Гондвани почалося формування **континентальних рифтів**. Перший з них відокремив Мадагаскар від Африки. Підтвердженням даної версії є наявність прошарків вапняків з багатою морською фауною серед червоноколірних континентальних відкладів на заході острова.

Атмосфера: в девонському періоді сформувався сучасний склад атмосфери та гідросфери.

Клімат: в ранньому девоні досягає максимуму **аридизація** клімату, що розпочалась у другій половині силуру. Свідченням цього є значне поширення червоноколірних відкладів, доломітів та гіпсів у Північній Америці, на півночі Європи й Азії, в Африці та Австралії. У другій половині девону мало місце деяке пом'якшення клімату, але території аридного осадконагромадження залишались все ще значними.

Гумідні умови на протязі всього девону зберігалися на півночі Північної

Америци, в центральній, східній та південній частинах Євразії, на північному заході Африки та північному сході Австралії. Загалом для всіх материків у девоні був характерний *тропічний тип клімату* (середньорічні температури, зокрема в Євразії, коливались в межах 27-33°C).

У ранньому карбоні великі площі суходолу були покриті морем. Це спричинило формування кліматичних умов близьких до сучасних вологих тропіків. Середній та пізній карбон характеризувався істотним похолоданням і появою на південних материках потужного зледеніння. Це зумовило скорочення і зміщення у бік екватора *субтропічного* і *тропічного* поясів. *Вологий екваторіальний* пояс охоплював південь та схід Північної Америки, Західну та Південну Європу, північний захід Африки, пів Мала Азія, південь Китаю та Індокитай. В межах цього поясу сформувались вугільні басейни **США** (Пенсільванський, Аппалацький, Техаський), **Європи** (Рурський, Сілезький, Донецький та ін.), **Китаю**, а також поклади марганцевих руд і бокситів. На північ та південь від екваторіального поясу розміщувались аридні пояси, далі – гумідні помірні. Для карбону було характерне потужне покривне зледеніння на території Гондвани (до 45–50° пд. ш.) та морське зледеніння у північній півкулі.

Перм є одним з найжаркіших та найсухіших періодів палеозою. *Аридні зони* в пермі збільшуються і займають значні простори Північно-Американської, Західно-Європейської та Східно-Європейської платформ, а також у Центральній Африці та Південній Америці. *Екваторіальний* пояс охоплював Центральну Америку, північний захід Південної Америки, Західну та Центральну Африку.

Загалом клімат пізнього палеозою відрізнявся від сучасного меншою континентальністю. Причиною цього є великі площі океанічних та внутрішньоматерикових басейнів. У пізньому силурі-середньому девоні та пермі переважають *геократичні* умови, а в пізньому девоні та карбоні – *таласократичні*. Вважається, що аридні зони того часу були несхожі на сучасні пустелі – зберігалась сильна хмарність, знижена випаровуваність та інтенсивний поверхневий стік. Про це свідчить поширеність серед пізньопалеозойських відкладів червоноколірних порід алювіальних фацій. Вважається також, що середньорічна кількість опадів в аридних зонах могла досягати 600-800 мм.

Органічний світ пізнього палеозою:

На рубежі раннього і пізнього палеозою відбулись значні зміни у складі органічного світу землі, спричинені процесами, які протікали на поверхні планети, як наслідок каледонського орогенезу (утворення численних гірських систем, скорочення площі океанічних акваторій і пов'язана з цим аридизація, континенталізація клімату). Зміни у фізико-географічному середовищі планети викликали істотне оновлення органічного світу.

Рослинність: Рослини поступово завойовують сушу. *Таласофітна* ера розвитку рослин в пізньому силурі змінилась палеофітною, початок якої знаменується поширенням псилофітів. Узбережжя ранньодевонських морів заселялись їхніми колоніями. До кінця девону псилофіти повністю вимирають, що було пов'язано з гумідизацією клімату, але ще раніше вони встигли дати початок, як вже відмічалось, папоротеподібним, членисто-стебловим і плаунам. У пізньому девоні особливого поширення набули давні папороті, тому флору

цього часу інколи називають *Археоптерисовою*, за назвою роду *Archaeopteris*. У девонських рослин формуються коренева система, стебло, листя. Від трав'янистих, кущистих форм до кінця девону рослини переходять до деревоподібних. Густі зарості поки що розташовуються у найбільш зволжених місцях, значні площі внутрішніх частин континентів залишаються пустельними. Рослинність девону була однорідною, не диференційованою на флористичні області.

У **камяновугільному періоді** склались надзвичайно сприятливі умови для еволюції рослин – у атмосфері зростає кількість кисню, теплий вологий клімат панував на значних просторах планети, інтенсивні осадки призводили до заболочування величезних ділянок, які покривалися густими тропічними лісами. У лісах карбону росли гігантські плауноподібні – *лепідодендрони* і *сигілярії* (висотою 40-50 м, з діаметром стовбура 1-2 м), предки сучасних хвощів – *каламіти* (висотою 10-30 м, з діаметром стовбура до 1 м), а також різноманітні папороті, перші голонасінні. На місці тропічних лісів карбону формувалися потужні поклади торфу, які згодом перетворилися в пласти кам'яного вугілля, тому флору раннього карбону іменують ще *антрактофітовою* – (від грецького «антрактос» – вугілля).

Тваринний світ: Із морських безхребетних важливу роль у пізньому палеозої відігравали *брахіоподи*, які особливо поширились у карбоні, а також головоногі молюски, корали, найпростіші. Серед коралів у карбоні досягли розквіту чотирипроменеві (ругози), як одиничні так і колоніальні. Типовий представник колоніальних коралів карбону – рифобудівний рід *Lithostrotion*. В морях карбону і пермі відклались потужні товщі фузулінових та швагерінових вапняків.

Серед хребетних у **девоні** особливого поширення набули *риби* – девон часом навіть називають "*віком риб*". Панівною групою в цей час були пластиношкірі, або панцирні риби – малорухомі хижі створіння, які вимерли до кінця періоду. До кінця палеозою розвивались *акантоди*, які дали початок хрящовим та кістковим риbam. Останні в процесі еволюції розділились на три вітки: кистопері, дводихаючі і променевопері. З девонських відкладів відомі рештки зубів хрящових (*акули, скати*). Проте особливий інтерес для палеонтології викликають *кистепері* і *дводихаючі* риби, розвиток яких у девоні був спричинений різким скороченням морських акваторій (Рис. 51, 52, 53).

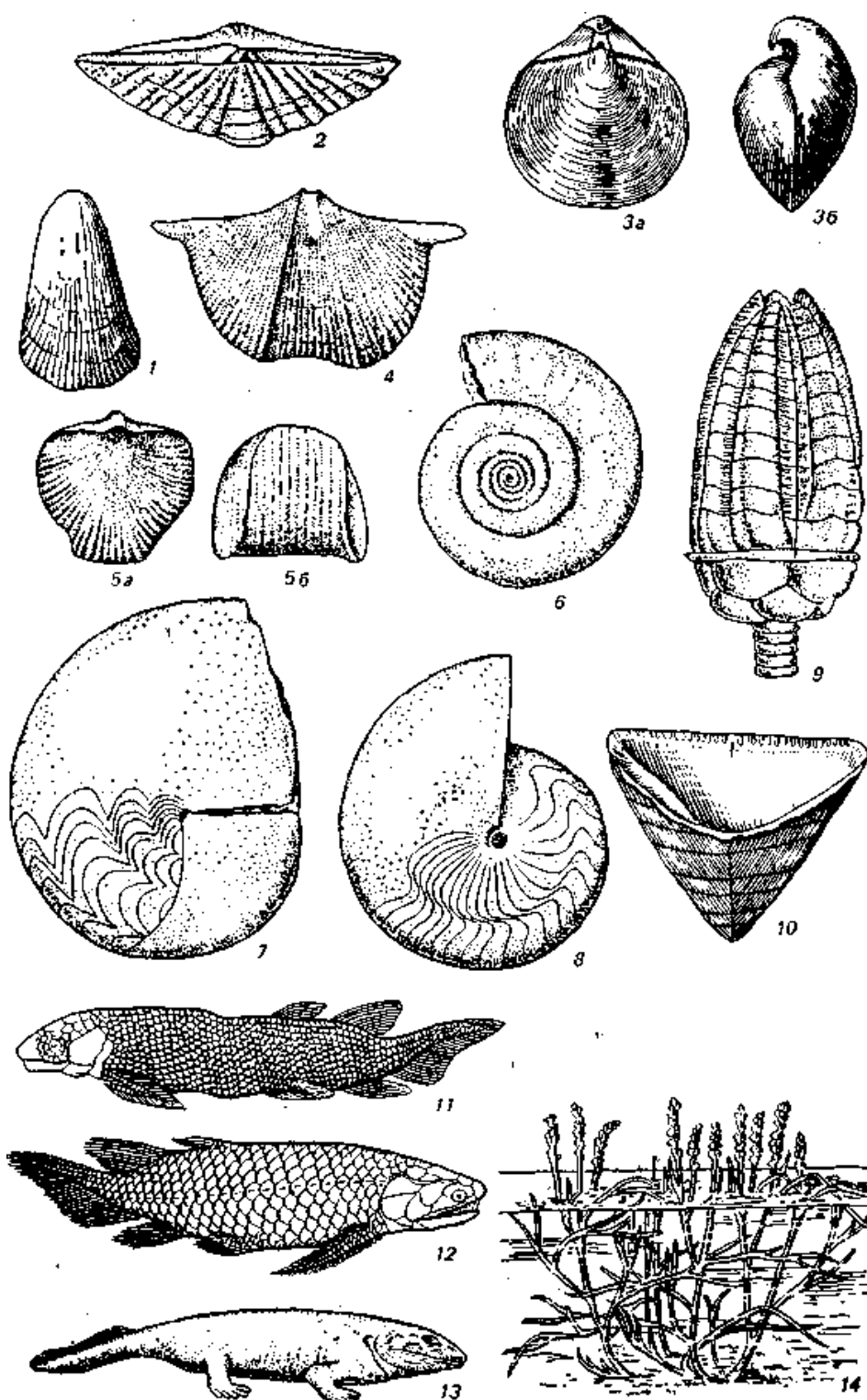


Рис. 51. Характерні викопні залишки девонських організмів:

Брахіоподи: 1 – *Karpinskia* (ранній девон), 2 – *Euryspirifer* (ранній і середній девон), 3а, б – *Stringocephalus* (середній девон), 4 – *Cyrtospirifer* (переважно пізній девон), 5а, б – *Hurothyridina* (середній і пізній девон); **клименії:** 6 – *Clutenia* (пізній девон); **агоніатити:** 7 – *Timanites* (пізній девон); **гониатити:** 8 – *Tornoceras* (пізній девон); **криноїдеї:** 9 – *Cupressocrinites* (середній девон); **корали:** 10 – *Calceola* (ранній і середній девон); **подвійнодихаючі:** 11 – *Dipterus* (середній – пізній девон); **кистепері:** 12 – *Holoptychius* (пізній девон); **земноводні:** 13 – *Ichthyostega* (пізній девон); **риніофіти:** 14 – *Zosterophyllum* (ранній девон)

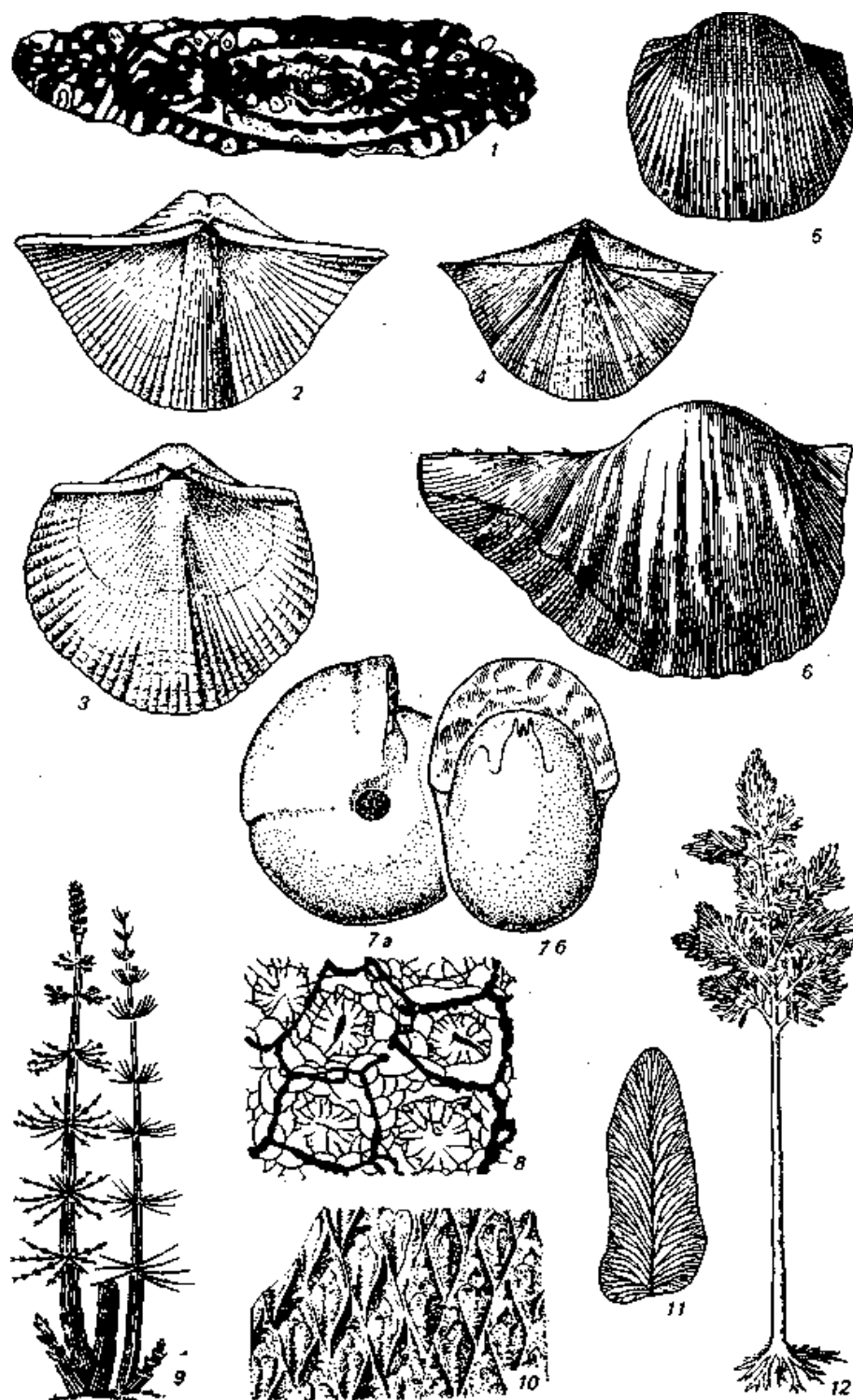


Рис. 52. Характерні викопні залишки кам'яновугільних організмів: **Найпростіші:** 1 – *Fussulina* (середній, рідше пізній карбон); **брахіоподи:** 2 – *Unispirifer* (ранній карбон); 3 – *Choristites* (кінець раннього карбону – рання перм), 4 – *Neospirifer* (кінець раннього карбону – перм), 5 – *Dictyoclostus* (ранній карбон – перм), 6 – *Gigantoproductus* (ранній карбон); **гоніатіти:** 7а, б – *Goniatites* (ранній карбон); **корали:** 8 – *Petalaxis* (середній карбон); **рослини членистостебельні:** 9 – *Catamites* (переважно середній і пізній карбон); **плауноподібні:** 10 – *Lepidodendron* (карбон – рання перм); **папоротеподібні:** 11 – *Neuropteris* (головним чином карбон), 12 – *Cordaite* (середній і пізній карбон)

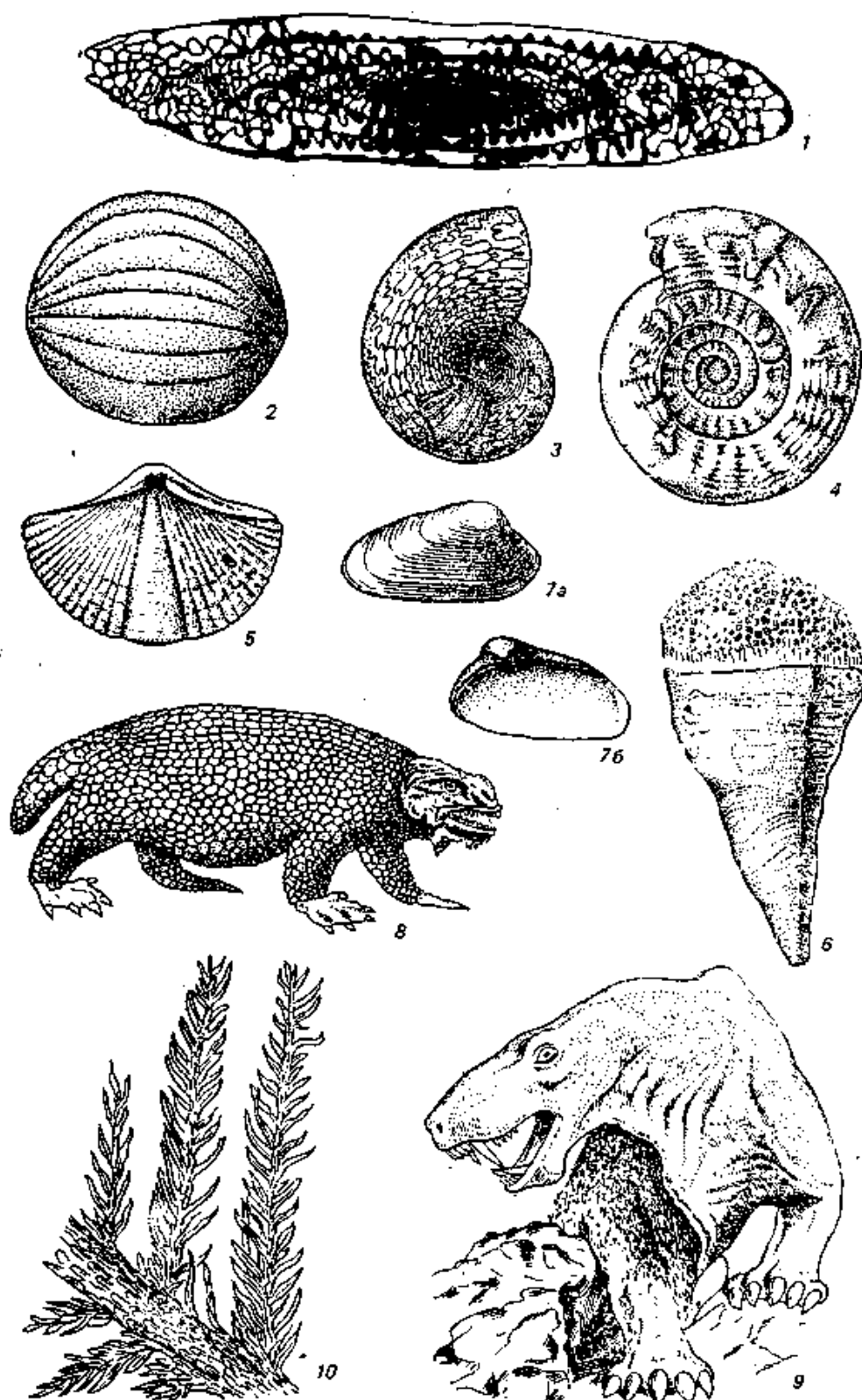


Рис. 53. Характерні викопні залишки пермських організмів:

Найпростіші: 1 – *Pseudofusulina* (пізній карбон – перм); 2 – *Schwagerina* (рання перм);
агоніати: 3 – *Medlicottia* (перм); **гоніати:** 4 – *Paragastrioceras* (рання перм); **брахіоподи:** 5 –
Licharewia (переважно пізня перм), 6 – *Richthofenia* (пізня перм); бивальві: 7а, б –
Palaeonadonta (перм); **плазуни:** 8 – *Pareiasaurus* (пізня перм), 9 – *Inostrancevia*
(пізня перм); **рослини хвойні:** 10 – *Walchia* (пізній карбон – рання перм)

Дводихаючі (відомі і нині) у воді дихають зябрами, а при пересиханні водойми загортаються в плівку і засинають, зарившись в намул. Дихання при цьому здійснюється легенями через отвір у коконі біля рота. Кистепері риби для переповзання із пересихаючих водойм у більш повноводні використовували грудні плавники, як кінцівки чотириногих. Вони вважаються повністю вимерлою групою тварин, аж поки у 1938 році в індійському океані не було виловлено сучасного представника – рід *Latimeria*. На даний час відомо вже десятки знахідок цих живих викопних організмів, які в процесі своєї тривалої еволюції (більше 300 млн. років) були витіснені з континентального мілководдя на значні морські глибини і при цьому, на відміну від інших живих потомків давніх риб, майже не змінилися. Існує думка, що саме кистепері риби у пізньому девоні дали початок **амфібіям**. Це були так звані **стегоцефали** ("дахоголови") – хижі тварини, які жили в основному рибою і вели земноводний спосіб життя. Часом їх розквіту був кам'яновугільний період. Стегоцефали населяли заболочені узбережжя озер, боліт, лісові зарослі (вимерли до кінця тріасу). В пізньому карбоні та пермі відомі також і інші амфібії – так звані **жабоящери** (**батрахозаври**) які, на думку окремих дослідників, можуть бути предками рептилій. Характерні представники – роди *сеймурія* (*Seymouria*) і *котласія* (*Kotlassia*).

У **кам'яновугільному періоді** з'являються перші рептилії – **котилозаври**, які мали суцільний череп, подібний як у жабоящерів, короткі товсті кінцівки та кістяні пластини на спині. Погіршення клімату в пермі сприяло еволюції рептилій, які протягом цього періоду поступово витісняють амфібії. Рептилії заселяли посушливі пустинні і напівпустинні райони, де в них не було конкурентів, крім цього вони володіли цілим рядом переваг перед амфібіями – грубою, сухою, захищеною роговими або кістяними щитками шкірою, розмноженням за допомогою яєць, також захищених роговою чи вапнистою оболонкою і, нарешті, більш розвинутим головним мозком, кровоносною системою та ін. Серед котилозаврів відомі хижі, рослинноїдні та комахоїдні форми. Типовий представник – **парейзавр** або щокастий ящір, рештки якого виявлені в Африці, на півночі Росії. Досягав у довжину 3 м, шкіра його була покрита характерними роговими виростами, які відігравали захисну роль. Вважають, що котилозаври були тією групою організмів, яка в подальшому дала початок широкій різноманітності мезозойських рептилій. Зокрема, ще в кінці карбону від них відділилась водна група рептилій – **мезозаври**, перші плазуни, які перейшли від наземного до водного способу життя.

У **пермському періоді** із рептилій розвивалися також **черепаци**, **звірозубі ящери** (характерний представник іностранцевія (*inostrancevia*) – великий шаблезубий хижак), які з'явилися ще в пізньому карбоні.

На суходолі значного розповсюдження набули **комахи** – (павуко- подібні, скорпіони, таргани, бабки). Деякі з них, через відсутності конкурентів, досягали гігантських розмірів, як, наприклад, **бабки-меганеври**, розмах крил яких доходив до 1 м.

Основні події в розвитку біосфери пізнього палеозою:

1 – рослинний світ, який ще у девоні носив амфібійний характер, в кам'яновугільному періоді освоює вододільні ділянки материків, що призводить до утворення ґрунтової оболонки планети;

2 – починаючи з середини карбону проявляється термічна диференція- ція рослинності Землі, а разом з нею географічна зональність на материках;

3 – заселення суходолу рослинністю спричинило зростання біогенно- го кисню в атмосфері планети і зменшення двоокису вуглецю, що, в свою чергу, призвело до "вибуху" у розвитку тваринного світу материків у карбоні й пермі;

4 – виникнення рослинного і ґрунтового покривів, а також інтенсивне заселення суші тваринами створили умови, при яких різко зросла швидкість міграції хімічних елементів, загальний вплив живої речовини на процеси руйнування, переносу та осадження порід літосфери, тобто, біосфера починає відігравати роль важливої геологічної сили (фактора) в еволюції планети.

Корисні копалини пізнього палеозою:

Вугілля: Кузнецький; Донецький; Карагандинський, Львівсько-Люблінський, Екібастузький, Печорський, Таймирський, Тунгуський, Мінусінський, Підмосковний, Рурський, Аахенський, Саарський, Йоркширський, Південно-Уельський, Шотландський, Північно-Французький, Бельгійський, Пенсільванський, Аппалацький басейни.

Нафта і газ: Росія (Волго-Уральська провінція); Україна (ДДЗ), США Мідконтинент (Канзас)), Канада (Атабаска).

Залізні руди: Казахстан (Кустанай, Караджаль), Росія (Урал (Качканар)), Алжир (Гара-Джабіле), Німеччина, Австрія.

Мідні руди: Росія (Урал), Казахстан (Джезказган), Іспанія (Ріо-Тінто), Великобританія (Корнуел), Німеччина (Мансфельд), Польща.

Боксити: Росія (Тіманський кряж, Урал, Тіхвінське, Північно- Онезьке).

Поліметалічні (свинцево-цинкові) руди: Росія (Рудний Алтай), Казахстан (хр. Каратау), Канада, США, Німеччина, Італія.

Ртуть: Україна (Микитівка), Іспанія (Альмаден), Киргизтан (Хайдаркен).

Золото: Росія (Урал).

Калійні солі: Білорусь (Старобінське), Росія (Верхньокамське), Забайкалля, Канада (Саскачеван), США (Делавер), Німеччина (Верра- Фульда, Стасфуртське).

Кам'яна сіль: Україна (Артемівськ, Слов'янськ), Німеччина (Стасфуртський басейн).

Апатити: Росія (Хібіни).

Графіт: Росія (Курейське, Ногінське).

11. ФОРМУВАННЯ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА РОЗВИТОК ГЕОГРАФІЧНОЇ ОБОЛОНКИ В МЕЗОЗОЇ

11.1. *Еволюція геосинклінальних поясів*

Мезозойська ера тривалістю 165-170 млн. років охоплює три періоди: триасовий, юрський і крейдовий.

На початку триасу на землі існував гігантський материк **Пангея** – 2, який омивався водами Тихого океану. Геосинклінальний режим зберігався в обох Тихоокеанських поясах, які розміщувались по периферії Пангеї (перехідні зони між материком та океаном) та в Середземноморському поясі, який відповідав океану **Тетіс**. Останній відділяв Євразію від Африкано-Аравійської частини материка і розширювався на схід. Території всіх інших геосинклінальних поясів у мезозої розвивались як молоді платформи: епібайкальські, епікаледонські та епігерцинські.

У межах **Середземноморського** поясу в мезозої розвивались дві області: західну і центральну частину займала Альпійсько-Гімалайська, південно-східну – Індокитайська.

Альпійсько-Гімалайська область охоплювала Південну Європу, Північно-Західну Африку, Малу та Передню Азію, Гімалаї. На території області протягом мезозою розвивався цілий ряд геосинклінальних систем – Кавказька, Карпатська, Альпійська, Піренейська, Гімалайська та ін. Усі вони перебували на головному геосинклінальному етапі свого розвитку. Слід сказати, що в кінці палеозою значна частина поясу перетворилась у герцинські складчасті споруди, деякі з яких у мезозої знову були роздроблені і захоплені в прогинання.

Історію розвитку в мезозої багатьох геосинклінальних систем поясу можна проілюструвати на прикладі добре дослідженого Кавказу. Так, **Кавказька геосинкліналь** розташовувалась в найвужчому місці поясу між Скіфською епігерцинською плитою з одного боку та Аравійською платформою – з другого. Починаючи з мезозою тут відомі дві геосинклінальні системи: система Великого Кавказу, яка охоплювала територію Великого Кавказького хребта і продовжувалась у межі Гірського Криму і Малий Кавказ – це територія Вірменії, південь Азербайджану і Грузії. Мезозойська історія їх різна.

В **триасі** на Кавказі, очевидно, існував мілководний морський басейн, сліди якого зустрічаються у вигляді флішоподібної таврійської серії в Криму та вапняків у Сванетії. Значні частини території, однак, були суходолом. Широкі опускання починаються в ранній **юрі**. Ними була захоплена і південна частина Скіфської плити. В широкому й глибокому прогині в ранній і середній юрі відкладається дуже потужна товща глинисто-алевритових і піщаних порід (до 12 км). За деякими даними ширина морського басейну на місці Кавказу у ранній юрі досягала 2000 км. В середній юрі єдиний прогин розділяється ланцюжком островів на дві частини – в північному прогині у шельфовій обстановці формувалися піщано-глинисті та карбонатні осадки, в південному осадконагромадженню супроводжувалося підводним вулканізмом, а з пізньої юри формується теригенно-карбонатний фліш. В Кримському прогині в середині юрського періоду виникли інтрузивні тіла гранітоїдного складу, які прорвали породи таврійської серії.

В **крейдовому** періоді в межах Великого Кавказу збереглися умови, подібні до пізньоюрських – у південному прогині відкладався потужний (до 5 км) фліш, а у північному – теригенно-карбонатні породи (більше 1000 м). Характер подій в межах Великого Кавказу у мезозої свідчить, що область переживала у цей час головний геосинклінальний етап свого розвитку (*стадія острівних дуг*).

Малий Кавказ на початку юри був розбитий серією глибинних розломів і на його місці заклалась геосинкліналь. До кінця мезозою тут сформувалися потужні осадово-вулканогенні товщі.

В історії розвитку багатьох інших геосинклінальних систем поясу є багато спільних рис з мезозойською історією Кавказу.

Час від початку юри до середини ранньої крейди – це **час розкриття басейнів з океанічною корою** в західній частині поясу.

На континентальному схилі вздовж Євразії в окраїнних морях, біля підніжжя острівних дуг формувалися **флішові** товщі. Це була міogeосинклінальна зона, в яку входили Піреней, Північні Альпи, Карпати, Гірський Крим, Великий Кавказ. У внутрішній зоні на корі океанічного типу розвивались Альпи, Апеніни, Дінаріді, Тавр, Понтійські гори і Малий Кавказ. З кінця **ранньої крейди** починається поступове скорочення океану ТЕТІС через зближення Євразії та Африкано-Аравійської платформи. Вздовж південного краю Євразії, який був активною континентальною окраїною відбувається поглинання океанічної кори в зонах субдукції.

По іншому склалась мезозойська історія **Індокитайської області**. Тут уже в пізньому тріасі в прогинах, заповнених палеозойськими осадами, почалось активне *складко- і гороутворення*, назване **мезозойським**, або кімерійським (древньокімерійська або індосінійська фаза). Сформувалися гірсько-складчасті споруди на півостровах Індокитай та Малакка. Дещо пізніше, у пізній юрі (пізньокімерійська або невадійська фаза) утворення складчастих структур і вторгнення великих гранітоїдних інтрузій відбулось в Центральному Тибеті, Південно-Східному Памирі, Каракорумі.

У **Західно-Тихоокеанському** поясі в мезозої інтенсивно розвивались Верхояно-Чукотська та Далекосхідна області. У Верхояно-Чукотській області в тріасі, ранній та середній юрі в геосинклінальних прогинах відкладались потужні товщі теригенних осадків (пісковики, алевроліти, аргіліти з прошарками вапняків і туфів).

У пізній юрі (пізньокімерійська фаза) відбулось складко-, а потім і гороутворення, яке супроводжувалось потужним гранітоїдним магматизмом. З останнім пов'язані дуже багаті поклади золота, олова, вольфраму, молібдену та інших корисних копалин басейнів Колими та Індигірки. В цей же час на межі із Сибірською платформою закладається **Передверхоянський** крайовий прогин, який виповнюється моласами, нафтоносними та вугленосними породами (Ленський вугільний басейн). На території області сформувалися хребти Верхоянський, Джугджур, Колимський, Черського, Анадирський.

Мезозойським гороутворенням були створені також хребти Сіхоте-Аліню в межах однойменної або Далекосхідної області. У пізній крейді по східній околиці Верхояно-Чукотської та Далекосхідної областей проходило формування

крайового вулканічного **Охотсько-Чукотського** поясу. Пояс складений андезитами, андезито-базальтами, базальтами, приурочений до глибинного тектонічного шва і маркує активну континентальну окраїну андського типу.

Перераховані гірсько-складчасті структури обох областей причлени-лись зі сходу до Лавразії, наростивши її в розмірах у той час, коли на заході відбувалась деструкція цього пізньопалеозойського континенту.

Східно-Тихоокеанський пояс відзначався активним розвитком Кордільєрської геосинклінальної області. Вона вступила в орогенну стадію розвитку після невадійської фази. Особливо інтенсивними були горотворчі процеси в пізній крейді, коли закінчилось оформлення гірських масивів Аляски, Кордільєр та Скелястих гір. Складчастість у Кордільєрах супроводжувалось вторгненням гранітних батолітів від Аляски до Каліфорнії. З останніми пов'язані відомі родовища золота, поліметалів, урану.

Згідно із мобілістськими уявленнями, утворення Кордільєр зумовлене зіткненням Північно-Американської літосферної плити з острівними дугами, які простягались вздовж східнотихоокеанського узбережжя обох Америк.

Таким чином, **мезозойський орогенез** (Рис. 54.) призвів до відмирання геосинклінального режиму на значних територіях Середземноморського та обох Тихоокеанських поясів. Однак утворені мезозойські структури можна називати молодими платформами лише умовно, точніше їх слід називати

«параплатформами», тобто близькими до платформ. Протягом кайнозою в їх межах проходило згладжування рельєфу, а процесів, типових для платформ, поки що не спостерігається.

11.2. Еволюція платформ

Розвиток древніх платформ у мезозої, як і раніше, був тісно пов'язаний із сусідніми рухомими геосинклінальними поясами (Рис. 54.).

Так, **Східно-Європейська** платформа в тріасі була високо піднятим суходолом. Тріасовий період – це час висхідних рухів на всіх давніх платформах, однак, починаючи з середньої юри платформи втягуються в опускання і пов'язані з ними трансгресії моря. На Східно-Європейській платформі *трансгресія* йшла з боку океану Тетіс і досягла максимуму у пізній юрі, коли широкий субмеридіональний прогин з'єднав тропічний Тетіс із Арктичним басейном.

В умовах морського мілководдя на значних площах відклались одноманітні темні глини, піски і фосфорити. В кінці юри спостерігалась незначна регресія, а крейдовий період ознаменувався на платформі новою трансгресією. В ранній крейді відкладались піщано-глинисті товщі з фосфоритами у Поволжі, Підмосков'ї та в Прикаспії. У другій половині крейдового періоду морем покривалася лише південна частина платформи. Тут розміщувався субширотний

басейн, який входив до складу Тетісу.

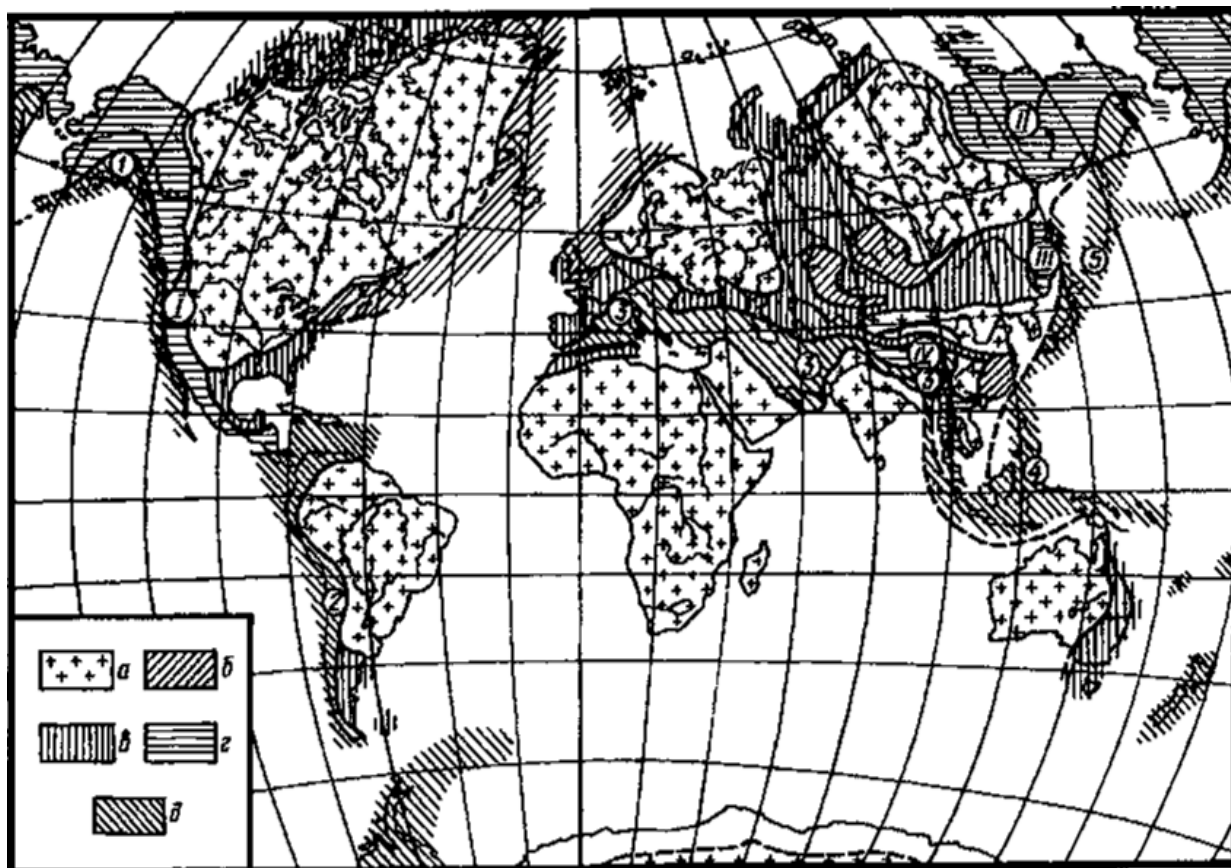


Рис. 54. Схема розташування основних структурних елементів земної кори наприкінці мезозою: а – докембрійські платформи; б – епікаледонські області; в – епігерцинські області; г – області мезозойської складчастості; I – Кордильєрська; II – Верхояно-Чукотська; III – Далекосхідна; IV – Індокитайська; д – геосинклінальні області: 1 – Берегових хребтів; 2 – Андійська; 3 – Альпійсько-Гімалайська; 4 – Індо-незійська; 5 – Східно-Азіатська

Взагалі слід сказати, що **пізня крейда** – це час однієї з дуже великих трансгресій в історії Землі. Тетіс у цей час досяг максимальних розмірів і затоплював всю територію Середземноморського поясу, значні площі Східно-Європейської та Африкано-Аравійської платформ. У пізньокрейдових морях різко зросла роль карбонатного осадконакопичення, відкладалась в основному крейдоподібні вапняки, писальна крейда, мергелі, карбонатні глини. Наприкінці крейди територію платформи охоплюють підняття і регресія моря, яке залишалось лише на Україні й Поволжі.

Сибірська платформа на протязі мезозою представляла собою припідняту територію. Морем затоплювались лише її північна та північно-східна окраїни. В тріасовому періоді на заході платформи в Тунгуській синеклізі продовжувалось утворення трапової формації, почате ще у пермі.

В юрському та крейдовому періоді формувалися *синеклізи*: Хатангська та Ленсько-Вілюйська (тут відкладалась потужна вугленосна серія). На південному заході платформи в западинах проходило формування вугленосних товщ двох інших великих басейнів – Кансько-Ачинського та Іркутського. Дуже потужна (до

4,5 км) вугленосна серія відклалась у западинах Алданського щита – юрсько-нижньокрейдний Південно-Якутський басейн.

Важливою подією мезозойського етапу розвитку Землі був розпад суперконтиненту **Пангея** – 2 та його складових частин – Лавразії і Гондвани. Розкол починався із утворення підняття на місці майбутнього розриву, потім в умовах загального розтягу утворювались континентальні **рифти**, які розширювались аж до розриву континентальної кори і формування осей спредингу. Процеси супроводжувались базальтовим вулканізмом. Розкол єдиного материка на окремі континентальні брили відбувався не одночасно, процеси описані вище відбувались в різних місцях континенту у різний час.

Так, у **тріасі** починається розкол **Лавразії** – закладається западина Північної Атлантики, яка розширюється протягом усього мезозою. Розпад **Гондвани**, спричинений закладанням у ній континентальних рифтів ще в пермі у тріасі продовжувався. В цей час тут формувались трапи у Південній Америці (басейн р.Парани), в Південній Африці, в Індостані.

В **юрі** (середина ранньої юри) починає розкриватись Центральна Атлантика і в цей же час розкривається океан Тетіс. Гондвана розділилась на два блоки. Перший складали Африка, Індостан і Південна Америка, а другий – Австралія та Антарктида. Між ними виник вузький грабено- подібний басейн (подібний до сучасного Червоного моря), який поступово розширюючись, формував западину **Індійського** океану. Крім того, у пізній юрі почалося розкриття **Північного Льодовитого** океану.

У **крейдовому** періоді рифтоутворення призводить до розділення Південної Америки і Африки – починає формуватись Південна Атлантика, яка наприкінці крейди з'єднується з Північною, утворюючи єдиний **Атлантичний** океан. Об'єднані поки що Австралія і Антарктида пересуваються на південний схід від Африки. Роз'єднання їх відбулося аж в середині палеогену. Індостан рухається на північ, а Африка, дещо повернувшись, насувається на Тетіс, що в подальшому спричинить складкоутворення в існуючих там геосинклінальних системах.

Таким чином, з мезозою починається історія трьох нових океанів: Індійського, Атлантичного і Північного Льодовитого та продовжують розвиватися Тихий океан і Тетіс. Крім того існують думки про можливе перше об'єднання Сибірської та Північно-Американської платформ і утворення вузької ділянки суходолу під назвою «**Берінгія**».

11.3. Палеогеографічні умови мезозою

У ранньому та середньому **тріасі** зберігався встановлений у пермі засушливий континентальний клімат, спричинений процесами герцинського орогенезу. На континентах планети в цей час переважали рівнинні ландшафти, за винятком Монголії, Китаю, Індокитаю і заходу Північної Америки. Значне поширення мали озерно-алювіальні внутрішньоматерикові та приморські озерно-дельтові низовини і денудаційні підвищені рівнини. Такий характер рельєфу визначив, на думку М. О. Ясаманова (1985), поширення у цей час однотипних ореалів на великих площах. Він виділяє для цього часу чотири основні *природні зони*: 1) екстрааридну (пустельну); 2) помірноаридну (зону сухих і опустелених

саван); 3) змінно-вологу і 4) рівномірно-вологу.

Пустельні умови панували на значній частині Північної Америки, в Європі, Північній Африці, Аравії, Ірані, Середній і Центральній Азії, на більшій частині Південної Америки і в Північній Австралії. *Рівномірно-вологі умови* в ранньому і середньому тріасі існували в Центральній Америці, на Алясці, в Канаді, на північному сході Євразії і в Сахарі. Загальна кількість атмосферних опадів в пустельних областях рідко досягала 150-200 мм/рік, у рівномірно-зволожених – перевищувала 1500 мм. В пізньому тріасі почалась гумідизація клімату, що було пов'язане з розвитком морських трансгресій. Гумідизація продовжувалась і в ранній та середній юрі. Встановлюється таласократичний режим.

На значних територіях клімат був тропічний і, за термінологією В. М. Сініцина (1980), «ослаблений тропічний» – близький до сучасного субтропічного, без прохолодних зимових сезонів. Аридні зони сильно скорочуються. Засушливі умови зберігались на півдні Європи, в Північній Америці, в Північній Африці, Китаї. Середньорічні температури встановлені за рострами белемнітів для середньої юри складають для Карпатського басейну 19-22,5 °С, для Кавказького – 22-27 °С. У пізній юрі спостерігається загальна аридизація клімату, викликана, очевидно, тектонічними рухами невадійської фази мезозойського орогенезу.

У крейдовому періоді при збереженні таласократичного режиму і порівняно теплих умов спостерігались незначні сезонні коливання температур. Загальне пом'якшення клімату ще в юрському періоді призвело до того, що справжніх пустинь ні в юрі, ні в крейді не існувало. Аридні зони того часу швидше нагадували сучасні тропічні савани. *Екваторіальні умови* існували на півночі Південно-Американського і в центральній частині Африканського материків, в Індостані. Аридні зони північного і південного тропічних поясів не виходили за межі 30° пн.ш. і 30° пд.ш.

У зв'язку із похолоданнями в середній і пізній крейді розширились пояси субтропічного і помірного кліматів. Причиною похолодань могло служити зменшення загальної кількості CO₂ в атмосфері і поступове наближення полюсів до материкової суші. Однак льодових покривів на той час не зафіксовано. Різниця температур приекваторіальних і приполярних широт не перевищувала 10-15°, тоді як зараз вона складає майже 30°C. В пізній крейді спостерігалась нова аридизація клімату і подальша його термічна диференціація.

В цілому ж клімати мезозою були слабо диференційованими. В. М. Сініцин (1980) взагалі виділяє для мезозою лише два термічних типи клімату: *тропічний і бореальний*. Тропічний був близьким до відповідного сучасного, а бореальний був ослабленим тропічним, про що вже згадувалось. Середньорічні температури тропічного клімату не виходили за межі 28-25 °С, тоді як в бореальному коливались у межах 12-24 °С.

Атмосфера мезозою містила більше пари води та вуглекислого газу, ніж кайнозойська, а відношення CO₂: O₂ періодично змінювалось, зростаючи в аридні епохи і спадаючи в гумідні. Загальна ж тенденція еволюції клімату виявилась у певному похолоданні й посиленні сонячності.

11.4. Органічний світ мезозою

Сприятливі кліматичні умови, які встановилися у мезозойській ері, особливо в юрському і крейдовому періодах, спричинили бурхливий розвиток органічного світу морів і континентів.

Рослинність. На суходолі серед рослин панівне становище займали **голонасінні** (мезозой – ера розвитку рослин). Особливого поширення набули **гінкгові** (кісточкові) – великі дерева висотою до 30 м, з гіллястою кроною і великим віялоподібним листям. Переживши у мезозої свій розквіт, гінкгові, як реліктові форми, відомі і нині. Розвивались також **хвойні**, серед яких у кінці крейди були відомі форми, близькі до сучасних – секвойя, сосна, ялина. Важливе значення мали цикадові і бенетитові. Цикадові, або сагові відомі з тріасу, розвиваються і зараз. Бенетитові вимерли в кінці крейди, вважають, що у них із покритонасінними могли бути спільні предки у юрському періоді.

Для ранньої та середньої юри В. А. Вахрамєєв і В. М. Сініцин виділяють у Євразії три флористичні області (зони):

1) **Сибірська**, або зона хвойно-гінкгових лісів. Тут росли дерева з річними кільцями, листопадні форми. Зона поширювалась на Шпіцберген, Землю Франца-Йосифа, північ Східно-Європейської рівнини, Урал, Сибір, Монголію і Забайкалля;

2) **Перехідна**, або зона змішаних цикадофіто-хвойно-гінкгових лісів охоплювала вузьку смугу від Скандинавії, Прибалтики, через південь Східно-Європейської рівнини, Середню і Центральну Азію до Центрального Китаю і Японії.

3) **Південна**, або зона максимального розвитку цикадових, теплолюбних папоротей, бенетитових, хвощових, рідше гінкгових, хвойних. Це тропічна і субтропічна зона, яка відома у Західній і Середній Європі, на півдні Середньої Азії, в Індостані, Індокитаї і Південному Китаї.

Взагалі ж, як підкреслює В. М. Сініцин (1980), відмінності між геоботанічними областями в юрі носили швидше кількісний, ніж якісний характер, тобто в кожній зоні відомі всі основні представники флори, різниця була лише в перевазі тих чи інших форм у межах певних зон. Така відносна одноманітність ранньо-середньоярської флори пов'язується із слабкою контрастністю тогочасного клімату, як термічною так і за зволоженістю.

В кінці **юрського** періоду з'являються, а в кінці крейди уже почи- нають відігравати провідну роль серед наземної рослинності **покритонасінні**, або **квіткові рослини** (починається кайнофітна ера розвитку рослин). В крейді поширені такі їх представники як магнолії, лаври, платани, троходендрони, евкаліпти, дуби. Покритонасінні були більш пристосованими до умов континентального клімату: меншої вологості, сезонних коливань температури і осадків, більшої інтенсивності сонячної радіації, мали ряд переваг в будові судинної системи, що у кінцевому наслідку дозволило їм витіснити вологолюбивих папоротей, гінкгових та інших голонасінних рослин. Серед останніх широке розповсюдження в ранній крейді мали хвойні, які в цей час пережили пік своєї різноманітності.

Тваринний світ. Із **морських безхребетних** в мезозої найбільш відомі головоногі **молюски-амоніти** та **белемніти**. Крім них, розвивались двос- тулкові і черевоногі молюски, корали, губки, морські їжаки, найпростіші. (Рис.

55, 56, 58)

На шельфах морів, починаючи з середини юрського періоду, досить чітко виділяються дві зоогеографічні провінції: 1) тропічна (середземно- морська) і 2) бореальна.

Зональні відмінності виявлялися у загальному збідненні складу фаун у північному напрямі, оскільки основу їх в кожній області складали одні й ті ж групи безхребетних. Крім того, в бореальній області були відсутні шестипроменеві корали, характерні для морів тропічного Тетису, і навпаки, поширені деякі *двостулкові* (р. *Aucella*, р. *Inoceramus*) та *головоногі* (амоніти (р. *Cadoceras*, *Virgatites*)) молюски.

Амфібії у мезозої були доживаючими формами (відомий, наприклад, великий, довжиною до 5 м рід *Mastodonsaurus*, який вів пасивно-хижацький спосіб життя, підстерігаючи свої жертви із засідок). Вони були витіснені з суші і морів рептиліями. Останні стегоцефали вимерли в кінці тріасу.

Мезозой інколи називають "*віком рептилій*" (Рис. 57, 59), які панували тоді на суші, в морях і в повітрі. Відповідно розвивались три гілки рептилій:

1) *наземна* (динозаври → диплодок, брахіозавр, тиранозавр, крето-завр, бронтозавр, стегозавр, ультразавр та ін.),

2) *водна* (мезозаври, плезіозаври, крокодили, іхтіозаври та ін.),

3) *повітряна* (крилаті ящери → птеродактиль, рамфорінх, птеранодон).

Предковою формою цих трьох гілок рептилій вважаються представ-

ники підкласу архозаврів – *текодонти*, двоногі ящери (передні кінцівки недорозвинуті), які жили в тріасі і походять від котилозаврів. Останні в тріасі вимерли, як і звірозубі рептилії, що дали початок примітивним ссавцям.

Дуже цікавою була група **динозаврів** (у перекладі – «*жахливі ящери*»). За будовою таза вони поділялись на ящеротазових і птахотазових. Серед перших були відомі хижі і травоїдні форми; птахотазові виключно травоїдні. Динозаври були найбільшими тваринами за всю історію Землі. Пересувалися вони на двох або чотирьох кінцівках, п'ятою точкою опори служив могутній хвіст. Вели наземний та напів-водний спосіб життя. Так, юрський *диплодок* (дводум), названий так тому, що мав два мозки – один в голові (менший), інший в тазовій частині, досягав у довжину 30 м, мав масивні ноги, довгу гнучку шию і маленьку голову, важив до 40 т і жив по берегах водойм. З травоїдних відомі також **брахіозавр** (плечистий ящір) завдовжки 26 м, заввишки 12 м і масою в 50 т, бронтозавр. Однак найбільшим був динозавр, кістки якого знайдені у 1979 р. в штаті Колорадо (США). Його назвали *ультразавром* – за реконструкцією довжина його становила 27 м, а жива маса 80 т.

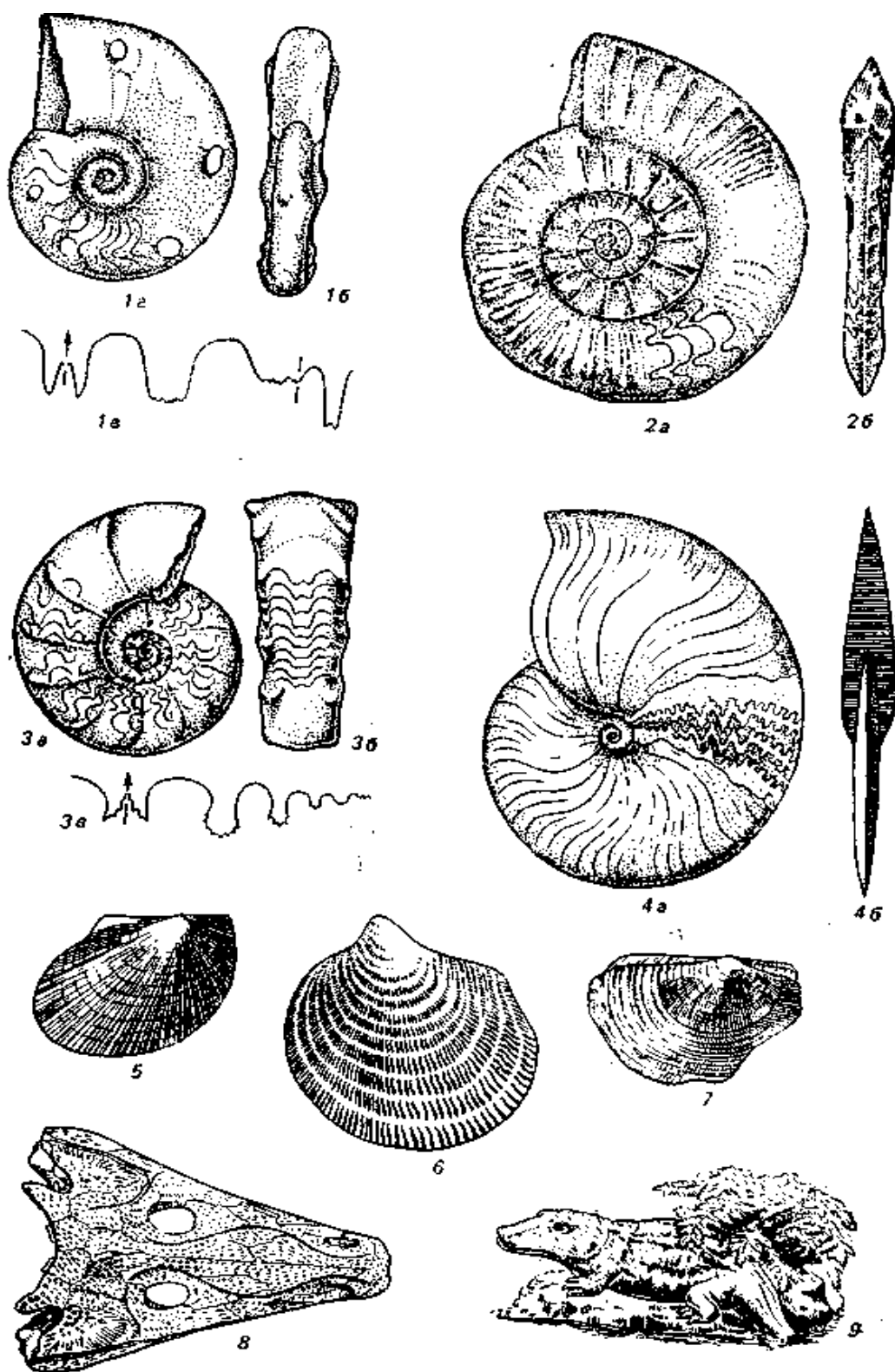


Рис. 55. Характерні викопні залишки тріасових організмів: Аммоноідеї: 1а, б, в – *Tirolites* (ранній тріас), 2а, б – *Doricranites* (ранній тріас), 3а, б, в – *Ceratites* (середній тріас), 4а, б – *Piacoceras* (пізній тріас); двостворки: 5 – *Monotis* (пізній тріас), 6 – *Claraia* (ранній тріас), 7 – *Halobia* (пізній тріас); амфібії: 8 – *Benthosuchus* (ранній тріас), 9 – *Mastodonsaurus* (пізній тріас)

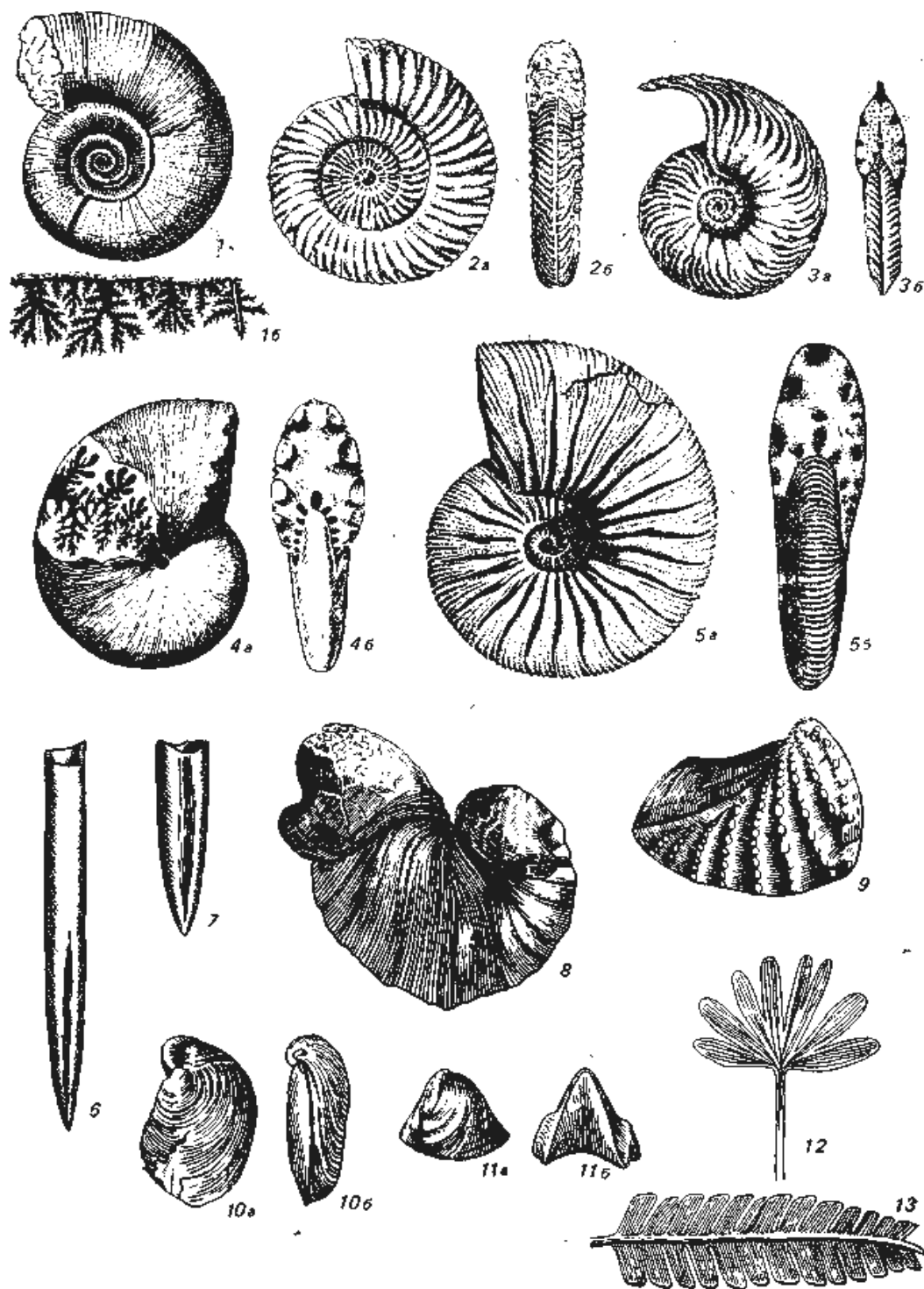


Рис. 56. Характерні викопні залишки юрських організмів: Аммоноідеї:

1а, б – *Lytoceras* (рання – середня юра), 2а, б – *Parkinsonia* (середня юра).

3а, б – *Cardioceras* (пізня юра), 4а, б – *Phylloceras* (юра – рання крейда);

5 а, б – *Virgatites* (пізня юра); белемніти: 6 – *Cylindroteuthis* (середня юра – рання

крейда), 7 – *Pachyteuthis* (середня юра – рання крейда); двостворки: 8 – *Diceras* (пізня юра), 9

— *Trigonia* (тріас – крейда), 10 – *Buchia* (-*Aucella*) (пізня юра – рання крейда); брахиоподы:

11а, б – *Rhynchonella* (пізня юра); голонасінні рослини: 12 – *Ginkgo* (юра – нині), 13 – *Nilssonia* (юра – крейда)

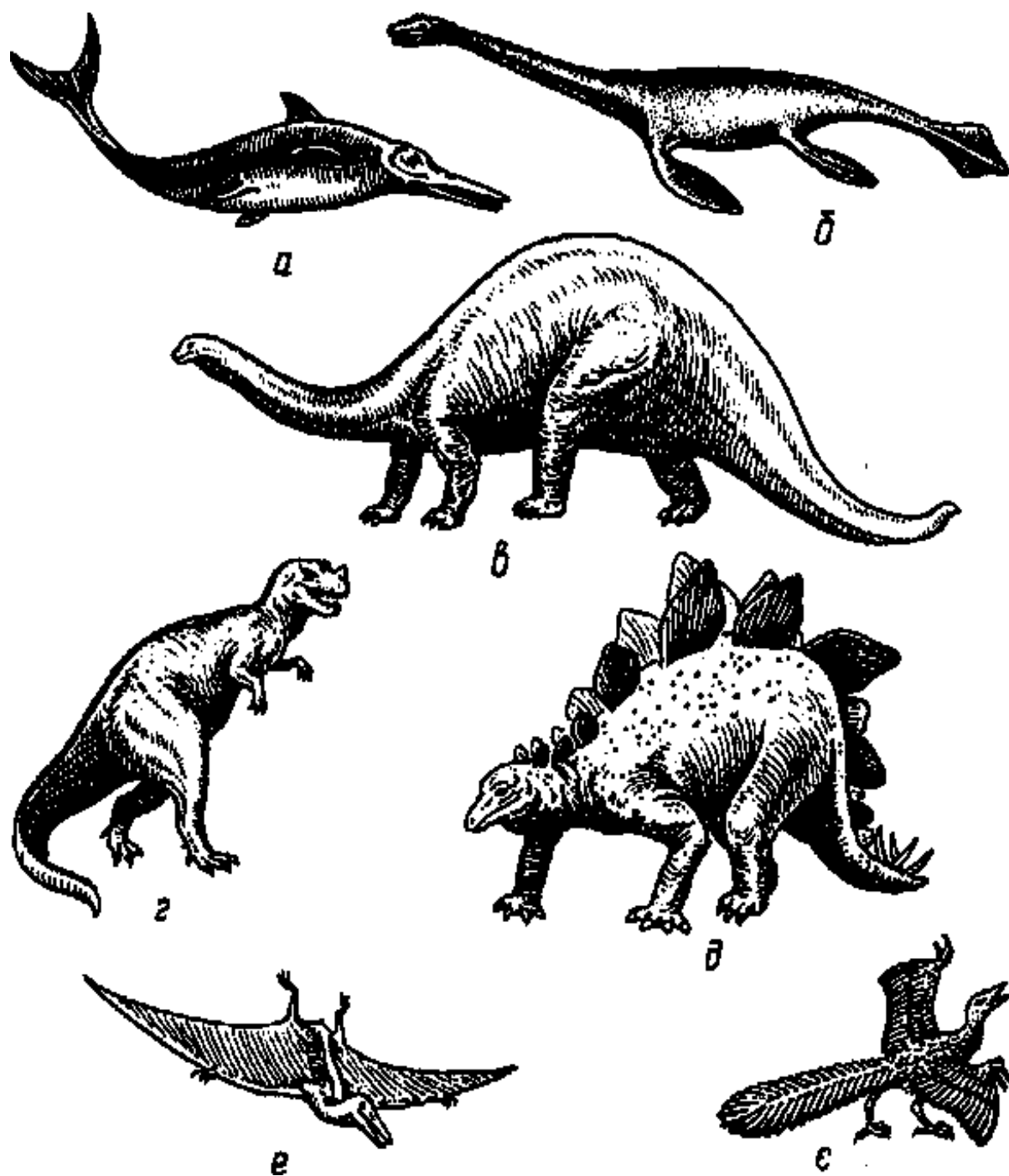


*Рис. 57. Основні представники хребетних періоду юри:
 а – Ichtyosaurus; б – Plesiosaurus; в – Brontosaurus; з – Creatosaurus; д –
 Stegosaurus; е – Pterodactylus; є – Archaeopteryx*

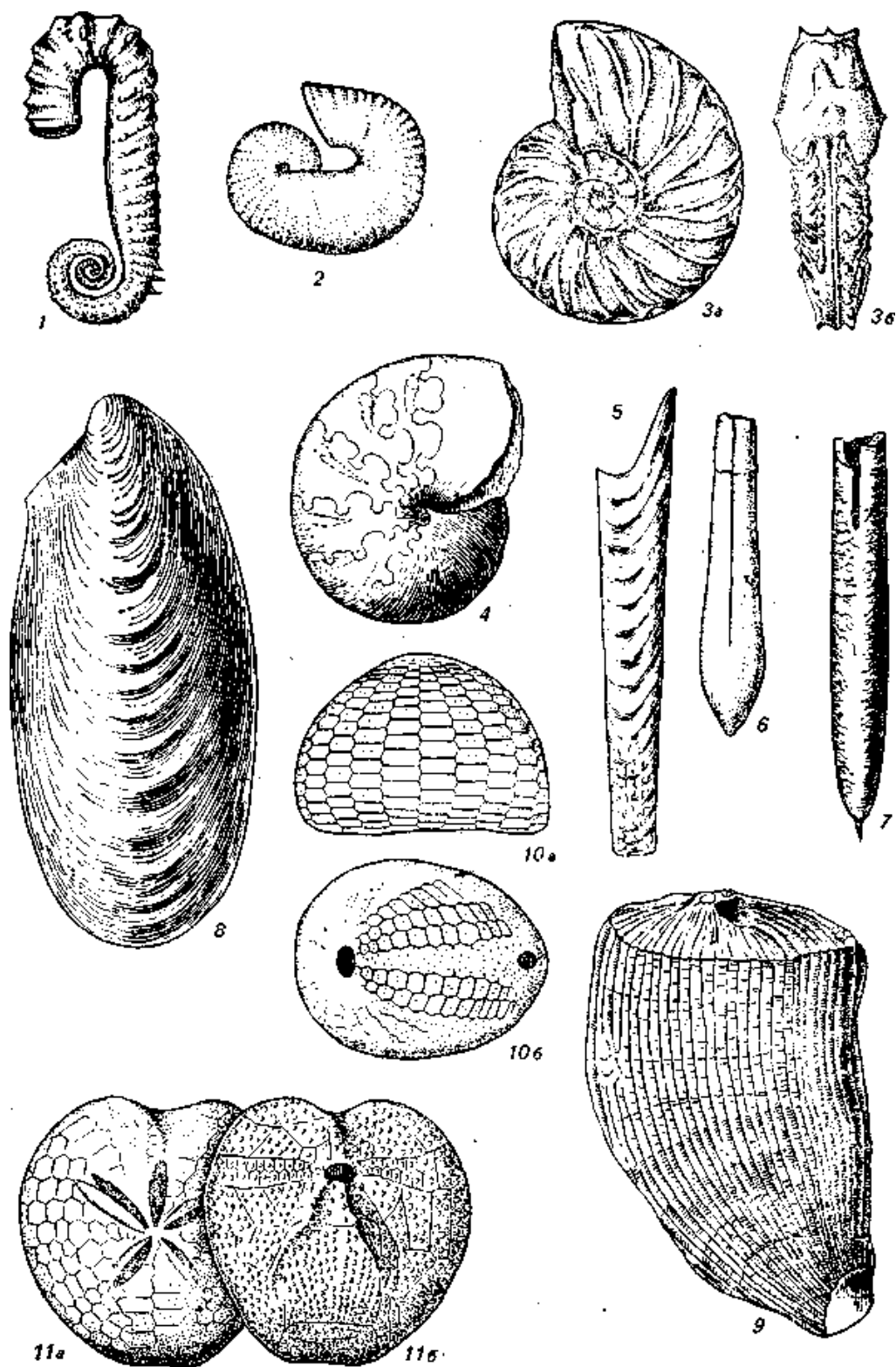


Рис. 58. Характерні викопні залишки організмів крейди: Амоніти: 1 – *Ancyloceras* (рання крейда), 2 – *Scaphites* (пізня крейда), 3а, б – *Schloenbachia* (пізня крейда), 4 – *Tissotia* (пізня крейда), 5 – *Baculites* (пізня крейда); белемніти: 6 – *Duvalia* (рання крейда), 7 – *Belemnitella* (пізня крейда); двостворки: 8 – *Inoceramus* (юра – крейда), 9 – *Hippurites* (пізня крейда); морські їжаки: 10а, б – *Echinocorys* (пізня крейда), 11а, б – *Micraster* (пізня крейда)

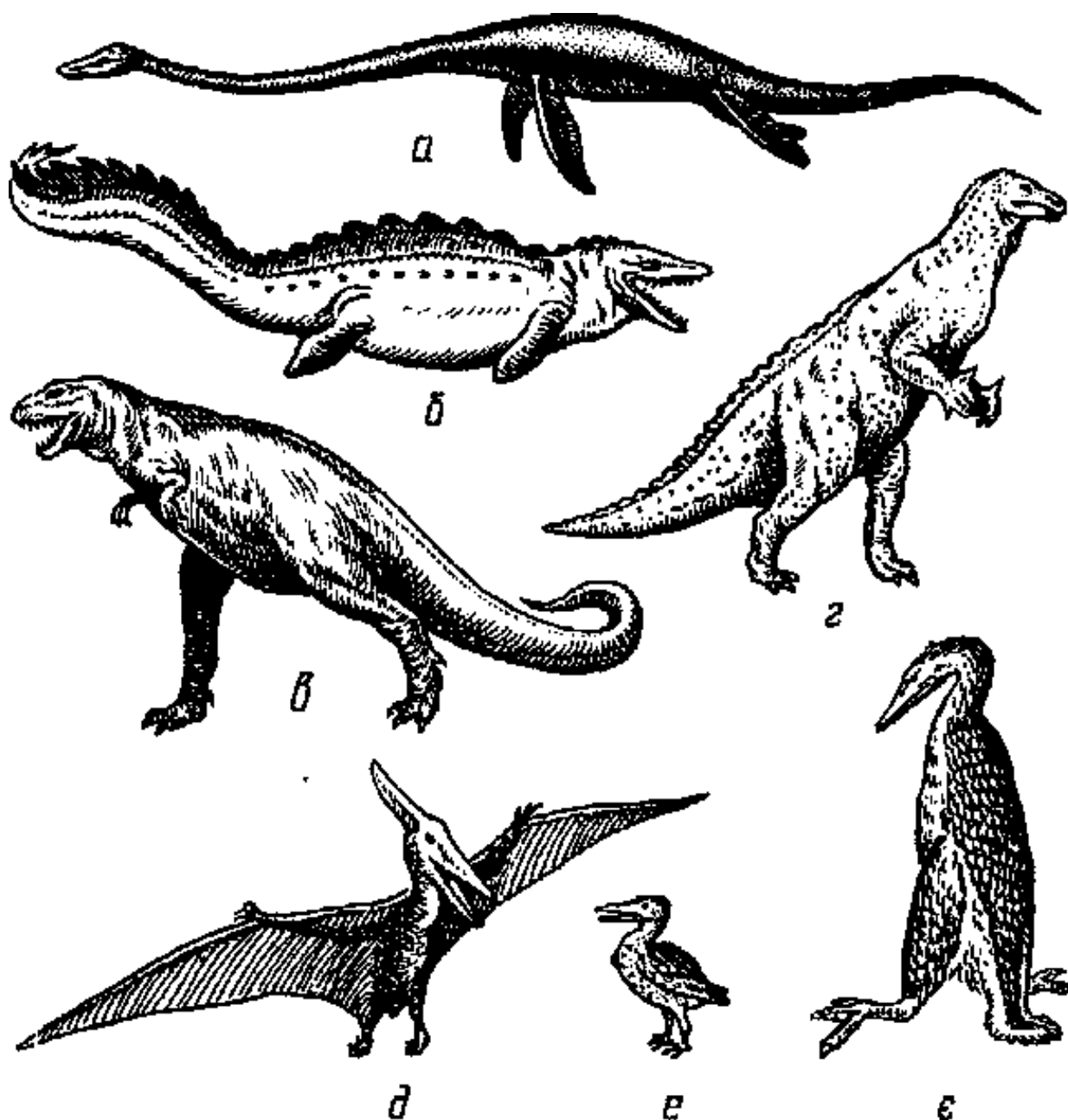


Рис. 59. Основні представники хребетних періоду крейди:
a – Mososaurus; *б* – Tylosaurus; *в* – Tyrannosaurus; *г* – Iguanodon; *д* – Pteranodon; *е* –
 Ichthyornis; *ё* – Hesperornis

Всі перераховані динозаври вели напівводний спосіб життя, подібно до сучасних бегемотів. Вважають, що вони забідали в водойми на глибини 4-5, а деякі і 7-8 м. На переважне перебування у воді цих гігантів вказує будова їх скелета. Перебування у воді рятувало їх від нападу великих сухопутних хижаків, крім цього у воді зменшувалась вага їх величезних тіл (за рахунок витісненої води).

Птахотазові динозаври ділились на групи: 1) птахоногі динозаври, 2) стегозаври (панцирні динозаври) і 3) рогаті динозаври:

- до *птахоногих* належали зауролофи, ігуанодони і качконосі динозаври. *Ігуанодон* (Iguanodon), наприклад, пересувався на двох кінцівках, у висоту досягав 5 м, а в довжину 10 м. Задні ноги були трипалими напівкопитного характеру, що давало змогу йому ходити по заболочених місцях чи по мулистому дну водойм. Кінець морди покривав роговий чохол, як у птахів дзьоб;

- *стегозаври* мали на спині кістяні ножеподібні пластини, які відігравали захисні функції, вели повністю сухопутний спосіб життя і пересувались на чотирьох кінцівках;

- *рогаті динозаври* нагадували сучасних носорогів, у довжину досягали 6 м, голову покривав кістяний "комірець", а на голові були один, два, три роги. Наприклад, *трицератопс* (Triceratops), який жив у крейдовому періоді, був трирогий, а *стиракозавр* (Styracosaurus) мав пів- метровий ріг на носі і шість гострих шипів, які розміщувались півколом на краю кістяного комірця.

Найбільшими хижаками за всю історію Землі були представники *ящеротазових динозаврів* – *тиранозавр* (цар-ящір) (Tyrannosaurus) і *тарбозавр* (Tarbosaurus), крейдові форми. Вони пересувались на двох задніх кінцівках, спираючись на сильний хвіст, передні кінцівки були вкорочені і служили для розривання їжі. Висота їх досягала 12 м. Щелепи були обсажені гострими кинджалоподібними зубами.

Динозаври розмножувались, відкладаючи яйця в пісок, як це роблять сучасні крокодили. Деякі представники їх (із трав'яїдних) вели, очевидно, стадний спосіб життя, на що вказують знахідки численних відбитків слідів в одному місці (наприклад, на плато Кугітанг у Туркменістані).

Місцем, звідки *динозаври* поширились по всій планеті, на думку деяких дослідників, є пустеля *Гобі* – там найчастіше зустрічаються захо- ронення цих тварин. Взагалі ж, якщо середовищем розселення динозаврів у юрі та ранній крейді були здебільшого приморські рівнини, то в пізній крейді вони тяжіють до периферії аридних областей, заселяючи узбережжя внутрішньоконтинентальних водойм – озер, річок, стариць, дельт, відкриті саванні простори.

Знахідки динозаврових фаун відомі в багатьох місцях планети: у Європі, Західному Сибіру, Середній Азії, Монголії, Північно-Східному Китаї, Індії, Північній Америці та ін.

Серед *водних* рептилій найбільш відомі плезіозаври та іхтіозаври. *Плезіозавр* (Plesiosaurus) мав моржоподібне тіло (7-12 м) з кінцівками у вигляді плавників, довгою тонкою шиєю, яка закінчувалась маленькою головою. Жив у юрському та крейдовому періодах. *Іхтіозаври* (Ichtyosauria) мали ідеально пристосоване до плавання тіло, ластоподібні кінцівки, зубасту пащу. Були подібні як до риб, так і до дельфінів. Народжували живе потомство і займали панівне становище в морях протягом усього мезозою.

У юрському і крейдовому періодах ящери завоювали і повітряний простір. У *крилатих* ящерів (найбільш відомі представники: рамфорінх, птеродактиль та птеранодон) передні кінцівки були перетворені в крила – шкіряні перетинки. Кістки їх були порожніми, щелепи – з гострими зубами. Живились в основному рибою та комахами, тому селились на прибережних скелях. Відомі як дрібні форми, розміром з горобця, так і дуже крупні. Так, в штаті Техас (США) виявлено

при розкопках кості літаючого ящера з розмахом крил 15,5 м.

Рептилії у **мезозої** дали початок птахам і ссавцям. Із давніх птахів поки що виявлений лише один рід **Archaeopteryx (археоптерикс)**, знайдений у Баварії (ФРН) у відкладах верхньої юри. Археоптерикс мав ще багато ознак ящерів. Він взагалі був дуже подібним на маленького динозавра, лише покритого пір'ям. Голову його вкривала луска, на щелепах збереглися міцні конічні зуби. На крилах було по три вільних пальці, якими він чіплявся за гілки дерев. Крила археоптерикса мало чим відрізнялись від крил сучасних птахів. Завбільшки він був, як голуб і важив близько 200 грамів.

У крейдовому періоді жили вже і нові птахи, близькі до сучасних. Це – **іхтіорніс (Ichthyornis)** і **гесперорніс (Hesperornis)**. У них ще зберігалась зубаста паща, але скелет був подібний до скелета сучасних птахів.

Перші ссавці, як уже згадувалось, відомі з **тріасу**. Вони були невеличкі за розмірами і, очевидно, **сумчасті**. Жили на землі, лазили по деревах і живились комахами та дрібними рептиліями. На протязі майже 150 млн. років після своєї появи ссавці знаходились ніби в тіні рептилій, на другорядних ролях. І лише вимирання останніх у пізній крейді відкрило їм шлях до бурхливої еволюції, яка припала уже на кайнозой.

З середини крейдового періоду відбувались суттєві зміни у складі органічного світу Землі. Проходило так зване, "**велике вимирання**" організмів. На значних просторах планети зникли голонасінні, витіснені покритонасінними, в морях вимерли амоніти, які на цей час досягали гігантських розмірів, щезла величезна більшість рептилій, зокрема їх водні форми (за окремими винятками), крилаті ящери, динозаври.

Загадка вимирання в кінці крейдового періоду такої великої і численної групи організмів, як динозаври, до цього часу не розгадана. Причому вимирання відбулося за порівняно короткий час за геологічними мірками проміжок часу – протягом одного мільйона років (інші дослідники приводять цифри в 2-3 млн. років).

Досить поширена гіпотеза, що пояснює **причини вимирання динозаврів** подіями **мезозойського орогенезу**, які призвели до зміни кліматичних умов на Землі і характеру рослинності. Осушились величезні території з м'якою і соковитою травою, на зміну якій прийшли сухі, жорсткі рослини. Травоїдним ящерам почало не вистачати їжі, крім цього зуби їх не були пристосовані до нової їжі.

Вимирання травоїдних форм потягнуло за собою і зникнення хижих ящерів. До цього додалось похолодання клімату, що згубно впливало на холонокровних ящерів. Однак залишається незрозумілим, чому при зміні умов динозаври не змогли мігрувати в теплі тропічні зони, які існували у крейдовому періоді.

Цікавою видається версія, яка пов'язує вимирання мезозойських гігантів із **зміною вмісту мікроелементів** у оточуючому середовищі. Так, зовсім недавно фізик каліфорнійського університету **Л. Альварес** та його син-геолог **У. Альварес** встановили, що в пограничному шарі між крейдовими і палеогеновими відкладами з віком близько 65 млн. років різко збільшений, порівняно з фоновим, вміст важкого металу іридію – від 30 до 200 разів. Іридій, як і інші важкі метали,

отруйний для тварин. Підвищену концентрацію іридію, яка встановлюється в аналогічних відкладах на різних ділянках Землі, пов'язують із падінням на Землю комети, астероїда або великого метеорита, які мають високий вміст цього металу. Падіння їх могло спричинити не тільки розсіювання іридію внаслідок вибуху по планеті, але й різку зміну умов життя на поверхні і в атмосфері Землі.

Існує також думка, що динозаври зникли **внаслідок розвитку комах**. У той час коли вони преспокійно «правили світом», комахи зазнавали величезної кількості еволюційних перевтілень, розбиваючись на багато видів, серед яких були й такі, що несли реальну загрозу живим організмам. Саме ці комахи, на думку вчених з університету штату Орегон, і стали причиною поширення хвороб серед неповоротких гігантів і вплинули на різноманітні метаморфози в рослинному світі, до яких травоядні рептилії так і не змогли пристосуватися. У кишківнику однієї з комах, знайдених у бурштині того часу, дослідники виявили патоген, що викликав паразитарне захворювання лейшманіоз (лат. Leishmaniasis – викликається паразитуючими найпростішими роду *Leishmania*, при якій вражаються зародкові сполучні тканини і шкіряний покрив (утворюються язви тощо). В іншій комасі було знайдено вид малярійного паразита, що вражав птахів і ящірок. Такі ж види небезпечних паразитів, що переносяться комахами, було знайдено і у викопних екскрементах динозаврів.

Британський палеонтолог Т. Свейн відстоює гіпотезу, згідно з якою динозаврів згубила **зміна рослинності** в кінці крейди. З'явилися покритонасінні, які містять такі алкалоїди, як стрихнін і морфін. А оскільки ящери вживали в їжу величезну кількість рослинної їжі, то вони труїлися цими речовинами.

Існує ще цілий ряд цікавих гіпотез, однак проблема до цього часу залишається відкритою.

Найбільш суттєві події у біосфері мезозойської ери зводяться до наступного:

1) Панівне становище серед рослинності займають **голонасінні**, які у пізній крейді витісняються покритонасінними.

2) В тваринному світі морів та континентів домінуючу роль відіграють **рептилії**, які в тріасовому періоді дають початок **ссавцям**, а в юрському – першим **птахам**.

3) Важливою подією в крейдовому періоді був масовий розвиток в морях форамініфер, що призвело до нагромадження потужних карбонатних товщ, зокрема **крейди**, крейдоподібних вапняків. Можливо зв'язування цими організмами вуглекислого газу атмосфери і гідросфери в органігенні карбонатні породи спричинило і зменшення його вмісту в атмосфері, що у свою чергу, привело до зміни кліматичних умов і заміни голонасінних рослин покритонасінними.

4) Вимирання у пізній крейді дуже поширених мезозойських груп тварин: динозаврів, птерозаврів (крилатих ящерів), морських рептилій, амонітів, белемнітів, деяких двостулків (іноцерамів), а також значної кількості сумчастих, акул, брахіопод і ін., що в цілому, незважаючи на конкретні можливі причини таких вимирань, свідчить про суттєву дестабілізацію умов існування і порушення структури крейдових екосистем, які перевищували їх регенераційні можливості.

11.5. Корисні копалини мезозою

Вугілля (юрське – 16% світових запасів, крейдове – 21%): Росія (Ленський, Зирянський, Кансько-Ачинський, Іркутський, Південно-Якутський), Китай, Австралія, Грузія (Ткварчелі, Ткібулі), США і Канада (Скелясті гори).

Нафта і газ: Росія (Західний Сибір, Північний Кавказ, Прикаспій); Алжир, Венесуела, Нігерія, Габон, Мексиканська затока, Саудівська аравія, Ірак, Кувейт, Лівія; США (Аляска).

Залізні руди: Казахстан (Аятське), Росія (Західний Сибір, Ангаро-Ілімський), Франція (Лотарінгія), Великобританія (Фрондгем, Клівленд), Німеччина (Зальцгіттер, Пейне).

Мідні, Нікелеві та платинові руди: Росія (Сибір (Норільськ)).

Вольфрамомолібденові руди: Росія (Забайкалля, Примор'я, Північний Кавказ), Китай.

Олов'яні руди: Росія (Забайкалля, Примор'я, Республіка Саха).

Боксити: Росія (Урал, Тургайський прогин, Єнісейський кряж), Іспанія, Франція, Іран, Туреччина.

Золото: Росія (Верхояно-Чукотська, Сіхоте-Алінська та Південно-Забайкальська провінції), США (Аляска, Каліфорнія).

Алмази: Росія (Республіка Саха).

Мергелі, крейда та сировина для цементної промисловості: Росія (Поволжя), Україна.

12. ФОРМУВАННЯ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА РОЗВИТОК ГЕОГРАФІЧНОЇ ОБОЛОНКИ У КАЙНОЗОЇ.

12.1. Еволюція геосинклінальних поясів

Кайнозойський етап почався 65 млн. років тому і охоплює три періоди: **палеогеновий, неогеновий та антропогеновий** (четвертинний).

Слід відмітити, що останній, антропогеновий період відрізняється від попередніх цілим рядом характерних ознак, що служить основою для його окремого більш детального розгляду в багатьох роботах. Особливостями антропогенового періоду можна вважати: **1)** його короткотривалість у порівнянні з давнішими періодами (1,7-2 млн. років), **2)** різкі і численні коливання клімату, **3)** широкий розвиток наземних зледенінь (через що його інколи називають льодовиковим), **4)** появу та еволюцію людини і розвиток матеріальної культури.

Крім цього, специфічними особливостями характеризуються і утворені в цей час осадки: дуже широке, практично повсюдне поширення, незначна потужність, швидка фаціальна мінливість по вертикалі і горизонталі, незцементованість тощо.

Особлива увага приділяється палеогеографії антропогену, тому що саме у цей час сформувалися основні риси сучасного рельєфу, сучасні ландшафти та біоценози планети.

У кайнозої геосинклінальний режим зберігався лише в **Середземноморському та обох Тихоокеанських** поясах.

У **Середземноморському** поясі розвивались геосинклінальні системи, закладені в мезозої. Внаслідок подальшого зближення Африкано-Аравійської плити з Євразією океан **Тетіс** продовжував скорочуватись. До олігоцену вздовж південного краю Євразії розміщувались зони субдукції, в яких поглиналась океанічна кора. З олігоцену розвиток геосинклінальних систем **Альпійсько-Гімалайської області** проходить уже в умовах зіткнення, колізії континентальних брил, що супроводжується формуванням складчасто-насувних і покривних структур, гірського рельєфу, шар'яжів та континентального вулканізму. Загальне стискання призводить до звуження структурно-фаціальних зон та зміни їх конфігурації. Так, підраховано, що ширина **Альп** до стиску становила 600-1200 км, зараз їх ширина біля 150 км; палеомагнітні дані вказують також на зближення Великого і Малеого Кавказу з пізньої крейди майже на 700 км.

Утворення гірських хребтів Альпійсько-Гімалайської області супроводжувалось закладанням на стику їх з молодими чи древніми платформами **передових (крайових)** прогинів, які виповнювались грубоуламковими моласами – продуктами руйнування сусідніх гірських масивів, а також соленосними та нафтогазоносними формаціями.

Так, на місці сучасних **Альп** у палеогені існував ряд прогинів дугоподібної форми, в яких проходило нагромадження морських теригенних і карбонатних відкладів. У кінці палеогену (в олігоцені) почались складко- і горотворчі процеси **Альпійського** орогенезу, які перетворили Альпи в складчасту гірську країну – Альпи вступили в орогенну стадію свого розвитку, яка продовжується і зараз. У неогені вздовж північного схилу Альп заклався і заповнювався континентальними грубоуламковими відкладами до середини періоду

Передальпійський крайовий прогин. У цей же час в Альпах утворилися потужні насуви – шар'яжі.

Подібним чином проходили події і в більшості інших геосинклінальних систем Альпійсько-Гімалайської області. У *Карпатах* геосинклінальні прогини в палеогені заповнювались піщано-глинистим флішем. На початку неогену (в міоцені) відбувались складко- і горотворчі процеси. На межі із Східно-Європейською платформою виник і почав заповнюватись спочатку моласовими, а потім нафтогазоносними та соленосними відкладами Передкарпатський крайовий прогин. Розвиток Карпат продовжується і нині, про що свідчать, зокрема, періодичні землетруси в межах цієї гірської країни (наприклад, у масиві Вранча в Румунії).

На *Кавказі* в палеогеновому періоді осадконагромадження проходило в прогинах, що розміщувалися північніше й південніше підняття Головного Кавказького хребта. В північному прогині відкладались глинисто-карбонатні мули і вапнисті глини з прошарками пісків (*міогеосинкліналь*), в південному прогині – флішоїдні товщі. На території Малого Кавказу і на суміжних територіях Туреччини, Ірану, Афганістану відкладались осадово-вулканогенні формації. В олігоцені почалося формування гірського рельєфу як на Великому, так і на Малому Кавказі. На півночі виник *Передкавказький* крайовий прогин, який проіснував до кінця неогену і виповнений нафтогазоносними моласами.

Таким чином, у кінці палеогену – на початку неогену в межах *Альпійсько-Гімалайської області сформувався цілий ряд молодих гірських систем*: Піренеї, Андалузькі гори, Альпи, Апенніни, Динарські гори, північна частина Атласу, Карпати, Балкани, гори Малої Азії, Кримські гори, Великий та Малий Кавказ, Ельбурс, Копетдаг, Памір, Гіндукуш, Загрос, Гімалаї. Вздовж цих систем на межі з платформами формувалися *крайові прогини* (Передальпійський, Передкарпатський, Передкавказький, Передкопетдазький, Передпамірський), виповнені, головним чином, грубоуламковими та нафтогазоносними відкладами.

Гороутворення супроводжувалося *магматизмом* – у другій половині неогену виникли такі відомі вулканічні споруди Середземномор'я, як *Етна*, *вулкани Ліпарських островів*, Карпат, Кавказу (*Ельбурс*, *Казбек*) та ін., спостерігалось також вторгнення кислих інтрузій, наприклад, на Кавказі, в Малій Азії та інших районах.

Океан *Тетіс*, який до кінця палеогену ще займав значні території між Африкою та Євразією, з початком альпійського орогенезу розпадається на два басейни: північний – *Паратетіс* (гр. – «змінений»), який затоплював південну окраїну Східно-Європейської платформи та Скіфську плиту, об'єднуючи в суцільний водний масив Чорне, Азовське, Каспійське та Аральське моря і південний – власне *Тетіс*, що охоплював Середземномор'я.

В кінці міоцену підняттям в районі Гібралтару «тетіс» був ізольований від Атлантичного океану. На його місці утворилися обширні засолені лагуни, в яких нагромаджувались товщі гіпсів, ангідритів, солей. Такі відклади сформувалися тоді також у Передкарпатті, Закарпатті, на Малому Кавказі. Перемичка на місці Гібралтару періодично відкривалась і тоді води Атлантики затоплювали улоговину Середземного моря. В періоди осушення круті схили моря прорізувались

глибокими каньйонами річок, які впадали у нього. Прикладом такого каньйону є, наприклад, підводне продовження р. Ніл, яке, заповнене осадами, прослідковується на 1200 км від дельти. В пліоцені зв'язок Тетісу з океаном відновився.

«**Паратетіс**» в середині міоцену покривав Волино-Подільську плиту, південь Східно-Європейської платформи, Скіфську і Туранську плити. В подальшому його еволюція проходила через утворення великого солонуватоводного **Сарматського озера-моря**, потім – в кінці міоцену – **Меотичного моря і Понтичного** – на початку пліоцену. В пліоцені підняття в межах Карпат та Кавказу призвели до розпаду цього морського басейну на ряд нині існуючих водойм: моря Угорське (його релікт відомий як озеро Балатон), Чорне, Азовське, Каспійське та Аральське.

Південний басейн розпався на моря Егейське, Адріатичне, Іонічне, Тіренське та Середземне.

У **Західно-Тихоокеанському** поясі в межах областей Східно- Азіатської, Індонезійської та Меланезійської відбулось підняття острівних дуг, формування глибоководних жолобів та окраїнних морів. Ця територія, куди входять Коряцьке нагір'я, півострів Камчатка, о. Сахалін, Курильські, Японські, Філіппінські острови, Нова Гвінея, Нова Зеландія, Соломонові острови, Нові Гебриди і Нова Каледонія перебуває зараз на **головному геосинклінальному** етапі розвитку (стадія острівних дуг) і розглядається багатьма тектоністами як сучасна модель геосинкліналей (евгеосинклінальні зони).

В окраїнних морях та глибоководних жолобах іде потужне осадко-нагромадження, яке супроводжується наземним та підводним вулканізмом, інтенсивними сейсмічними явищами. Вздовж острівних дуг відбувається поглинання океанічної кори (субдукція). Острівні дуги та окраїнні моря західної периферії Тихого океану були сформовані в близькому до **сучасного** вигляді вже на початку неогену.

У **Східно-Тихоокеанському** поясі альпійським гороутворенням були охоплені дві області: **Берегових хребтів** (південне узбережжя Аляски та Берегові хребти в Каліфорнії) та **Андійська** (гори Центральної Америки, Великі та Малі Антільські острови, Анди). Орогенний етап в них незавершений, хоча початок його, наприклад, в Андах відноситься ще до раннього кайнозою. Вздовж високогірної області Анд з боку Тихого океану розвивається глибоководний прогин (Перуанський жолоб), в якому в кайнозої відклались потужні осадові товщі.

12.2. Еволюція платформ

Короткочасна регресія кінця крейди у палеогені змінилася широкою трансгресією, максимум якої припадає на еоцен. Це була остання **велика трансгресія** в історії Землі. Морем, яке трансгресувало зі сторони Тетісу, покривалися значні території Західно-Європейської плити, південь Східно-Європейської платформи, Скіфська і Туранська плити. Морем була покрита і епігерцинська Західно-Сибірська плита. Через Тургайську протоку море Західного Сибіру з'єднувалось із морськими басейнами Тетісу. З олігоцену Західний Сибір осушується і на місці моря залишається заболочена рівнина. Взагалі олігоценова

епоха – це час *глобальної регресії*, коли звільняються від моря значні території, як Євразії так і Північної Америки. Регресія, яка охопила і весь неоген, була прямим наслідком альпійського орогенезу і призвела до поширення у цей час майже виключно континентальних осадків. Так, Східно-Європейська платформа покривалась мілководними морями лише на півдні, де відкладались піски, глини і карбонатні мули. Крім цього, із неогеновою регресією пов'язують загальне похолодання у високих і середніх широтах, ріст Антарктичного льодовика та зледеніння у північній півкулі.

Слід відмітити значне поширення у неогені процесів епіплатформеного *орогенезу*, якими були охоплені ділянки давніх платформ, епіпалеозойських плит та мезозоїд. Наслідком цих процесів було створення на місці старих складчастих гірських систем, на той час уже сильно зруйнованих, молодих гір, названих *складчасто-бриловими, або відновленими*. Таким чином формувався сучасний гірський рельєф Тянь-Шаню, Алтаю, Саян, Судет, Аппалачів, Скелястих гір та ін.

Процеси епіплатформеного орогенезу часто супроводжувались інтенсивним базальтовим та андезитовим вулканізмом і рифтоутворенням. У мезозойській Верхояно-Чукотській області бриловими рухами в кінці неогену (пліоцен) були створені гірські споруди Верхоянського хребта, хребта Черського, а загальне підняття спричинило утворення перемички (сухопутного моста) між Чукоткою та Аляскою – виник "*суходіл Берінгія*", по якому проходило змішування фаун Євразійського і Північно-Американського материків. Це було вже друге об'єднання цих материків "*суходолом Берінгія*" – перше відбулося ще в кінці крейди. Таким чином, у північній півкулі спостерігається тенденція до збільшення площі, зайнятої континентами, до їх об'єднання, тоді як у південній – продовжуються процеси розпаду Гондвани і ріст океанських акваторій.

У палеогені відбулось повне роз'єднання Індії, Австралії та Антарктиди. **Індія** перемістилась майже на 8000 км на північ і в олігоцені зіткнулась з Євразійською плитою, наслідком чого було закриття східної частини Тетісу і формування Гімалаїв. **Австралія** мігрувала на північний схід, повертаючись проти годинникової стрілки. **Антарктида** – на південь до свого сучасного положення. В середині палеогену повністю переривається зв'язок між **Африкою** і **Південною Америкою**.

Грандіозні події відбувались в **Африці**. На початку неогену в східній частині проходило формування склепінчасто-брилових піднять, в осьовій частині яких закладались *рифти*, так звані Великі Африканські рифти. Вони простягнулись у меридіональному напрямку майже на 6500 км від Туреччини до річки Замбезі на півдні Африки. Рифти заповнені водою озер Вікторія, Рудольф, Ньяса, Танганьїка, Мертвого і Червоного морів, Аденської і Суецької заток.

Рифтоутворення в Африці супроводжувалось інтенсивним базальтовим вулканізмом, який триває і зараз (вулкани Кенія, Кіліманджаро, Меру, Карасімба і ін.). По утворених рифтах відбувається розчленовування Африканського континенту, як раніше Гондвани. При цьому, якщо рифти Східної Африки відносяться до континентальних, то рифт Червоного моря уже – міжконтинентальний. Континентальна кора у ньому розірвана і заміщена океанічною, а середня швидкість розширення за останні 25 млн. років становить

0,75 см/рік.

Подібні як у Східній Африці структури утворювались і на інших ділянках земної кори. Наприклад, на південь від **Сибірської платформи** в олігоцені – неогені оформилось Байкальське склепінчасте підняття, в периклінальній частині якого заклалась система кулісоподібно розташованих рифтів, одним із яких є відоме озеро Байкал. Кора під ним потоншена, тепловий потік в 2-3 рази вищий від фонового, опускання дна відбувається зі швидкістю 0,6 см/рік, розсув – 0,2-0,3 см/рік.

Відома також велика Західно-Європейська рифтова система, закладена ще у мезозої, в якій, починаючи з еоцену, інтенсивно розвивався Верхньореїнський рифт та ін.

Таким чином, протягом **альпійського тектонічного циклу**, який почався з пізньої крейди та продовжується й зараз сталися наступні події:

- 1) завершилось формування сучасної структури земної кори;
- 2) потужні процеси альпійського складко- і гороутворення призвели до виникнення на місці Середземноморського поясу протяжної смуги гірських систем від Піренеїв до Гімалаїв і, як наслідок, до закриття океану Тетіс;
- 3) у Тихоокеанському поясі сформувались гірські споруди по східній периферії океану та системи островних дуг – окраїнних морів – по західній його околиці.

Рухи альпійського орогенезу призвели до резонансних піднять на територіях древніх і молодих платформ, що спричинило обширні регресії у неогеновому періоді, поширення континентальних відкладів та континент-талізацію клімату.

Процеси активізації платформ (епіплатформений орогенез), особливо інтенсивні з кінця неогену, сприяли формуванню гірського рельєфу на молодих та древніх платформах і, як наслідок, підвищенню загальної висоти континентів.

На окремих ділянках земної кори проходили процеси рифтогенезу. Протягом неотектонічного етапу альпійського тектонічного циклу (неоген-антропоген) сформувався в основних рисах сучасний рельєф Землі.

12.3. Палеогеографічні умови кайнозою

Палеогеновий період – це час широких морських трансгресій, коли на значних територіях континентів, покритих мілководними морями, відкла-далились переважно карбонатні осади. Збідненість порід уламковим матеріа-лом дозволяє допускати слабу контрастність рельєфу континентів у палео-ценову та еоценову епоху.

В.М.Сініцин (1980) вважає, що на той час на Землі не існувало гірських систем, висота яких перевищувала б 3000 м. Зокрема, зовсім невисокими були ще Гімалаї, які не стримували поширення впливу індій-ського мусону на внутрішні частини Азії. Очевидно, із цих причин *клімат* Землі у **палеогеновому** періоді був *рівномірно теплим*, слабо диференційо-ваним термічно і без значних контрастів у розподілі атмосферних осадків. *Тропічний і субтропічний* клімат охоплював не тільки приекваторіальні райони, але й басейн сучасного Середземного моря, Передню Азію, південь Європи, частину Кавказу. В цих районах відомі прояви бокситів, марганцю та вугілля, наприклад, буровугільні родовища України і

Кавказу, боксити Угорщини, марганцеві руди України і Кавказу і ін. Листопадні дерева росли на островах Канадського архіпелагу, на Шпіцбергені, Гренландії.

Північна межа вічнозелених лісів підіймалась до 56 ° пн.ш., а температура води Північного Льодовитого океану досягала 14 °С. Арктичної кліматичної зони у північній півкулі, очевидно, взагалі не існувало, як не було і справжніх пустель. Зона *помірно теплого клімату* займала більшу частину Азії, Північну Америку, Арктику.

Середньорічна температура в еоцені для Європи складала 27 °С. Взагалі ж всі кліматичні пояси проходили значно північніше (у північній півкулі) ніж теперішні.

В олігоцену епоху, у зв'язку з початком альпійських горотворчих процесів, а пізніше й процесів епіплатформеного орогенезу, починаються широкі *регресії*, які розвиваються на протязі всього **неогену**. До кінця цього періоду сталися наступні події:

- материки практично звільнились від морів і поступово діставали сучасні обриси;
- різко зростає контрастність рельєфу, виникають субширотні та субмеридіональні гірські масиви, які облямовують вирівняні ділянки платформ;
- збільшується питома вага уламкових порід в загальній масі відкладених осадків;
- міняються кліматичні умови.

Загальне похолодання почалося вже з другої половини олігоцену. У зв'язку із утворенням протоки між Австралією та Антарктидою, в олігоцені *сформувалася* Антарктична циркумполярна течія, яка відіграла суттєву роль у розвитку наземного зледеніння на цьому материкі. У північній півкулі похолодання проходило нерівномірно – так межа тропічного поясу за період палеоген-неоген змістилась у Європі на південь на 20°, а на Далекому Сході – на 7-8°.

З похолоданням посилювалась контрастність клімату – зростали температурні відмінності між літом і зимою, скорочувалась загальна кількість атмосферних опадів, урізноманітнювався їх розподіл. В аридних областях савани й степи змінювалися напівпустинями. В пізньому пліоцені в Арктичному басейні з'являється лід, який починає відігравати важливу кліматоформуючу роль. Середньорічні температури для північної півкулі, за даними *Р.Флінта (1978)*, складали в еоцені 20-22 °С, в олігоцені – 20 °С, в міоцені – 17-19 °С, в пліоцені – 14 °С.

В **антропогені** загальне похолодання призвело до великих наземних зледенінь у північній півкулі. (*Рис. 60*) При цьому різкі коливання температури і вологості спричиняли чергування льодовикових і міжльодовикових епох у високих широтах і *плювіальних* (зволожених) та *ксеротермічних* (засушливих) кліматів в низьких широтах.

Найбільш потужні льодовики формувалися в районах із океанічним кліматом (Північно-Західна Європа, Північна Америка), в напрямку континенталізації клімату спостерігалось зменшення льодових покривів. З цих причин у Східному Сибіру, незважаючи на низькі середньорічні температури, зледеніння було розвинуте в основному в гірських районах, а на рівнинах

розвивалась багатолітня мерзлота.

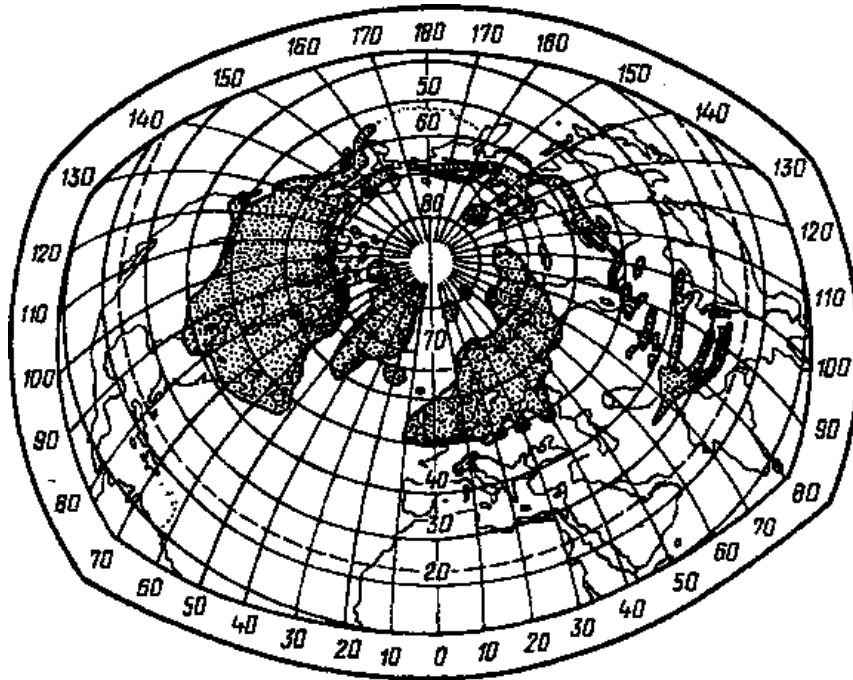


Рис. 60. Зони максимального антропогенного зледеніння

Північно-Американський льодовик складався із трьох щитів – **Лаврентьєвського, Гренландського і Кордільєрського**. Тут виділяють **5** зледенінь, яким присвоєні назви американських штатів: Небраска, Канзас, Ілінойс, Айова, Вісконсін. Під час останнього максимального зледеніння Північно-Американський материк майже повністю покривався кригою.

В Європі центрами антропогенних зледенінь були Скандинавський півострів, Ірландія, Шотландія, Альпи. На території Руської рівнини виділяють **6** великих зледенінь: березинське, окське, дніпровське, московське, ранньовалдайське та пізньовалдайське.

Найбільшим був **дніпровський** льодовик (середній плейстоцен), який просувався на південь двома язиками – по Дніпру і по Дону. Дніпровський язык досягав широти сучасного м. Дніпропетровська, а Донецький – широти м. Волгограда. Протяжність льодовикового покриву в дніпровську епоху від центра зародження у південному напрямку досягала 2200 км, в східному – 1500 км.

Самостійні центри зледенінь існували також на Новій Землі, Полярному Уралі, Північній Землі, Таймирі.

В епохи зледенінь на льодовикових щитах розвивався клімат високогірних льодових пустинь з середньорічними температурами – 50-60 °С. Тут проходило формування антициклонів. У зонах, що безпосередньо прилягали до льодовиків (перигляціальних), клімат був сухим і холодним, з мерзлотними явищами в ґрунтах. Характерними утвореннями цих зон були леси та лесовидні суглинки – палево-жовті породи еолового походження. У лесах спостерігаються прошарки викопних ґрунтів, утворення яких пов'язують з епохами потеплінь і відступу льодовиків (міжльодовиков'ями). Як зауважує *В. М. Сініцин (1980)*, клімат міжльодовикових епох був близьким до сучасного, а часом і теплішим та сухішим, на що вказують теплолюбиві дерева, які поширювались у цей час

даліше на північ, ніж зараз.

У перигляціальних зонах проходило інтенсивне формування річкових долин. В льодовикові епохи великі маси талої води поступали в річкові долини, розширюючи їх, поглиблюючи русла. В міжльодовиков'я стік води з-під льодовиків різко падав і долини заповнювались алювієм. Потім наступило нове похолодання, наступ льодовика і пов'язане з цим врізання русел і т.д. Таким чином формувалися терасові рівні таких великих річок, як Дніпро, Дністер, Дон, Волга, Об, Єнісей та ін., кількість терас у них відповідає кількості льодовикових епох.

На півдні північного позатропічного простору (який включав, за *К.К.Марковим (1968)* і льодовикові та перигляціальні зони) розміщувалась **пльовіальна** зона, для якої було характерним зволоження в льодовикові епохи та аридізація клімату в міжльодовиков'я. У пльовіальні епохи підіймався рівень в озерах, повноводними ставали річки, зростала кількість атмосферних опадів. Такі умови в часи зледенінь спостерігалися у Присередземномор'ї, в Середній та Центральній Азії, Північному Китаї.

Тропічний та субтропічний клімат південної Азії та Європи різких змін у льодовикові епохи не зазнавав через захищеність високогірними спорудами Альпійсько-Гімалайської області. Якщо в приполярних областях зниження температури в льодовикові епохи досягало 12-15 °С, то в екваторіальній області – всього 4-6 °С.

Відступ останнього пізньовалдайського льодовика відбувся десь близько 10 тис. років тому. Вслід за ним почалося загальне потепління, переміщення кліматичних зон в сторону полюсів. Під час кліматичного оптимуму, який спостерігався біля 6000 років тому, середньорічна температура у Європі була на 2-3 °С вища від сучасної, значна частина Арктики звільнилась від льоду, розтопився Скандинавський льодовик, зона лісів розширилась за рахунок скорочення тундри.

В інтервалі від 2500 до 500 р. до н.е. відбувалось певне похолодання, відоме як **суббореальне**, коли у високих широтах збільшилась кількість льоду, а в аридних зонах знизився рівень озер. З 500 р. до н.е. і до цього часу спостерігається відносне потепління, яке ускладнюється коливаннями вологості.

Причини **антропогенових материкових зледенінь** дискусійні. Одна з поширених точок зору пояснює загальне похолодання в неогені та антропогені тектонічними процесами альпійського орогенезу та епіплатформним гороутворенням, наслідком яких було значне збільшення середньої висоти материків у антропогені, порівняно з початком кайнозою (зараз середня висота континентів складає 875 м, на початку кайнозою – 350-400 м). Крім цього, враховується ізоляція Арктичного басейну внаслідок виникнення сухопутних мостів між Євразією та Північною Америкою на місці Берінгового моря ("суходіл Берінгія") та в північній Атлантиці, що супроводжувалось припиненням притоку теплих вод з Тихого та Атлантичного океанів і зменшенням виносу льоду з Арктики. Періодичність зледенінь може пояснюватись астрономічною гіпотезою *К. Міланковича*.

12.4. Розвиток органічного світу в Кайнозої

Протягом кайнозою формувався сучасний органічний світ морів та континентів, сучасні ландшафти і біоценози.

Рослинність. Панівне становище серед рослин захоплюють ще у другій половині крейди **покритонасінні**. В палеогені особливого поширення набувають **трави** – злаки, осокові, лілії, морські трави. Слід сказати, що ряд дослідників вважають, що трав'янисті покритонасінні – похідні від деревних форм. Тобто процес ішов по лінії: **дерева** → **кущі** → **напівкущі** → **багатолітні трави** → **однолітні трави**. При цьому бурхлива еволюція трав починається вже з другої половини палеогену. Зміна деревних форм трав'янистими пов'язується із загальним похолоданням і континенталізацією клімату в кінці палеогену – початку неогену.

Відомий палеоботанік А. М. Криштофович виділяє для палеогену дві **фітогеографічні провінції**: тропічну та помірно теплу. *Тропічна рослинність* заселяла великі території на півдні США, південь Європи, південь Східно-Європейської (Руської) рівнини до широти м. Харкова, Південну і Центральну Азію південніше Тибету. Це так звана *полтавська флора*, до складу якої входили такі теплолюбиві рослини як пальми, лаври, олеандри, мирти, гладколисті дуби, бамбук, папороті, тис, араукарія.

Помірно тепла провінція розташовувалась північніше і охоплювала північ Пн. Америки, Гренландію, північ Європи, центральну і північну частину Руської рівнини, Зх і Сх Сибір, Примор'я. Тут розвивалась **флора** названа **тургайською**, яка включала в основному листопадні і хвойні дерева: клен, береза, бук, каштан, липа, магнолія, тис, ялина.

У **неогені** план фітогеографічної зональності в цілому зберігався, однак у зв'язку із похолоданням межі зон поступово зміщувались на південь. Так уже в міоцені межа між помірно теплою та тропічною зонами проходила по лінії Передальпійська зона – Закавказзя – Кунь-Лунь – нижня течія Янцзи (В.М.Сініцин, 1980). В міоценових відкладах Причорномор'я зустрічаються рештки секвой, тисів, сосен, дубів, буків, берез тощо, типових листопадних і хвойних дерев. В північній півкулі вздовж північної межі аридної зони на місці широколистих лісів і саван палеогену починають розвиватись типові степові угруповання рослин – відбувається так зване "**велике остепнення рівнин**".

На північному сході Азії починається формування зони хвойних лісів (тайги). У пліоцені межа між тропічною та помірно-теплою зонами опустилась на рубіж хр. Тавр – Гімалаї. Завершується формування тайги на північному сході Азії, в кінці епохи на арктичних островах з'являється тундрова рослинність – мохи, лишайники, карликові форми дерев. В **антропогеновому** періоді сформувались сучасні рослинні угруповання.

Тваринний світ. Серед морських безхребетних в кайнозої досягають розквіту **двостулкові і черевоногі** молюски, в палеогені бурхливо розвиваються найпростіші (нумуліти) – породоутворюючі організми. Відомі також **губки, корали, голкошкірі** та ін. Згідно із В. М. Сініциним (1980), у палеогені план і характер зоогеографічної зональності за фауною безхребетних зберігався таким, як і в пізній крейді. Він виділяє дві тропічні Середземноморську та Індо-

Малайську провінції, які охоплювали морські басейни Південної Європи, Південно-Західної та Південно-Східної Азії. Тут були широко розповсюджені великі **форамініфери** (*нумуліти і ін.*), колоніальні **корали**, **морські їжаки та молюски**. (Рис. 61, 62)

Бореальна помірно тепла область включала також **дві** провінції: Північно-Тихоокеанську (Японське, Охотське, Берінгове моря) та Зх-Сибірську (однойменний морський басейн). В першій переважала **пелециподова** фауна, у другій були поширені деякі **форамініфери, радіолярії, діатомеї, кремнієві губки**.

В неогені – антропогені **зоогеографічна зональність принципів змін не зазнала**, лише межі зон зміщувались на південь, ставали складнішими та різкішими.

Кайнозой – вік ссавців. (Рис. 63.). Ссавці широко розселилися як на суші, так і в морях. У палеогені розвинулись сумчасті, які поступово були витіснені плацентарними і збереглись в основному в Австралії завдяки її ізоляцією. **Фауну еоцену – раннього олігоцену** називають бронтотерієвою за характерним представником – **бронтотерієм**, що належав до непарно-копитних і був завбільшки із сучасного носорога, носові кістки якого утворювали широкі і довгі роги, покриті шкірою і часто розгалужені у вигляді вилки. Крім нього, поширеними групами цієї фауни були **аміно-донти** – масивні коротконогі болотні тварини завбільшки із середнього чи крупного носорога, а також **тапіроподібні, свиноподібні, халікотерії і ін.**

Місця поширення бронтотерієвої фауни – заболочені низовини, заплави рівнинних рік, покриті густою і соковитою рослинністю, болотисті ліси тощо.

В олігоцені в периферичних частинах аридної області Азії (Казахстан, Монголія, Західний Китай) та південно-східної Європи поширюється **індрикотерієва** фауна – мешканці долинних лісів і боліт, а також саван на міжрічкових просторах. Типовий представник – гігантський безрогий **носорог** індрикотерій, який досягав у довжину 9 м, а у висоту 6 м. Живився корою і листям дерев, кочуючи по саванному дрібнолісся. Індрикотерієву фауну складали також **свиноподібні – антракотерії (вели напівводний спосіб життя), амінодонти – болотні носороги, тапіроподібні, риучі гризуни і ін.** В ранньому і середньому міоцені складається так звана **анхітерієва** фауна, яка дістала назву від невеликого лісового коня, анхітерія. До цієї фауни входили різноманітні **носороги, мастодонти (попередники сучасних слонів), свині, газелі, гризуни, олені-мунтжаки та ін.**

В пізньому міоцені-пліоцені розвивається **гіпаріонова** фауна степів, саван, прерій, тобто мешканці відкритих трав'янистих просторів. Тут спостерігається переважання копитних: **гіпаріони – невеликі трипалі тварини (завбільшки з осла), справжні носороги, давні коні, хоботні, антилопи, верблюди, олені, жирафи, бізони, із хижаків – шаблезубий тигр, гієни, із птахів – страуси.** Найбільшими представниками цієї фауни були **мастодонти та динотерії (хоботні)**. Рештки останніх знайдено, наприклад, у декількох місцях Поділля в породах неогенового віку. Гіпаріонова фауна була поширена на значних просторах південно-східної і середньої Європи, Малої Азії, Казахстану, півдня

Західного Сибіру, в Монголії, Китаї, Північної Індії.

У кінці неогену вже відомі **сучасні коні, зебри, осли, гіпопотами, в морях — перші дельфінові, предки майбутніх китів, тюлені, моржі.** В антропогені в умовах тундри та лісотундри, в прильодовикових районах живуть *мамонти, шерстисті носороги, гігантські олені, тури, печерні ведмеді, песці, вівцебики, полярні зайці і ін.* Ареал холодолюбивої фауни досяг максимуму у пізньому плейстоцені, коли мешканці тундрової зони (песці, полярні куропатки і ін.) поширювались аж до Кримського півострова.

В цілому ж еволюція фаун хребетних суходолу на протязі кайнозою демонструє найтісніший зв'язок із зміною загальних кліматичних умов на планеті — області похолодання й посушення клімату були і основними осередками формування нових видів, досконаліших у біологічному відношенні, які пізніше поширювались повсюдно, витісняючи архаїчні форми.

Необхідно також знати, що, крім ссавців, у **кайнозої** інтенсивно розвивались *птахи й кісткові риби. Амфібії ж та рептилії* мали другорядне значення.

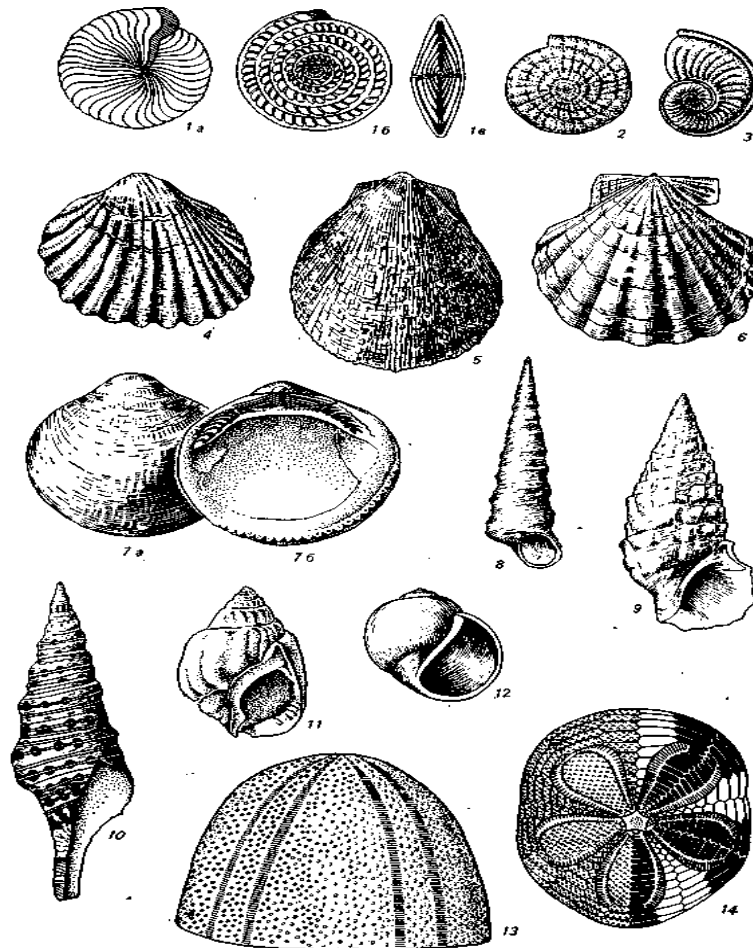


Рис. 61. Характерні викопні залишки палеогенових організмів: Найпростіші:
 1а, б, в — *Nummulites* (палеоген — нині, переважно еоцен), 2 — *Assilina* (палеоцен — еоцен), 3 — *Operculina* (пізня крейда — нині), двостворки: 4 — *Cardium* (неоген — нині), 5 — *Spondylus* (юра — нині, переважно кайнозой), 6 — *Chlamys* (тріас — нині), 7а, б — *Glycymeris* (крейда — нині, переважно кайнозой); гастроподи: 8 — *Turritella* (крейда — нині), 9 — *Cerithium* (пізня крейда — нині); 10 — *Pleurotoma* (палеоген — нині), 11 — *Nassarius* (еоцен — нині), 12 — *Natica* (палеоген — нині); морські їжаки: 13 — *Conoclypeus* (еоцен-міоцен), 14 — *Clypeaster* (еоцен — нині)

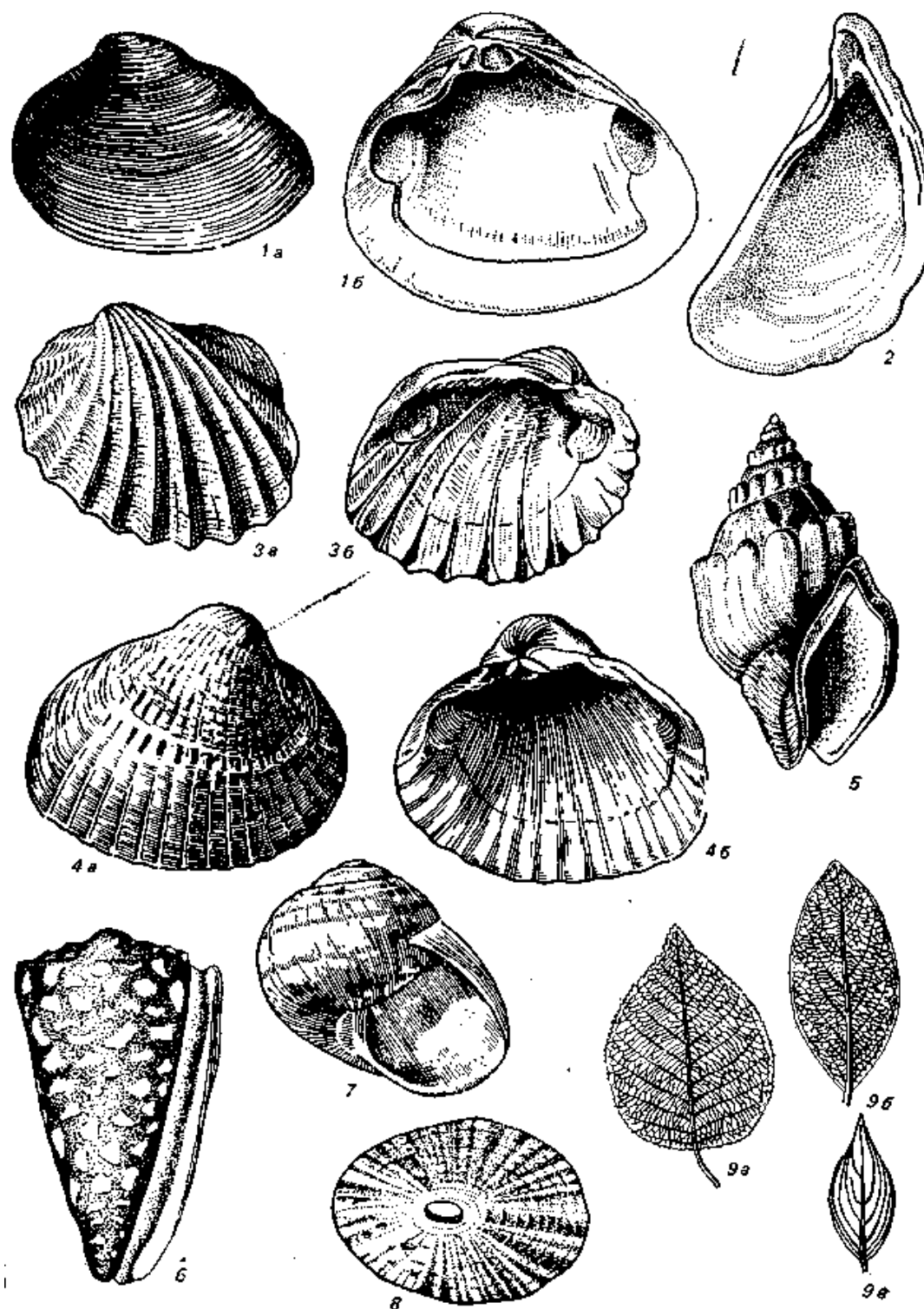


Рис. 62. Характерні викопні залишки неогенових організмів:

Д о с т в о р к и: 1а,б – *Mastra* (крейда – нині), 2 – *Dreissena* (пліоцен – нині), 3а,б – *Lymnocardium* (неоген), 4а, б – *Didacna* (пліоцен – нині); гастроподи: 5 – *Vuccinum* (олігоцен – нині), 6 – *Conus* (еоцен – нині), 7 – *Helix* (олігоцен – нині), 8 – *Fissurella* (еоцен – нині); покритонасінні рослини: 9а – *Betula*, береза (пізня крейда – нині), 9б – *Laurus*, лавр (пізня крейда – нині), 9е – *Cornus* кизил (пізня крейда – нині)

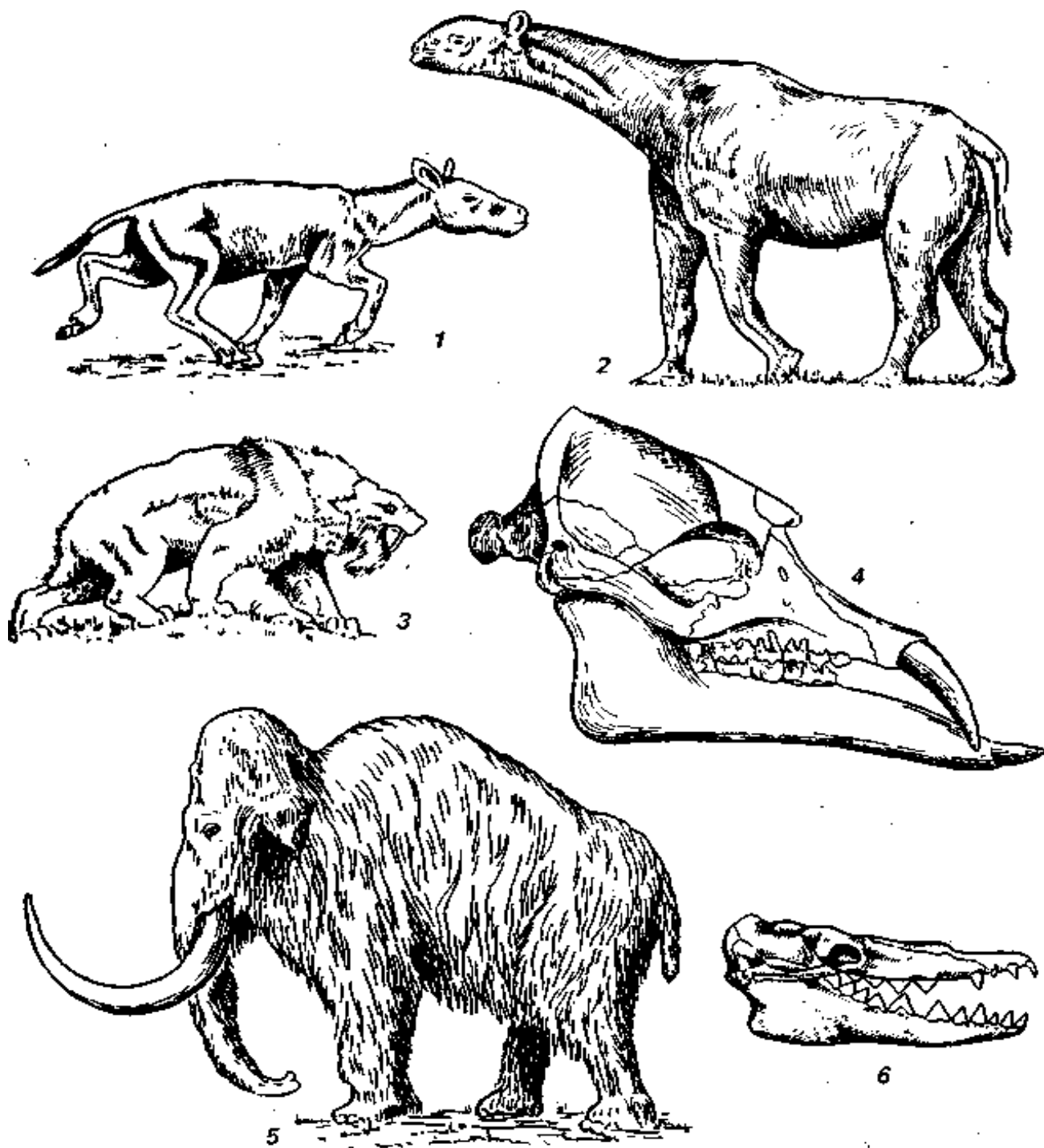


Рис. 63. Характерні представники кайнозойських ссавців:

1 – Hipparion (пізній міоцен – середній плейстоцен),

2 – Indricotherium (олігоцен – ранній міоцен),

3 – Machairodus (пліоцен),

4 – Mastodon (міоцен),

5 – Mammuthus (плейстоцен),

6 – Prozeuglodon (еоцен)

12.5. Еволюція людини

Слід відзначити, що заключною і найзначнішою подією в історії Землі була **поява людини** (Рис. 64.), якій передувала тривала еволюція в кайнозої приматів. Перші примати з'являються в кінці крейдового періоду, їх розділяють на **напівмавп** і **мавп**.

Від напівмавп у еоцені виділились **широконосі мавпи**, які, в свою чергу, дали початок вузьконосим мавпам – **паранітекам**. Останні населяли Європу 35-40 млн. років тому (олігоцен), пробували спускатись з дерев і ходили у напіввипрямленому стані на двох кінцівках.

Наступна ланка еволюції – **пропліонітек**, який жив у кінці палеогену і дав дві гілки – одна з них веде до сучасних лісових глибоко спеціалізованих мавп, друга – до людей.

Подальшим етапом по другій лінії було формування близько 20 млн. років тому (у міоцені) **дріонітека**. Із групи дріонітека близько 12 млн. років тому виділився рід **раманітека**, знайденого в Індії. Близька до нього форма – **кеніанітек** – з віком 14 млн. років знайдена в Кенії. **Раманітеки і кеніанітеки** – найдавніші попередники людини, вони володіли вже рядом ознак, притаманних людям. Від кеніанітека розвинулись дві гілки: **люди і австралопітеки**. Останні були вперше знайдені в Південній Африці у 1924 році, пізніше – у Східній Африці. **Австралопітек** ("південна мавпа") жив в інтервалі 6-1 млн. років тому. Об'єм мозку одного із представників **австралопітеків** – **зіджантропа**, знайденого англійськими антропологами Л. і М. Лікі в Танзанії, складав всього 530 см³. Австралопітеки пересувалися на задніх кінцівках, були прямоходячими. Поблизу їх стоянок знаходять примітивні кам'яні знаряддя – зачатки культури гальок.

Разом з австралопітеками у Східній Африці 2 млн. років тому розвивались і найдавніші достовірні предки **людини**, об'єднані дослідниками у вид **Номо habilis** (людина вміла), який проіснував у Східній Африці (Танзанія, Кенія, Ефіопія) до 1,6-1,5 млн. років.

Людина вміла створила «**культуру гальок**», тобто примітивно оброблені камені. Середній об'єм мозку у цих людей складав 642 см³, зріст 120-140 см. Слід сказати, що основні місця знахідок решток як австралопітеків, так і хабілісів у Східній Африці переважно пов'язані з районами Великих Африканських рифтів. Дані історичної антропології дозволяють зробити припущення, що можливо саме ці райони Африки і слід вважати прабатьківщиною людини.

Еволюцію людей (**гомінід**) умовно ділять на три етапи (фази):

- 1) **найдавніші люди** (архантропи) – жили в інтервалі від 2 млн. до 300-500 тис. років тому;
- 2) **давні люди** (палеоантропи) – від 300 до 30 тис. років тому;
- 3) **перші сучасні люди** (неоантропи), нижня межа їх існування умовно відповідає приблизно 40 тис. років тому.

До **архантропів** належать **пітекантроп, синантроп, гейдельберзька людина** і ряд інших форм, які знайдені в Індонезії, Китаї, Європі, Африці. Відомий антрополог **Ле Гро Кларк (1964)** об'єднує їх під однією назвою – **Номо erectus** («людина випрямлена»), що, очевидно, зараз видається не зовсім точним, тому що прямоходячими були і їх попередники – хабіліси.

Пітекантроп (в перекладі – мавполюдина) жив в інтервалі 1,9-0,5 млн. років, хоча більшість знахідок з острова Ява мають вік 1-0,5 млн. років. Середній об'єм мозку складав 860 см³. Пітекантроп за деякими даними вмів користуватись вогнем, створив справжні ручні рубила (культура шель).

Синантроп або людина пекінська був знайдений поблизу Пекіна і за своєю морфологією близький до пітекантропа, хоча й дещо розвинутіший. Об'єм мозку його складав в середньому 1050 см³. Жив в інтервалі 0,5-0,3 млн. років тому. Створив культуру ашель (грубі, двосторонні рубила), вмів добувати вогонь та підтримувати його на місці стоянок, що дозволяло йому розселятись в перигляціальних районах.

В Європі знайдені рештки гейдельберзької людини віком біля 500 тис. років.

Давні люди (палеоантропи) – це вид *Homo primigenius* («людина первісна») або **неандерталець**, за назвою долини в ФРН, де вони були виявлені у **1856 р.** Зараз відомо 400 знахідок костей неандертальців в Європі, Африці, Азії, що вказує на їх розселення у різних кліматичних зонах. Неандертальці були невеликі на зріст (155-165 см), об'єм мозку у них становив 1300-1600 см³, а пропорції тіла були близькими до сучасних людей. Неандертальці були неоднорідною групою. Цікаво, що більш ранні їх форми (так звані прогресивні неандертальці) мали більше рис, притаманних людині розумній, ніж пізні форми – класичні неандертальці.

Л.Лікі вважає, що у ранньому плейстоцені чи пліоцені відбулось розділення роду *Homo* на дві гілки, одна з яких через прогресивних неандертальців привела до сучасної людини, інша ж завершилася пітекантропами і класичними неандертальцями. Палеоантропи жили стадами (групами), володіли членороздільною мовою. Вони були первісними мисливцями та створили своєрідну «культуру мустьє» – кам'яні рубила, скребки, гостроконечники. Носили одяг, влаштовували теплі житла.

І, нарешті, **неоантропи**, або **кроманьонці**, знайдені вперше на території Франції, а пізніше і в інших місцях – у Африці, Азії, Австралії, вже практично нічим не відрізнялись від сучасних людей. Їх вважають безпосередніми предками теперішніх людей. Вони відрізнялись високим зростом (180-187 см), об'єм мозку – до 1600 см³. Займались полюванням, гончарством, рибальством, землеробством. Створили дуже різноманітні культури пізнього палеоліту («солютре», «оріньяк», «мадлен»). Жили родовим суспільством. Кроманьонці перейшли уже від еволюції біологічної до еволюції соціальної.

Таким чином, основними подіями у біосфері кайнозою можна вважати:

1) поширення та переважання серед флори материків покритонасінних рослин, при цьому, якщо в палеогені спостерігалось домінування деревних форм, то в олігоцені-міоцені сформувалися трав'янисті угруповання, так зване "велике остепніння рівнин"; в кінці неогену в умовах сильного похолодання виділилась арктична і тундрова рослинність;

2) бурхливу еволюцію та домінуюче становище серед тваринного світу ссавців, при цьому зміна фаун (бронтотерієва, індрикотерієва, анхитерієва, гіпаріонова) спричинялася зміною фізико-географічних обставин на планеті;

3) виділення із групи ссавців у кінці мезозою – на початку кайнозою приматів, еволюція яких призвела до появи людини розумної.

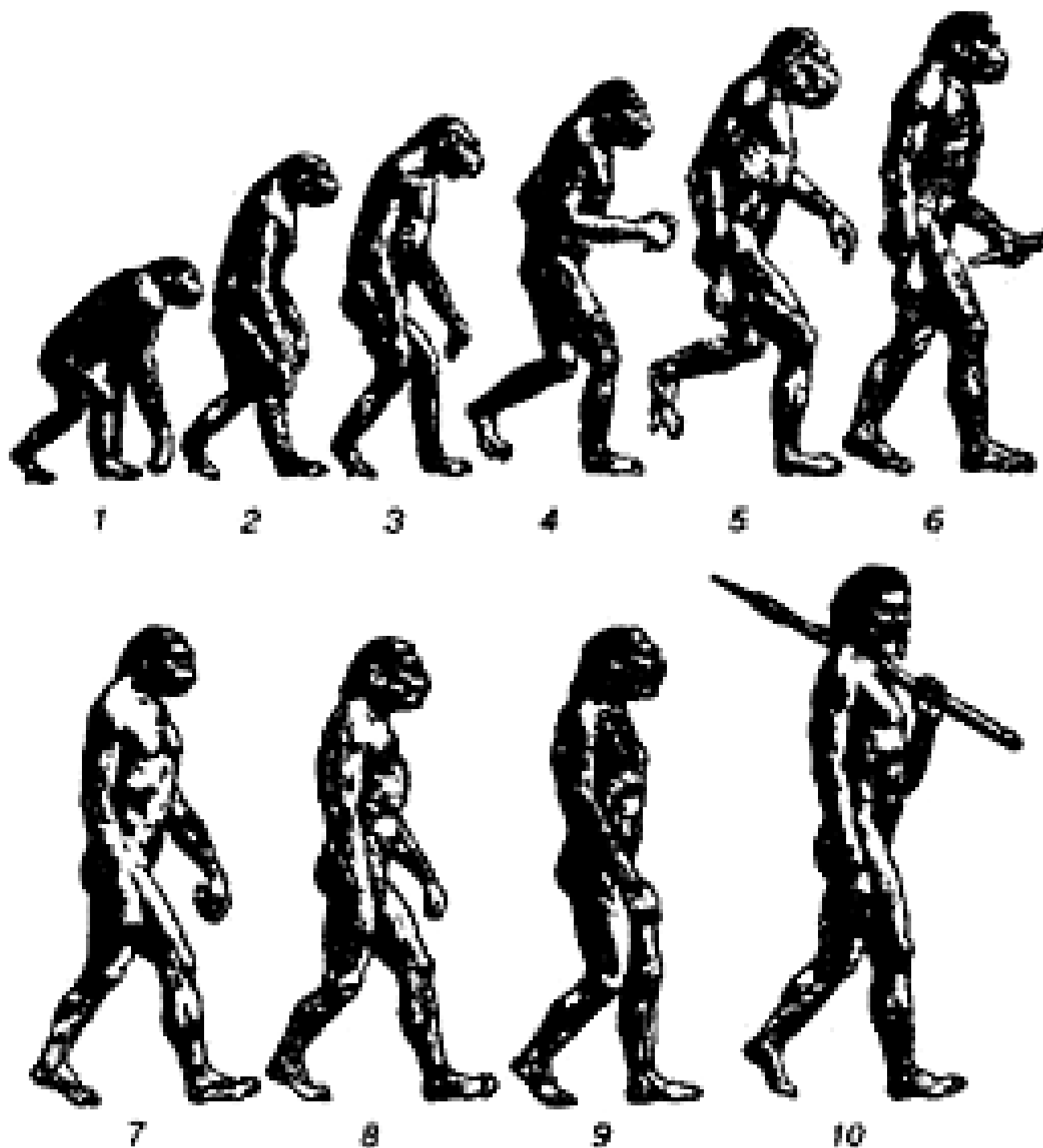


*Рис. 64. Ряд форм, що відображають етапи розвитку людини:
1 – дріопітек; 2 – оріолітек; 3 – рамапітек; 4 – ранній австралопітек; 5 – парантроп; 6 – пізній австралопітек; 7 – людина уміла; 8 – архантроп; 9 – пізній неандерталець; 10 – кроманьйонець (людина розумна)*

12.6. Корисні копалини кайнозою

Нафта і газ: Україна (Західно-Українська провінція), Росія (Північний Кавказ), Азербайджан, Іран, Ірак, Саудівська Аравія, Кувейт, Мексика, Венесуела, США (Каліфорнія, узбережжя Мексиканської затоки), Туркменістан.

Кам'яне вугілля: Росія (Сахалін), Китай, Японія.

Буре вугілля: Україна (Дніпровський басейн), Росія (Південно-Уральський басейн), Німеччина (Рейнський басейн).

Залізні руди: Україна (Керч), Росія (Західний Сибір), Казахстан (Лисаківське), Південна і Центральна Америка, Індія, Австралія, Гвінея.

Боксити (90% всіх запасів): Австралія (Уейпа), Гвінея, Ямайка, Сурінам, Гайяна.

Марганцеві руди: Україна (Нікополь, Великий Токмак), Грузія (Чіатурі), Габон (Моанда).

Уранові руди: США (Вайомінг), Канада (Скелясті гори).

Олов'яні руди (80% світових запасів): Малайська оловоносна провінція (Малайзія, Індонезія), Південно-Американська – (Болівія, Аргентина). **Ртуть:** Іспанія (Альмаден), Словенія (Ідрія), Туреччина, Італія, Перу, Болівія.

Мідні руди: Чилі, Болівія, Перу, США (Маямі).

Калійні солі: Україна (Калуш, Стебник), Франція (Ельзас).

Фосфорити: Північно-Африканська фосфоритонасна провінція (Марокко, Алжир, Тунс, Західна Сахара).

Сірка: Україна (Львівська обл.), Росія (Камчатка, Курильські о-ви), Японія, Італія, Туреччина, Ірак.

Алмази: Конго, ПАР, Гана, Намібія, Ангола, Гвінея, Танзанія

13. КОРИСНІ КОПАЛИНИ, ЇХ ТИПИ І ЗАКОНОМІРНОСТІ ПОШИРЕННЯ. МЕТОДИ ПОШУКІВ ТА РОЗВІДКИ КОРИСНИХ КОПАЛИН

13.1. Загальні відомості про корисні копалини і їх типи

Корисною копалиною називається природне мінеральне утворення, яке використовується в господарській діяльності людини безпосередньо або після певної переробки. На різних етапах розвитку продуктивних сил людство використовувало як корисні копалини різні мінеральні агрегати. Так, останніми десятиліттями у зв'язку із розвитком атомної енергетики цінною корисною копалиною стали сполуки урану та інших радіоактивних елементів, які ще на початку століття корисними копалинами не вважалися. З іншого боку, цілий ряд гірських порід, які містять у своєму складі певні хімічні елементи, на даному етапі не використовуються. Однак з ростом технічних можливостей суспільства вони можуть стати корисними копалинами в майбутньому. Так, скажімо, граніти у даний час використовуються переважно як будівельний та декоративний матеріал, в той же час, за підрахунками *О.П.Виноградова* в 1 км³ гранітної маси міститься: ніобію – 84 000 т, міді – 250 000 т, літію – 112 000 т, урану – 10 000 т, олова – 6 000 т, молібдену – 25 000 т, золота – 12 т.

У вченні про корисні копалини широко використовується таке поняття, як **руда** – твердий мінеральний агрегат з таким вмістом корисних компонентів, які роблять економічно доцільним їх видобуток при сучасному рівні матеріального виробництва. Найчастіше рудами називають **металічні корисні копалини**, але останнім часом зміст цього поняття розширився (наприклад, агрономічними рудами вважають такі неметалічні сполуки як апатит, силвініт та ін.).

Корисні копалини, добуті з надр, стають **мінеральною сировиною**. Розрізняють три типи корисних копалин: **металічні, неметалічні і горючі**.

У свою чергу, серед **металічних** корисних копалин виділяють 6 груп (за класифікацією М.А.Биховера, 1967):

1. Руди чорних і легуючих металів (руди заліза, марганцю, хрому, титану, ванадію, нікелю, кобальту, вольфраму, молібдену, цирконію, танталу, ніобію).
2. Руди кольорових металів (міді, свинцю, цинку, олова, ртуті, сурми, миш'яку і ін.).
3. Руди легких металів (алюмінію, магнію, літію, берилію).
4. Руди благородних металів (золото, срібло, платина).
5. Руди рідкісних і розсіяних металів (індію, кадмію, селену, телуру, галію, талію, скандію, цезію, германію, гафнію, рубідію).
6. Руди радіоактивних металів (радію, торію, урану).

Неметалічні корисні копалини поділяють на 5 груп:

1. хімічну і агрономічну сировину (мінеральні солі, сірка, фосфорити, апатити, гіпс, мінеральні пігменти, борати);
2. технологічну сировину – флюси і вогнетриви (вапняк, доломіт, кварцит, вогнетривкі глини, флюорит, магнезит);
3. будівельні матеріали (глини, піски, пісковики, гіпс, ангідрит, магматичні і метаморфічні породи);

4. індустриальну сировину (алмази, азбест, графіт, п'єзокварц, слюди, ісландський шпат, тальк);

5. дорогоцінні та декоративні камені (агат, гранати, аметист, опал, смарагд, малахіт, нефрит, чароїт та ін.).

Горючі корисні копалини – це *торф*, буре і кам'яне *вугілля*, горючі *сланці, нафта і газ*.

Важливою корисною копалиною є **вода** (питна, технічна, мінеральна).

Родовище корисних копалин – це ділянка земної кори, на якій внаслідок певних геологічних процесів відбулось нагромадження мінеральної речовини, яка за кількістю, якістю і умовами залягання придатна для промислового використання.

Рудопрояв – дрібне скупчення корисних копалин у надрах, яке за кількістю корисної копалини не відповідає поняттю родовище.

При характеристиці родовищ корисних копалин застосовують таке поняття, як **кондиція** (умова, вимога). **Показники кондицій** – це мінімальний промисловий вміст корисного компонента в руді, запаси корисної копалини у родовищі, гірничогеологічні параметри родовищ (потужність, максимальна глибина залягання рудного тіла, вміст шкідливих домішок тощо). Кондиції міняються з часом, тобто залежать від рівня розвитку продуктивних сил. Так, наприклад, якщо на початку XIX століття розроблялись мідні руди із вмістом 10% міді, то зараз промисловими вважаються поклади із вмістом міді у руді 0,4-0,5%.

Кількість (вміст) корисної копалини в даному родовищі називають **запасами**. При цьому запаси для родовищ різних корисних копалин можуть бути найрізноманітнішими. Наприклад, для кам'яного вугілля – це десятки і сотні мільйонів тонн, для залізних руд – сотні тисяч тонн, для золота – кілограми і т.д. За запасами родовища поділяють на 5 типів: дуже великі (унікальні), великі, середні, дрібні і дуже дрібні.

Крім того, запаси класифікують на групи і категорії.

Так, за **господарським призначенням** їх поділяють на дві групи:

- **балансові** запаси, тобто запаси родовищ, які на даний час економічно вигідно використовувати;

- **позабалансові**, тобто запаси, які можуть експлуатуватись в майбутньому.

Категорії запасів встановлюються у залежності від ступеня розвіданості родовища, вивчення його гірничогеологічних умов, якості руди. Для оцінки твердих корисних копалин користуються чотирма категоріями: **A, B, C₁ і C₂**. Крім того виділяють ще **прогнозні** (геологічні) запаси.

До категорії **A** відносять повністю (детально) розвідані запаси; до категорії **B** – запаси в основному вивчені; **C₁** – вивчені у загальних рисах (вірогідні); **C₂** – попередньо вивчені (чи можливі).

Запаси категорій **A, B і C₁** служать основою для проектування та будівництва гірничих підприємств (кар'єрів, рудників, шахт тощо), запаси категорії **C₂** є можливим резервом родовища. Прогнозні запаси вказують на перспективи виявлення промислових запасів та визначають доцільність

постановки пошукових робіт.

У практичній діяльності геологи користуються класифікаціями родовищ за їх генезисом. Є цілий ряд таких класифікацій, розроблених у різний час американськими, німецькими, російськими дослідниками (*В. Ліндгрєн, П. Ніглі, Г. Шнейдерхен, В. О. Обручев, П. М. Татаринів, В. І. Смірнов* (генетична класифікація) та ін.).

13.2. Металічні та неметалічні корисні копалини

Металічні корисні копалини

Наука, яка вивчає закономірності розміщення металічних корисних копалин у часі і просторі, називається **металогенією**. Значний вклад у її розвиток внесли такі вчені, як *Ю.О.Білібін, С.С.Смирнов, В.І. Смирнов, І.Г.Магак'ян, Я.М.Белєвцев, М.П.Семененко, Є.Ф.Шнюков* та ін. Працями цих учених встановлено, що кожен із тектонічних циклів тривалої геологічної історії Землі (каледонський, герцинський тощо) характеризувався своїми умовами рудоутворення. Відповідно виділяють цілий ряд **металогенічних** епох, під час яких переважало формування тих чи інших генетичних груп родовищ. *В.І.Смірнов* виділяє 9 металогенічних епох: 1) архейську, 2) ранньо-, 3) середньо-, 4) пізньопротерозойські, 5) рифейську,

6) каледонську, 7) герцинську, 8) кімерійську і 9) альпійську.

Водночас протягом металогенічних епох рудоутворення охоплювало різні структурні елементи земної кори – геосинклінальні області, платформи. Такі дуже великі рудоносні площі називають **металогенічними провінціями**, особливістю їх є спільність геологічної будови і розвитку, а також певна специфіка мінералізації (наприклад, альпійська металогенічна провінція Кавказу з мінералізацією міді, олова, молібдену, вольфраму і ін.).

Ю.О.Білібін ввів у геологію поняття **металогенічний пояс**, під яким він розумів рудоносні площі планетарного масштабу, що співпадають із великими геотектонічними поясами Землі, простягаються на десятки тисяч кілометрів і охоплюють зв'язані між собою металогенічні провінції. Формування таких поясів відбувалося на протязі декількох металогенічних епох. Виділяють, зокрема, Тихоокеанський та Середземноморський металогенічні пояси.

У складі Тихоокеанського поясу *С.С.Смирнов* виділив 2 зони – внутрішню, розміщену безпосередньо зі сторони океану і зовнішню, яка прилягає до платформи. Зони характеризуються специфікою розвитку та металогенії. Пізніше такі ж зони були виділені *Ю.О.Білібіним* і для Середземноморського поясу.

Провідними хімічними елементами внутрішніх зон є: Cu, Fe (колчедани), Mo, Cr, характерні також Pt, Fe (магнетит), Ti, Au, As, Hg, Ba, Al, S, P (апатит). У зовнішніх зонах одних поясів (Тихоокеанський) переважають Sn, W, Au, Be і характерні також Pb, Zn, Mo, As, Sb; в інших (Середземноморський) провідними є такі елементи як Zn, Pb, Ag, Ba, Cu, характерні – Sn, Fe (гематит, сидерит), Co, As, Sb, Hg, Sr.

Однотипне зруденіння у межах металогенічних провінцій можна називати **рудними поясами** (басейнами), а окремі ділянки рудних поясів, де

концентруються основні поклади руд – *рудними районами*.

Неметалічні корисні копалини

В групу **неметалічних корисних** копалин об'єднують всю мінеральну сировину, яка використовується без одержання з неї металів у чистому вигляді і не є енергетичною (горючою). Класифікація неметалів за використанням у промисловості приведена раніше. Для них характерні ті ж закономірності формування і розміщення, що і для металічних родовищ – у певні геологічні епохи утворювалися ті чи інші групи неметалів, розміщення їх тісно пов'язане з еволюцією окремих структурних елементів земної кори.

Україна багата нерудною сировиною. Тут відомі великі поклади графіту, каоліну, кварцитів, калійних солей, мармурів, лабрадоритів, гранітів, сірки, бентонітових глин, будівельних матеріалів тощо.

13.3. Горючі корисні копалини

Вугілля. У практиці вугільної геології найчастіше використовується термін *вугленосний басейн*, тобто обширна територія суцільного, часто неперервного розвитку вугленосних відкладів з підпорядкованими їм платформами вугілля, утворена внаслідок єдиного геолого-історичного процесу.

Існує також термін *родовище вугілля*, під яким розуміють якусь частину басейну (наприклад, Забузьке родовище Львівсько-Волинського басейну) або взагалі окрему невелику за площею і запасами ділянку земної поверхні, наприклад, Кременецьке родовище бурого вугілля. Площі вугленосних басейнів складають десятки і сотні тисяч квадратних кілометрів. Інколи виділяють також *вугленосні провінції* (М.М.Пригорювський, 1939) чи *провінції вугленакопичення*, тобто обширні ділянки земної поверхні, де в одні і ті ж геологічні епохи спостерігались приблизно аналогічні сприятливі для вугленагромадження умови.

Відомий геолог-вугільник П.І.Степанов встановив (1937), що в історії Землі існувало три максимуми і три мінімуми нагромадження вугілля. Максимальна кількість світових запасів вугілля утворилась у верхньому карбоні і пермі (39,1%), в юрі (4%) і палеогені та неогені (54,4%).

Слід сказати, що сучасні дослідники приводять дещо інші цифри щодо розподілу вугільних запасів у стратиграфічному розрізі. Так, М.В.Голіцин (1990) подає таке співвідношення ресурсів вугілля за віком: кайнозой (27%), мезозой (32%), палеозой (41%). Мінімуми вугленагромадження збігаються з раннім карбоном, тріасом і крейдою. Максимуми вугленагромадження пов'язуються з епохами складчастості та орогенезу, мінімуми – з періодами широких морських трансгресій і послаблення складчастості.

П.І.Степанов розробив основи вчення про *пояси вуглеутворення*, під якими він розумів зони земної кори, в яких у той чи інший геологічний період інтенсивно нагромаджувались вугленосні відклади. На земній поверхні він виділяє три площі (пояси) з переважаючим вугленагромадженням:

1. Площа (чи пояс) з переважанням *карбонового* вугленагромадження охоплює східну частину Північної Америки, Європу, північну частину Африки і західну частину Азії (Аппалацький, Пенсільванський, Південно-Уельський,

Рурський, Сілезький, Львівсько-Люблінський, Підмосковний, Донецький, Кизеловський, Карагандинський та інші басейни).

2. Площа з переважанням **пермського** і **юрського** вугленагромадження охоплює східну частину Азії, Австралію, південні і полярні райони, південно-східні частини Африки і Південної Америки (Печорський, Таймирський, Тунгуський, Ленський, Кансько-Ачинський, Іркутський, Кузнецький, Мінусинський, Алданський, Буреїнський та інші басейни).

Загальне простягання пермського поясу вуглеутворення наближається до меридіонального, на відміну від широтного напрямку карбонового поясу.

3. Площа (пояс) із переважанням **верхньокрейдового** і **палеогено-генового** вуглеутворення охоплює східні узбережжя Азії і Австралії, архіпелаги Океанії і західні узбережжя Північної та Південної Америки.

Як неважко помітити, вік вугленосних басейнів омолоджується в напрямку із заходу на схід.

В поясах вугленагромадження виділяють **вузли вуглеутворення** – ділянки на яких даний процес протікав найбільш інтенсивно. Так, наприклад, вузлом пермського вуглеутворення є Кузнецький басейн, юрського – Ленський, палеоген-неогенового – о.Сахалін і т.д.

За умовами формування Г.А.Іванов (1934) класифікував вугленосні басейни на: 1) геосинклінальні, 2) платформені і 3) перехідні. Вуглеутворення в цих структурних областях має свої характерні особливості.

Так для вугленосних басейнів, сформованих у прогинах геосинклінальних областей, типовими є значні потужності вугленосних товщ, велика кількість вугільних пластів незначної та середньої потужності, величезні запаси вугілля (сотні мільярдів тонн). Вугілля таких басейнів (Кузнецького, Донецького, Печорського, карагандинського та ін.) належить до паралічного, рідше лімнічного типів.

При платформеному вуглеутворенні формуються вугленосні товщі, як правило, незначної потужності з невеликою кількістю вугільних пластів, проте останні можуть досягати значних потужностей (в десятки метрів). Вугілля у більшості випадків слабометаморфізоване – буре. Приклади басейнів такого типу: Підмосковний, Тунгуський, Іркутський та ін.

Для вугленосних басейнів перехідних областей характерні середні показники між геосинклінальними і платформеними басейнами.

Палеозойські вугільні басейни відносяться в основному до крайових і внутрішніх прогинів геосинклінальних областей. Басейни мезозойського віку формувалися переважно в міжгірних тектонічних западинах, кайнозойські – в основному в платформених умовах.

Загальною закономірністю вугленагромадження в часі є зміщення його поясів від геосинкліналей (палеозой) до платформ (неоген), від морських умов до внутрішньоконтинентальних.

Нафта і газ. В основу нафтогеологічного районування територій покладено уявлення про нафтогазоносні провінції, або нафтогазоносні басейни (Г.Є.Рябухін), причому частіше використовується перше поняття.

Під **нафтогазоносною провінцією** розуміють значну за розмірами відокремлену територію, що пов'язана з якою-небудь великою тектонічною структурою (синеклізою, антеклізою, крайовим прогином, авлакогеном тощо), яка має одновікові нафтогазоносні товщі.

За тектонічними ознаками всі нафтогазоносні провінції поділяють на **платформені, складчасті та перехідні**.

За віком формування нафтогазоносних горизонтів виділяють провінції **кайнозойського** нафтогазонагромадження (Закавказька, Далекосхідна, Каліфорнійська та ін.), **мезозойського** (Західно-Сибірська, Передкавказька, Аравійська та ін.), **палеозойського** (Волго-Уральська, провінції Північно-Африканської платформи та ін.), **венд-кембрійського** (Східно-Сибірська, Балтійська).

Відомі також морські нафтогазоносні провінції (наприклад, Північноморська).

У межах окремих нафтогазоносних провінцій виділяють **нафтогазоносні області** – території, що пов'язані з одним великим структурним елементом (склепіння, западина тощо), а також **райони, зони, родовища**.

На території України розміщені 3 нафтогазоносні провінції: 1) Карпатська, 2) Дніпровсько-Донецька і 3) Кримсько-Причорноморська.

13.4. Раціональне використання мінеральних ресурсів та охорона надр

Щорічно із надр Землі добувають понад 100 млрд. т різноманітних руд, горючих копалин, будівельних матеріалів та інших видів мінеральної сировини. Попутно в процесі видобутку корисних копалин, переробляють і так звані пусті породи, які залишаються на місці розробок. За прогнозами вчених на початку ХХІ ст. потреба в різних видах сировини досягне 500-600 млрд. т в рік.

Господарська діяльність людини дістала глобальний характер і стала співмірною із геологічними процесами, які приймають участь в формуванні ландшафтів Землі. Тривале споживацьке відношення до природи призвело до різкого скорочення запасів багатьох видів мінеральної сировини, посилюється негативний вплив техногенних процесів на навколишнє середовище. У зв'язку із порушеннями природного довкілля в процесах розвідки та експлуатації родовищ корисних копалин особливої актуальності набувають питання охорони надр і раціонального використання природних багатств.

Основні вимоги до здійснення охорони надр передбачають:

1. Забезпечення повного і комплексного геологічного вивчення надр.
2. Найповніше вилучення з надр і раціональне використання запасів як основних, так і супутніх корисних копалин, а також компонентів, що містяться в них і мають промислове значення.
3. Недопускання самовільного користування надрами.
4. Недопускання шкідливого впливу робіт, які виконуються при використанні надр, на збереженість запасів тих чи інших корисних копалин або на погіршення їх якості.
5. Охорону родовищ від затоплювання, обводнювання, забруднення та

забудови площ залягання корисних копалин.

6. Охорону заповідників, пам'яток природи і культури від шкідливого впливу робіт, пов'язаних із користуванням надрами.

Поряд із поняттям "**моніторинг**", широко вживаним у географії, користуються також терміном "**літомоніторинг**", під яким розуміють контроль, оцінку стану і прогноз зміни геологічних, гідрогеологічних та інженерно-геологічних умов під впливом техногенних факторів. Своєчасне фіксування навіть незначних змін на поверхні Землі і в її надрах дозволить прогнозувати перебіг подій і при необхідності не допускати негативних наслідків господарської діяльності.

Літомоніторинг передбачає створення спостережувальних пунктів та експериментальних полігонів за вивченням поверхневих геологічних процесів і режиму ґрунтових вод. Такими спостережувальними пунктами повинні стати природні заповідники із збереженими еталонами непорушеної літосфери, експериментальні ж полігони будуть служити базою для відпрацювання охоронних заходів. Подібний полігон уже діє в Криму.

Геологи, проектувальники й будівельники повинні оцінювати кожне родовище як комплекс корисних копалин. Дійсно, поряд із основною сировиною (вугіллям, залізними, мідними рудами тощо) всі складові речовини як у рудному тілі, так і в розкривних та вмісних породах, можуть бути корисними для народного господарства. Адже супутні компоненти (будівельні, хімічні та ін.) за вартістю часто рівноцінні основній корисній копалині. В той же час розкривні та вмісні породи часто вважаються відходами гірничодобувних підприємств і їх, як правило, складають у відвали.

Площі під **відвалами** бувають значно більшими, ніж площі власне кар'єрних розробок. За деякими оцінками, при видобуванні корисних копалин щорічно на поверхню Землі виймається 150 млрд. т так званих "**пустих**" порід. На початку XXI ст. загальна кількість піднятих на поверхню порід зростає у 4-6 разів. Із цієї величезної маси реалізується у вигляді продукції (тобто іде у виробництво) не більше 5%. Це демонструє потенційні можливості добувної промисловості при комплексній експлуатації родовищ.

За рахунок комплексної розробки покладів в Україні виготовляють вапнякові добрива, формувальні матеріали для лиття, шляховий і будівельний щебінь, цеглу тощо. При комплексній оцінці деякі родовища, які раніше вважалися непромисловими, переводяться в економічно рентабельні, оскільки містять певні дефіцитні для України супутні компоненти – апатити, фосфорити, боксити.

Однак, повністю використовувати відвали як сировинні ресурси при нинішньому рівні розвитку науки і виробництва неможливо, тому площі під відвалами, як і всі землі порушені гірничими роботами, повинні рекультивуватися.

Рекультивация – це повернення земельних ділянок у той стан, коли їх можна використовувати у сільському господарстві або для лісових насаджень, для будівництва чи для створення зон відпочинку. Іноді – це створення штучних

ландшафтів, які гармонійно доповнюють природні. Розрізняють *гірничотехнічну* і *біологічну* рекультивації.

Гірничотехнічна рекультивація – це гасіння териконів, формування плоских відвалів, виположування схилів, згладжування терас, засипання знижень. Вирівняні ділянки покривають шаром глинистих порід чи лесом, супіском і власне ґрунтом. Гумусовий горизонт ще до початку гірничих робіт зрізують і зберігають у спеціальних відвалах.

Біологічна рекультивація охоплює заходи, щодо поновлення ґрунту або створення на породних відвалах умов, що забезпечують їх родючість. Для цього підбирають найбільш витривалі види рослин і створюють стійкі біоценози.

Однією із основних вимог до розробки родовищ корисних копалин є **застосування** найбільш раціональних і ефективних методів вилучення сировини з надр. Справа в тім, що через не досить досконалі методи добування частина розвіданих запасів корисних копалин залишається в забоях і кар'єрах. Серед них – кам'яне і буре вугілля, залізні руди, калійні солі та інші види сировини. Боротьба за зменшення цих втрат є важливою ланкою охорони надр. Цьому сприяють такі заходи як удосконалення організації робіт, впровадження нових технологій видобутку.

Скажімо, при розробці нафтових родовищ значна кількість нафти залишається в надрах. Застосування нових фізико-хімічних і теплових методів підтримування пластового тиску в процесі експлуатації нафтових родовищ дало змогу збільшити видобуток нафти на 10-25%. Проводиться також вторинне добування нафти на старих відпрацьованих родовищах за допомогою обводнення, нагнітання газу, пари, теплових методів впливу на пласт (вогневе витіснення нафти) тощо.

Більшість видів мінеральної сировини багатокomпонентні. Це, зокрема, руди чорних і кольорових металів, нафта, газ, вугілля, горючі сланці, солі тощо. іноді буває так, що загальна цінність супутніх елементів перевищує вартість основної сировини. Повнота вилучення супутніх компонентів визначає ступінь комплексності використання даної сировини.

Прикладом комплексного використання сировини є утилізація супутнього нафтового газу. Відомо, що з кожною тонною нафти добувають до 150, а іноді і до 200 м³ нафтового газу – цінної енергохімічної сировини. Донедавна утилізація супутнього газу не перевищувала 65%, значна кількість його спалювалась у факелах. Нині на окремих нафтопромислах України утилізацію газу доведено до 92-93%.

Унікальні за складом і кількістю солей розсоли Сивашської затоки. Комплексна переробка ропи Сиваша дає можливість добувати окис магнію та його солі, бром, кухонну сіль тощо.

Ще один приклад можливості комплексного використання – менілітові (бітумінозні) сланці Карпат. Запаси їх практично необмежені. Окрім безпосереднього використання як низькосортної енергетичної сировини, можлива також переробка їх для одержання різноманітних будівельних матеріалів (керамзиту, щебеню, кам'яного литва, асфальтобетону, сланцевої

смоли тощо).

Із сірчаних руд Прикарпаття попутно можна вилучати целестин – сировину для стронцію.

Довгополуменеві відміни донецького вугілля можуть бути джерелом германію, германієносні також окремі вугільні пласти південної частини Львівсько-Волинського басейну. Крім цього, у Львівсько-Волинському басейні цінною енергетичною і хімічною сировиною є сапропеліти, які залягають разом з гумусовим вугіллям і при видобутку останнього залишаються у надрах.

І, нарешті, ще одним дуже важливим аспектом охорони надр є виявлення, реєстрація та охорона геологічно цінних об'єктів, еталонів літосфери. Детально це питання розглянуте у главі.

Нагляд за основними вимогами щодо охорони надр, комплексної розробки родовищ, охороною навколишнього середовища при експлуатації родовищ корисних копалин здійснює Держгіртехнагляд України, Міністерство екології та природних ресурсів, місцеві Ради та органи виконавчої влади у межах своєї компетенції.

13.5. Методи пошуків та розвідки родовищ корисних копалин

Стадії геологорозвідувальних робіт на тверді корисні копалини:

Перед розробкою родовищ корисних копалин, їх необхідно виявити, оцінити і підрахувати запаси мінеральної сировини в них. Цей процес передбачає комплекс різноманітних пошукових і геологорозвідувальних робіт від регіональних геологозйомочних і геофізичних у масштабах 1:1000 000 – 1:500 000, які охоплюють великі площі металогенічних провінцій (зон), до пошуково-оцінювальних, які виконуються на локальних площах конкретних рудопроявів або родовищ.

Загалом, геологорозвідувальні роботи на тверді корисні копалини поділяють на 4 стадії:

1. – регіональні геологозйомочні і геофізичні роботи;
2. – загальні пошуки;
3. – детальні пошуки;
4. – пошуково-оцінювальні й розвідувальні роботи.

Кожна з названих стадій має: предмет досліджень, методи, задання і кінцеву мету. Загальний напрям пошуків родовищ теоретично обґрунтовує наука: вона вказує, в яких районах серед яких гірських порід і за якими ознаками слід шукати скупчення корисних копалин.

Під час пошуків родовищ у конкретному районі важливе значення має *геологічна карта*, яка містить інформацію про гірські породи, їх вік у тому чи іншому місці, умови їхнього залягання та ін. Карти складаються за даними обстежень *відслонень* (рос. «обнаженный») – виходів на денну поверхню корінних порід у ярах, ущелинах, на крутих гірських схилах, і так званих *опорних свердловин*, за допомогою яких отримують зразки гірських порід з глибини в десятки, сотні й тисячі метрів.

Крім основних геологічних карт. Складають *спеціальні прогнозні карти*. На

них наносять всі, навіть найменші, знахідки корисних копалин, а також різні опосередковані дані, які можуть вказати на місця скупчення руд. Аналізуючи прогнозні карти отримують інформацію про перспективні, для пошуків руд, райони, в яких потім проводять детальні пошукові роботи.

Шукаючи корисні копалини, звертають увагу: на форми рельєфу, характер рослинності, зміну кольору ґрунту та ін. Геологу, що працює в польових умовах необхідно добре володіти знаннями з пошукових ознак того чи іншого виду корисних копалин, нагромадженими багатьма поколіннями розвідників надр або визначеними наукою, оскільки це часто допомагає в його практичній діяльності. Наприклад, за парагенетичними асоціаціями та за одним мінералом можна знайти інші.

Слід також пам'ятати, що досить часто на рудних родовищах змінюється забарвлення гірських порід під дією гарячих мінералізованих розчинів, які циркулюють по тріщинах у земній корі, а деякі рудні тіла змінюють своє забарвлення внаслідок вивітрювання.

На особливу увагу заслуговують давні гірничі виробки. На місця залягання корисних копалин часто вказують давні назви населених пунктів (наприклад, Рудня, Гута та ін.).

Спеціальні пошукові методи:

Суть *геологічних методів* полягає в тому, що пошуки руд здійснюють через уважне обстеження уламків гірських порід, які нагромаджуються в руслах і на берегах річок та схилах гір, оскільки, руйнуючись разом із гірськими породами, шматочки руди розсипаються на схилах, зносяться в ріки і переміщуються по дну на великі відстані.

Пошуки руд за уламками в руслах річок називають *уламково-річковим методом*. Його застосовують тоді, коли в руслі річки і на схилах гір трапляються уламки у вигляді досить великих шматків. Якщо ж уламки рудних мінералів дуже дрібні, розсіяні в піску, то використовують так званий *шліховий метод*. Його суть полягає в тому, що у спеціальний лоток, схожий на корито, набирають із річища пухкий осадок і промивають його водою. Під час промивання легкі мінерали виносяться водою, а важкі рудні (*золото, платина, олово, титан, вольфрам, іноді алмази*) залишаються на дні.

Згадані методи використовують лише для пошуків хімічно стійких і твердих мінералів. Мінерали м'які або легко розчинні, потрапляючи в бурхливу гірську річку, розчиняються або розтираються в порошок. У цьому разі використовують *геохімічні і біохімічні* методи пошуків. Зокрема, здійснюють хімічний аналіз підземних вод, аби виявити в них ті чи інші метали. Висока концентрація їх у розчині може вказувати на те, що десь поблизу в породах є скупчення цих металів. З такою самою метою здійснюють хімічний аналіз зразків гірських порід.

Крім хімічного аналізу, для визначення хімічного складу зразків широко використовують метод *спектрального аналізу*. Для цього зразок породи розтирають у порошок та спалюють у полум'ї вольтової дуги спеціального приладу – спектрографа. За лініями спектра визначають, які хімічні елементи містить досліджувана порода та в якій кількості. Цей метод хоч і менш точний, але

дає змогу швидше отримати результати.

Від покладів вугілля, нафти і природних газів, що глибоко залягають, по тріщинах до поверхні Землі часто піднімаються вуглеводневі газові сполуки, які нагромаджуються у ґрунті. Інколи гази скупчуються і над родовищами деяких металів (наприклад, над *ртутними* родовищами концентруються ртутні гази, а над *урановими* – газ радон). Їх виявляють за допомогою спеціальних приладів і наносять на карту місця виявлення підвищеного вмісту того чи іншого газу.

Вбираючи воду з ґрунту разом із розчиненими в ній мінеральними речовинами, рослини концентрують у собі різні хімічні елементи. Зібравши за певною схемою проби листя, кори дерев чи трав'яних рослин, спаливши їх і здійснивши хімічний або спектральний аналіз золи, можна виявити ділянки з підвищеним вмістом того чи іншого металу.

Крім того, окремі рослини розвиваються на ґрунтах з підвищеним вмістом певних хімічних елементів. І навпаки, певні види рослин над родовищами не ростуть, хоча в даному районі вони поширені. Рослини, за якими можна судити про підвищений вміст будь-яких речовин, називають *індикаторами*. Відомі індикатори міді, цинку, свинцю та ні.

Геофізичні методи пошуків ґрунтуються на вивченні фізичних властивостей гірських порід. Найважливішими з цих методів є: магнітометричний, гравіметричний, електрометричний, сейсмометричний і радіометричний.

Магнітометричний метод пошуків ґрунтується на вивченні магнітних властивостей порід за допомогою приладів аеромагнітометрів. Цей метод застосовують для пошуку тих порід, які мають сильні магнітні властивості (наприклад, залізних руд).

Гравіметричний метод базується на вимірюванні зміни прискорення сили тяжіння в різних точках Землі. Сила тяжіння діє на Землі всюди, але значення її неоднакове. Чим важчий предмет, тим сильніше він до себе притягує. Руди металів переважно важчі, ніж звичайні гірські породи, що їх оточують. Відповідно вони притягують до себе сильніше, ніж ці породи. Отже, за зміною сили протягування можна шукати родовища металів. Для цього створено спеціальний прилад, який визначає силу ваги, – *гравітаційний варіометр*.

Електрометричний метод пошуків заснований на вимірюванні електропровідності гірських порід. Руди багатьох металів кращі електропровідники, ніж оточуючі їх гірські породи (граніти, мармури, глини, піски), тому можна припустити, що на ділянках, де сила струму фіксується більшою, залягає руда. Отже, в цих місцях можна вести пошуки руди за допомогою надійніших методів.

Сейсмометричний метод пошуків заснований на різній швидкості проходження сейсмічних хвиль у породах різної щільності. Для цього використовують штучні землетруси, спричинені вибухами в заданих точках. Від місця вибуху сейсмічні хвилі поширюються гірськими породами вглиб до тих пір, поки не зустрінуть щільні породи іншого складу. В цьому випадку частина хвиль, заломившись, прямує далі вглиб, а частина відбивається від межі цих порід і надходить до поверхні Землі, де і фіксується чутливими приладами –

сейсмографами. Визначивши час проходження цих хвиль, можна обчислити, на якій глибині і від порід якої щільності вони відбилися. За допомогою сейсмічного методу відкрито цілу низку родовищ афти і деякі родовища інших корисних копалин.

Радіометричний метод застосовують для пошуків радіоактивних руд, які випромінюють дуже активні гама-промені. Їх виявляють спеціальні прилади – *радіометри*, що реєструють удари цих частинок і подають про них сигнали.

Протягом останніх десятиліть для прогнозу і пошуків корисних копалин широко застосовують матеріали **дистанційного зондування**. Космічні засоби допомагають ефективніше прогнозувати і відшуковувати нові родовища нафти, газу, підземних вод та руд різних металів. Найбільший ефект дає застосування **космічних** методів у комплексі з іншими способами індикації територій, сприятливих відносно до тих чи інших корисних копалин. Насамперед йдеться про **комплексний** наліз та пошук перспективних геологічних структур і формацій.

Пошуково-розвідувальні роботи:

На ділянках, де виявлено ознаки корисних копалин, здійснюють пошуково-розвідувальні роботи. Якщо вони підтвердили наявність значних скупчень цих копалин, то розпочинають наступний етап робіт – **розвідку**.

Розвідка необхідна для того, щоб визначити форму і розміри тіл, вміст у них корисних копалин, розподіл рудних мінералів, підрахувати середній вміст корисних компонентів і загальні запаси, тобто загальну масу (в тоннах або кілограмах) кожного металу в родовищі.

Розвідувальні роботи починають зі складання детальної геологічної карти родовища. Потім здійснюють гірничі роботи і буріння свердловин.

Якщо рудні тіла розташовані близько до поверхні і покриті тонким шаром наносних порід і ґрунту, то копають на певній відстані одна від одної **канави** глибиною 1-3 м, а іноді й більше; якщо товщина наносів становить 5-10 м і більше (до 30-40 м), то копають вертикальні виробки прямокутної форми – шурфи.

Розвідка глибших горизонтів рудних тіл здійснюється за допомогою великих вертикальних виробок – **шахт**. Якщо рудне тіло розташоване на крутому схилі, то його розвідують за допомогою горизонтальної гірничої виробки, яка має вихід на поверхню, – **штольні**.

Для розвідки найглибших частин родовищ використовують переважно **буріння свердловин** спеціальною (колонковою) трубою з коронкою, зміцненою на кінці алмазами або твердим сплавами. Обертаючись, труба поступово заглиблюється в породи, а всередині труби залишається круглий стовпчик породи – **керна**. За ним визначають, які породи є на тій чи іншій глибині, вміст у них корисних компонентів тощо. На рудних родовищах свердловини бурять до глибини 1000 м і більше. В разі розвідки нафтових і газових родовищ вони досягають 3-4 км і більше.

На підставі проведених досліджень обчислюють запаси мінеральної сировини в родовищі і вирішують питання про можливість і способи його розробки.

14. ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ, ОСОБЛИВОСТІ ГЕОТЕКТОНІЧНОЇ БУДОВИ ТА КОРИСНІ КОПАЛИНИ УКРАЇНИ.

14.1. Великі геотектонічні регіони України

В основу виділення великих геологічних регіонів України (*тектонічного районування*) покладено принцип районування за часом прояву головної чи завершальної складчастості, після якої регіон припиняє свій геосинклінальний розвиток. За таким принципом в межах України виділяються: давня **Східно-Європейська** платформа із докембрійською складчастою основою, молода **Західно-Європейська** платформа із байкальським та каледонським фундаментом, молода **Скіфська** платформа з герцинським фундаментом, а також складчасті споруди, що облямовують платформи - **Карпати, гірський Крим, Донбас, Чорноморська** глибоководна западина (Рис. 65).

В основу виділення великих геологічних регіонів України (*тектонічного районування*) покладено принцип районування за часом прояву головної чи завершальної складчастості, після якої регіон припиняє свій геосинклінальний розвиток. За таким принципом в межах України виділяються: давня **Східно-Європейська** платформа із докембрійською складчастою основою, молода **Західно-Європейська** платформа із байкальським та каледонським фундаментом, молода **Скіфська** платформа з герцинським фундаментом, а також складчасті споруди, що облямовують платформи - **Карпати, гірський Крим, Донбас, Чорноморська** глибоководна западина.



Рис. 65. Тектонічна будова України

Східно-Європейська платформа. Значна частина України розташовується у

межах південно-західного сектора дорифейської Східно-Європейської платформи. На півдні України Східно-Європейська платформа межує із розташованою в північній частині Середземноморського складчастого поясу молодого Скіфською платформою, яка займає рівнинний Крим. Межа проходить від гирла Дунаю через північно-західну частину Чорного моря, Перекопський перешийок і північну частину Азовського моря. На заході України С.С.Круглов та ін. (1988) проводять межу платформи вздовж північно-східного борту Передкарпатського крайового прогину та по межі із молодого Західно-Європейською платформою.

Фундамент Східно-Європейської платформи складений в різній мірі метаморфізованими осадовими, осадово-вулканогенними та інтрузивними породами архею - нижнього протерозою. Відслонюються вони в межах Українського щита, а на територіях, що відносяться до Руської і Волино-Азовської плит, занурюються під осадовий чохол на глибини від декількох сотень метрів до 5-10, а місцями 20-22 км.

Осадовий чохол платформи включає неметаморфізовані і слабо дислоковані відклади пізньопротерозойського, палеозойського, мезозойського і кайнозойського віку. Дорифейський складчасто-метаморфічний фундамент і осадовий чохол Східно-Європейської платформи утворюють два структурних поверхи, розділені між собою регіональною незгідністю і тривалою перервою в осадконагромадженні.

Український щит. Протягується з північного заходу на південний схід від Рівненської області до Азовського моря на більш ніж 1000 км. Найбільша ширина між Дніпром і Дністром складає 250 км, а загальна площа перевищує 250 тис. км². Щит обмежений на півночі і північному сході Прип'ятським прогином та Дніпровсько-Донецькою западиною, на південному сході - Донецькою складчастою спорудою, на півдні і заході - Волино-Азовською плитою. Суміжні із щитом блоки фундаменту опущені по серії складчастих скидів на значні глибини і перекриті осадовими та вулканогенними утвореннями фанерозою. Слід сказати, що глибина ерозійного зрізу на щиті різна - в одних місцях на поверхні відслонюються найдавніші породи, в інших спостерігається сформована в мезо-кайнозойський час потужна кора вивітрювання древніх осадків та осадовий чохол (піски, глини, вапняки) палеогену і неогену (рідко - юри та крейди), а також алювіальні та делювіальні відклади антропогену.

В даний час структуру Українського щита уявляють двоярусною, складчасто-блоковою (В.А.Рябенко, 1986). Виділяють **шість великих мегаблоків** (Волинський, Подільський, Білоцерківський, Кіровоградський, Придніпровський і Приазовський), розділених складно побудованими міжблоковими зонами. Нижній ярус складений найдавнішими архейськими породами, вік яких перевищує 2,6 млрд.років, верхній - нижньопротерозойськими (2,6-1,9 млрд.років).

Архейські породи складають майже весь Придніпровський блок і значну частину Подільського та Приазовського блоків. У межах Придніпровського блоку вони представлені амфіболітами, сланцями, гнейсами, гранітами, перидотитами і іншими утвореннями. Тут встановлені одні із найдревніших порід планети, вік яких досягає 3,7 млрд. років. Подільський блок складений кристалічними сланцями і гнейсами різного складу, а також чарнокітами, діоритами та гранодіоритами. У

Придніпров'ї породи зібрані у своєрідні куполи, вали та міжкупольні синкліналі. Розміри куполів міняються від 20 до 40 км у поперечнику. На Поділлі переважають брахіантиклінальні підняття та вузькі стиснуті синкліналі.

Кіровоградський, Білоцерківський та Волинський блоки складені нижньопротерозойськими метаморфізованими породами, які зібрані у складки північно-західного чи субширотного простягання. У ядрах антикліналей часто розміщуються масиви гранітів та мігматитів, в осьових частинах синкліналей - гнейси і кристалічні сланці. В межах Волинського блоку відомий *Коростенський*, а в Кіровоградському - *Корсунь-Новомиргородський* плутони, складені гранітоїдами з віком від 1,7 до 1,2 млрд. років.

Геосинклінальний режим території охоплював архей та ранній протерозой, починаючи із верхнього протерозою щит знаходився у платформеному режимі.

З нижньопротерозойськими метаморфічними породами щита пов'язані значні поклади залізних руд - Криворізький залізнорудний басейн та Кременчуцький залізнорудний район, з кайнозойськими відкладами осадового чохла - родовища бурого вугілля та марганцю - Дніпровський басейн та Нікопольський басейн.

Дніпровсько-Донецька западина. Займає українську частину Руської плити і розміщена на Лівобережній Україні. Розміри приблизно 250×500 км. На півночі обмежена Воронежською антеклизною, на півдні Українським щитом, на південному сході складчастими спорудами Донбасу і на північному заході - Прип'ятським прогином. Западина являє собою двоповерхову структуру. Нижній структурний поверх - пізньодевонський рифт, верхній - накладена на нього синекліза. Дніпровсько-Донецький рифт по поверхні докембрійського фундаменту має ширину від 65 км західніше м. Чернігова до 140 км по меридіану м.Полтава. В межах рифту виділяють Прип'ятську западину (на території Білорусі) та Дніпровську западину (на території України), між ними - Брагінсько-Чернігівська сідловина. Остання складена із двох поперечних піднять, розділених досить глибокою Деснянською западиною. Брагінсько-Чернігівська сідловина може розглядатись як горст, який східчасто зчленовується із сусідніми грабенами (Прип'ятським і Дніпровським). Дніпровська западина загальною протяжністю до 400 км має глибину від 5-10 км у західній частині, до 15-17 км у східній.

Дніпровсько-Донецьку западину виповнюють декілька структурно-стратиграфічних комплексів порід, розділених структурними незгідностями. Девонський та кам'яновугільно-нижньопермський комплекси (пісковики, аргіліти, вапняки, доломіти, кам'яна сіль, мергелі, ефузивні породи) загальною потужністю від 5 км на заході до 10 км на сході виповнюють рифтову зону, середньокам'яновугільні та частково нижньокам'яновугільні породи (пісковики, аргіліти, вапняки, доломіти) вкривають бортові зони. Верхньо-пермсько-мезозойський та кайнозойський комплекси загальною потужністю 1-3 км (піски, глини, крейда, мергелі) залягають повсюдно, перекриваючи осадові породи рифту і кристалічний фундамент на бортах западини і формуючи плоску та широку (300-400 км) депресію, накладену на рифт - Українську синеклізу.

Із відкладами Дніпровсько-Донецької западини генетично пов'язані значні

поклади кам'яного вугілля, солі, нафти і газу (Дніпровсько-Донецька нафтогазоносна область), будівельних матеріалів.

Волино-Азовська плита - єдина структура, розташована на південно-західній околиці Східно-Європейській платформи. На півдні вона межує із Скіфською плитою, на південному заході - із фрагментом Західно-Європейської платформи, на півночі Ратненським горстом відділяється від Брестської западини, на сході контактує із Українським щитом. У зв'язку із певними відмінностями у геологічній будові південно-західної окраїни платформи (відомої також як Волино-Подільська плита) та південної окраїни (відомої як Причорноморська западина) розглянемо їх окремо.

Волино-Подільська плита деякими авторами поділяється на геоструктурні райони: 1) західний схил Українського щита, 2) Львівський прогин та 3) Поліський чи Ковельсько-Ратненський виступ фундаменту. Плита має двоярусну (двоповерхову) будову. Нижній структурний поверх - фундамент, складений метаморфічними та магматичними породами архей - середньопротерозойського віку. Верхній структурний поверх - осадовий чохол, тобто породи верхньопротерозойсько-фанерозойського віку.

Поверхня фундаменту плити полого занурюється по системі східчастих скидів меридіонального та субмеридіонального простягання на захід та південний захід від Українського щита, поступово перекриваючись все більш молодими комплексами осадових відкладів. Глибина залягання фундаменту міняється від десятків та сотень метрів на північному сході до 5000-6000 м на південному заході. Структура фундаменту є блоковою.

Осадовий чохол плити формувався дуже тривалий час і тому представлений потужною товщею осадків. Нижню частину його складають теригенні відклади рифею (поліська серія) потужністю 600-900 м, осадово-ефузивний комплекс венду (волинська та валдайська серія) потужністю 300-600 м та переважно карбонатні породи нижнього палеозою (кембрій, ордовик, силур) потужністю 500-2000 м. Девонські та кам'яновугільні осадки (пісковики, аргіліти, алевроліти, вапняки, кам'яне вугілля) загальною потужністю до 3000 м, а також теригенно-карбонатні відклади нижньої юри (до 300 м) виповнюють в основному Львівський палеозойський прогин. Карбонатні породи крейдової системи (вапняки, мергелі, крейда) потужністю у декілька сотень метрів майже суцільним чохлам перекривають відклади рифею - нижньої юри. Палеогенові відклади не відіграють суттєвої ролі в осадовому чохлі плити - вони відомі лише на крайній півночі та північному сході території. Неогенова система представлена вапняками, пісками, пісковиками, гіпсами потужністю 25-120 м і має значне розповсюдження. Неогеновий вік мають зокрема такі унікальні утвори природи Поділля, як **Подільські Товтри** (викопний риф, складений органогенними вапняками) та найбільші у світі гіпсові печери.

Антропогенові відклади (льодовикові, флювіогляціальні, річкові, озерно-болотні тощо) покривають територію Волино-Поділля чохлам незначної потужності (до 70 м).

З породами осадового чохла плити пов'язані переважно родовища

будівельних матеріалів, а також кам'яного вугілля, торфу. Виявлено два газових родовища і ведуться подальші пошуки на нафту і газ.

Причорноморська западина розглядається як південна окраїна Східноєвропейської платформи, хоча деякі автори поширюють її й на територію Скіфської плити. Таким чином північною межею є Український щит, на півдні вона межує із Скіфською плитою по глибинному розлому вздовж осьової зони так званої Причорноморської групи прогинів (Переддобруджинського, Каркінітсько-Північно-Кримського і Північно-Азовського). Структурно представляє собою монокліналь (Південно-Українська монокліналь), верхньопротерозойський фундамент якої і осадові утворення мезокайнозойського віку занурюються в південному напрямку. При цьому потужність осадового покриву поступово зростає і біля затоки Сиваш досягає 3000 і більше метрів.

Прогини, розташовані на межі зі Скіфською платформою уявляють, як сформовані у мезозої субширотні грабени та депресії, заповнені переважно юрськими та нижньо-крейдовими породами і поховані під молодими осадами кайнозою. З прогинами пов'язані промислові родовища природного газу, кам'яної солі, мінеральних вод і будівельних матеріалів.

Скіфська молода платформа займає територію рівнинного Криму, прилеглу до неї частину шельфу Чорного моря та більшу частину Азовського моря. Південна межа проводиться по системі розломів вздовж північного схилу Кримських гір.

Фундамент платформи на думку більшості дослідників гетерогенний, складений трьома структурно-формаційними комплексами: байкальським, герцинським і кімерійським. При цьому *герцинський* орогенез, очевидно, був основним, при якому сформувалися головні риси фундаменту платформи. Кімерійський комплекс (тріас-юрські породи) виповнює вузькі, протяжні субширотні прогини, накладені на більш давні складчасті комплекси. Платформений чохол представлений породами від нижньої крейди до антропогену. Нижня крейда досягає потужності 2500 м і складена теригенно-глинистими породами, верхня крейда - еоцен представлені типовою карбонатною формацією (3000-4500 м), відклади олігоцену, міоцену та антропогену переважно глинисті, строкатоколірно-карбонатні.

У структурі платформи виділяють Центральнокримське підняття, Азовський вал, Альминську западину.

З відкладами осадового чохла Скіфської платформи пов'язані родовища горючого газу, залізних руд, кам'яної солі, мінеральних вод, будівельних матеріалів.

Західно-Європейська платформа представлена на території України лише невеликим фрагментом, який вклинюється між Східно-Європейською платформою і альпійською структурою Карпат на крайньому північному заході. Згідно із *С.С.Кругловим та ін. (1988)* у складі молоді платформи виділяють в межах України чотири *тектонічні зони*: 1) епібайкальську Розтоцьку зону, 2) Лежайський епібайкальський масив та складчасті зони 3) Кохановську і 4) Рава-Руську. При цьому на карті показані лише північно-західна частина Рава-Руської зони та

Розтоцька зона, а інші тектонічні масиви перекриті утвореннями Передкарпатського крайового прогину та Карпат.

В межах Розтоцької зони фундамент опущений на глибину 7,0- 11 км і складений складчастим комплексом рифею. Платформений чохол складають осадово-ефузивні утвори венду (більше 500 м), теригенні породи кембрію (1200-1700 м), теригенно-карбонатні та вугленосні відклади верхнього девону і карбону (до 2500 м), юрські та крейдові теригенно-карбонатні формації (1200-1400 м). В цілому ж Розтоцьку зону розглядають як блок байкалід, що нарощує Волино-Подільську окраїну древньої платформи. Вік консолідації фундаменту Рава-Руської зони визначається як каледонський.

Донецький басейн. Донецька складчаста споруда на північному заході обмежена Дніпровсько-Донецькою западиною, на півночі - Воронезьким масивом, на південному заході - Українським щитом, на південному сході виходить за межі України. Рядом дослідників складчастий Донбас розуміється як внутрішньоплатформений грабеноподібний прогин, закладений у пізньому протерозої на добайкальській основі і деформований *герцинською* складчастістю. Існують і інші точки зору на природу Донбасу.

В будові складчастого Донбасу спостерігається чітка зональність. Центральна зона великих лінійних складок поділяє регіон на дві майже рівні частини: північну і південну зони дрібних складок. У Центральній зоні виділяють Головний антиклінал Донбасу, Головну та Південну синкліналі. Складки орієнтовані з північного-заходу на південний схід, в багатьох місцях розірвані і окремі їх частини зміщені по площині розлому. Поперечним Ровеньківським підняттям Головна синкліналь розділяється на Боково-Хрустальську та Довжансько-Садкінську мульди, а Південна - на Чистяківську та Несвітаївсько-Шахтинську улоговини. Характерною особливістю будови північної і південної зон дрібної складчастості є наявність у їх межах асиметричних поперечних складок, які на значній відстані переходять у флексури.

У геологічній будові Донбасу приймають породи від докембрію до кайнозою. Складчасті породи палеозою залягають на кристалічному докембрійському фундаменті, поверхня якого опущена на значні глибини (глибина окремих депресій досягає 20-24 км). Розріз палеозою починається з девону (пісковики, аргіліти, вапняки, гіпси, ангідрити, ефузивні породи), який залягає у центральній і південно-західній частині прогину і досягає потужності 3500 м. Відклади кам'яновугільної системи складають основну масу осадової товщі Донбасу, розріз відрізняється виключною повнотою і надзвичайно великою потужністю (15000-18000 м), у зв'язку з чим може розглядатись як еталонний для цього віку. Карбон у Донбасі представлений трьома відділами, однак основну частину складають осадки середнього і верхнього карбону - безкінечне одноманітне перешарування аргілітів, алевролітів, пісковиків з підпорядкованою кількістю пластів та пропластків кам'яного вугілля і вапняків. Нараховується до 300 прошарків вугілля. Пермські відклади поширені в основному на північному заході території, в Бахмутській котловині. Це глини, аргіліти, алевроліти, гіпси, кам'яна сіль, загальною потужністю до 3000 м. Мезозойські породи залягають по периферії Донбасу:

тріасові пісковики та глини потужністю 200-300 м, юрські глини, пісковики, алевроліти (300-400 м), крейдові осади (писальна крейда, мергелі, піски, пісковики, конгломерати загальною потужністю до 600 м). Палеогенові та неогенові породи мають обмежене поширення, а відклади антропогену утворюють майже суцільний покрив (лесовидні суглинки, піски, супіски), потужність іноді до 20-30 м.

Основні корисні копалини Донбасу: кам'яне вугілля, ртуть, крейда, вогнетривкі глини, будівельні матеріали, кам'яна сіль.

Карпати. Карпатська складчаста система, яка входить до складу Альпійської (чи Альпійсько-Гімалайської) області Середземноморського геосинклінального поясу в межах України простягається на 270 км з північного заходу на південний схід вздовж західних кордонів держави. Включає в себе *Карпатську покривно-складчасту споруду, Передкарпатський прогин та Закарпатський прогин.*

Складчаста споруда Карпат сформована на докембрійському і палеозойському фундаментах, які залягають на глибинах 9-15 км. Особливістю тектонічної будови є широкий розвиток гребенеподібних антиклінальних і широких синклінальних складок, витягнутих в північно-західному напрямку на десятки кілометрів і перекинутих та насунутих у північно-східному напрямі в сторону Передкарпатського прогину, який інколи частково перекритий насунутими покривами із складчастої зони. Покриви (чи скиби) групуються у структурно-фаціальні зони різних рангів. *О.С.Вялов* виділяє такі великі структурно-фаціальні зони з північного сходу на південний захід): *Скибова, Кросненська, Дуклянська, Чорногорська, Магурська, Свидовецька та ін.*

Всі тектонічні одиниці складчастих Карпат складені крейдово-палеогеновим флішем, давніші породи відомі лише на Закарпатті в районі м.Рахова. Тут відслонюються докембрійські та палеозойські відклади, представлені гнейсами, кристалічними сланцями, мармурами, вапняками, доломітами (Мармароський масив). Тріасові та юрські відклади поширені по периферії Мармароського масиву і представлені вапняками, пісковиками, ефузивами. Площа поширення їх незначна. Крейдові та палеогенові породи потужністю 5-9 км утворюють *флішову* формацію, тобто ритмічне перешарування декількох різновидів порід (пісковиків, алевролітів, аргілітів).

Неогенові відклади поширені в Передкарпатському та Закарпатському прогинах.

Передкарпатський прогин, розміщений між Карпатською складчастою спорудою і Волино-Подільською плитою, виповнений неогеновими моласами. Розрізняють нижні і верхні моласи. Внутрішня зона прогину складена повною серією молас, які залягають на фліші. Вони представлені піщано-глинистою соленосною товщею. З цією зоною пов'язані родовища нафти, кам'яної і калійної солей. До складу Зовнішньої зони прогину входять лише верхні моласи - піщано-глинисті товщі потужністю 1-4,5 км, що залягають на краю платформи. З ними пов'язані родовища газу і самородної сірки.

Закарпатський прогин по поверхні співпадає з площею поширення неогенових та вулканогенних порід і простягається вздовж Карпат смугою

завширшки 25-35 км. У ньому виділяють Чопсько-Мукачівську та Солотвинську западини і Вигорлат-Гутинську вулканічну гряду. В будові прогину беруть участь неогенові моласи потужністю 2-3 км, які містять соленосну товщу. Вулканічна гряда також формувалась у неогені і складена потужною товщею базальтів, андезитів, туфів, туфобрекчій тощо. Приурочена до зони глибинного Закарпатського розлому, який проходить по межі складчастих Карпат.

З породами прогину пов'язані родовища горючого газу (Солотвинське, Русько-Комарівське), кам'яної солі (Солотвинське), поліметалічних руд (Беганське, Берегівське), бариту (Берегівське), ртуті (Вишківське), мармурів, мінеральних вод, цеолітів, туфів тощо.

Гірський Крим, як і Карпати, входить до складу Альпійсько-Гімалайської геосинклінальної складчастої області Середземноморського поясу. Мезокайнозойські породи, які складають цю гірську систему, утворюють три гірські пасма, витягнуті паралельно до Південного берега Криму. Найвищою є перша гряда, яка утворює південне узбережжя.

В тектонічному відношенні Гірський Крим являє собою мегантиклінорій, південна частина якого опущена по розломах і занурена у Чорне море. Тому він має полого північне крило і обривистий південний край. Північна межа мегантиклінорії простягається вздовж глибинного розлому і в геоморфологічному відношенні співпадає з Передгірною грядою. **Мегантиклінорій** охоплює також південно-західну частину Керченського півострова. До складу мегантиклінорія входять дрібніші складчасто-брилові структури: *антиклінорії (Качинський, Південнобережний, Туакський, Балаклавський), розділені прогинами чи синкліноріями (Південно-Західним, Східно-Кримським, Судацьким і ін.).*

Ядро мегантиклінорія складене інтенсивно дислокованими породами тріасу та юри. На північному крилі поширені крейдові та палеогенові породи, полого нахилені на захід та північний захід.

Найдавніші породи верхнього-тріасу-нижньої юри утворюють дуже потужну (більше 2500 м) товщу флішу відому під назвою таврійської серії. Відклади серії складені ритмічним перешаруванням пісковиків, алевролітів, аргілітів, мергелів, вапняків, конгломератів.

Породи середньої юри незгідно залягають на таврійських і дуже різноманітні за складом: в одних місцях це піщано-глинистий фліш, в інших - потужна товща лав базальтового складу та їх туфів. Серед порід середньої юри багато інтрузивних утворень: габро-діабазів. Ними зокрема складені такі масиви як Аюдаг, Кастель, Урагу, Чамни-Бурун та ін. Потужність середньої юри досягає 2000 м.

Верхньоюрські породи відіграють важливу роль в будові першої південної гряди Кримських гір. Потужність їх досягає тут 4000-5000 м і складені вони глинами, пісковиками, мергелями, конгломератами, вапняками або вулканічними утвореннями. Верхньоюрськими вапняками складені всі найвищі вершини першої гряди, що круто обриваються до Південного берега.

Породи нижньої та верхньої крейди складають другу гряду Кримських гір та її передгір'я. Це пісковики, глини, вапняки, мергелі потужністю більше 1000 м, які полого падають на північний захід.

Палеогенові відклади покривають північний схил другої гряди, підніжжя третьої гряди і складені вапняками та мергелями загальною потужністю у декілька сот метрів.

Неогенові породи найповніше представлені на Керчинському півострові, покривають також третю гряду. Різноманітні за складом - глини, піски, мергелі і вапняки. Майкопська серія Керченського півострова (олігоцен - міocen) складена одноманітною глинистою товщею і досягає потужності 3000 м.

Корисні копалини представлені переважно будівельними матеріалами: цементними мергелями, пиловими вапняками, глинами, гравієм, піском тощо.

Чорноморська глибоководна западина - це велика внутрішньоматерикова депресія, північна частина якої розташована на території України. Геофізичними дослідженнями встановлено, що в межах шельфу та континентального схилу продовжуються структури Східно-Європейської платформи, Скіфської плити та Гірського Криму. Внутрішня частина западини, тобто обширна *абісальна рівнина*, також за геофізичними даними, має двоярусну будову. Зверху залягає дуже потужний осадовий шар (8-10 км у східній частині котловини і 12-15 км у західній), під яким знаходиться базальтовий шар з потужностями, відповідно 14-16 і 5-6 км. Тобто кора внутрішньої частини Чорноморської западини позбавлена "*гранітного*" шару і за будовою може класифікуватись як субокеанічна. Процеси опускання дна западини та заповнення її теригенними осадками продовжуються і зараз.

14.2. Історія геологічного розвитку території України

14.2.1. Розвиток території України в докембрії

Вміст у геологічній будові України наверствувань порід від найдавніших архейських аж до наймолодших антропогенових свідчить про складний і тривалий шлях розвитку її території. Виділяють декілька *головних етапів*, протягом яких сформувалися основні риси її геологічної будови і оформилися сучасні структурні елементи.

Найдавніший етап становлення території України можна розшифрувати, досліджуючи будову Українського щита. Розвиток його розпочався більше 4 млрд. років тому, а головні етапи формування охоплюють інтервал геологічного часу від 4 до 1.6 млрд. років. Два структурні яруси щита (архейський та нижньопротерозойський) можна трактувати як доплатформений період у його розвитку, а починаючи з 1.9 млрд. років Український щит розвивався вже у платформеному режимі.

На початку архейської ери неоднорідність вихідного матеріалу зумовила розвиток різної за складом *гранітної* кори. В Середньому Подніпров'ї виникли умови, що сприяли утворенню гранітно-зеленокам'яного поясу, на заході жд щита формувалася *базальтовий* шар, у пізньому археї перетворений процесами метаморфізму на грануліти. Рельєф у цей час був слабовиражений, а земна кора – тонкою. Понижені ділянки заповнювались водою – утворювались **перші** морські басейни, як правило, мілководні, розділені слабогорбистими ділянками суходолу. Атмосфера була безкисневою, збагаченою сірководнем, вуглекислим газом, інертними газами, кислими димами (кислотами в газоподібному стані – HCl, HF).

Перші осадові породи виникли в морських басейнах Середнього Подніпров'я блтзько 3.8 млрд років тому. Разом із ними відкладалися також потужні ефузивні та фумарольні продукти. Вулкани діяли в цей час як на суходолі, ак і під водою.

Перші граніти утворилися на щиті приблизно 3.2-3 млрд років тому. Гранітизація сприяла інтенсивному метаморфізму уламкових, глинистих та вулканогенних порід. У Середньому Подніпров'ї останні були перетворення на зелені сланці.

У західній частині щита та в Приазов'ї в пізньому археї сформувалися *чарнокіти* як продукти ультраметаморфізму базальтів та інших ефузивів основного складу. Взагалі ж породи західної частини перебували у цей час в інтенсивніших термобаричних умовах, ніж зеленокам'яні породи Середнього Подніпров'я. тектонічний режим земної кори цього часу визначають як нуклеарний (лат. - ядерний). Характерним було формування структур типу граніто-гнейсових куполів.

Отже, 2.8-2.6 млрд років тому утворився найнижчий архейський шар земної кори наториторії щита.

На початку протерозою архейський фундамент роздробився на ряд тектонічних блоків, що зміщувалися як по вертикалі, так і по горизонталі. Наслідками таких переміщень були глибинні розломи, синкліналі та западини, в яких розпочалося інтенсивне нагромадження осадово-вулканогенних товщ. Морські басейни раннього протерозою були неглибокими, а ділянки суходолу, які їх розділяли, були рівнинами або горбистими плато чи невисокими горами. Уламковий матеріал з них зносився у прилеглі водойми.

Рубіж 2 млрд років тому ознаменувався на планеті підвищенням теплового режиму. Теплові потоки по глибинних розломах проникали у нижньопротерозойські товщі, перетворюючи їх на метаморфічні утворення. В цей же час утворився Кіровоградсько-Житомирський комплекс гранітів та мігматитів. Одночасно сформувалась і складчастість Українського щита.

Уже близько 1.9-1.7 млрд років тому на щиті встановився режим нестабільної платформи. На початку пізнього протерозою (1.7-1.5 млрд років тому) щит становить стабільну, сильно еродовану структуру. На вирівняній поверхні платформи сформувався потужний осадовий покрив і, напевно, рельєф плоскогір'я. У північно-західній частині структура покриву була ускладнена інтрузіями типу Овруцького плутону. З цього часу та до початку палеозою на південному заході платформи процеси денудації переважали над акумуляцією. З кінця протерозою схили щита почали занурюватись по крайових розломах.

У мезо-кайнозойський час на поверхні щита формувалася потужна кора вивітрювання та осадовий чохол, представлений відкладами палеогену, неогену, алювіальними та делювіальними осадами антропогену.

14.2.2.Розвиток території України у фанерозої

Каледонський етап. Палеозойська ера ознаменувала новий етап розвитку геологічної структури території України. Відклади нижнього палеозою відомі в Україні лише в західних та південно-західних областях. Вони тягнуться смугою

шириною до 200 км від Волинської до Одеської області. Східна ж частина України в ранньому палеозої входила до складу Сарматського суходолу, де переважали процеси розмивання.

Перикратонні опускання південно-західної околиці Східно-Європейської платформи призвели до розвитку в каледонському циклі Дністровського перикратонного прогину, який виповнювався осадами венду, кембрію, ордовику, силуру та нижнього девону. На захід від нього, в межах сучасних Карпат, у цей час розміщувалась Галицька геосинкліналь.

Верхньовендські та кембрійські товщі в Дністровському прогині утворили морську теригенну платформну формацію. Морська трансгресія тривала до середини кембрію, а потужність осадів які в цей час відклалися досягала 600 м. море трансгресувало з боку Галицької геосинкліналі. У другій половині пізнього кембрію осадконакопичення на південній околиці Східно-Європейської платформи повністю припинилося. Загалом же кембрійський період для території України був геократичним. Більша її частина, за винятком Волино-Поділля та Прикарпаття, була невисоким континентом з дещо вищими позначками, ніж, скажімо, в межах сучасних Подільської та Придніпровської височин.

В ордовику переважна частина України залишалась суходолом. Мілководне ордовіцьке море поширювалось лише на південний захід від лінії Рівне – Хмельницький – Одеса, вздовж околиці Східно-Європейської платформи. Глибоководні осади могли відкладатися в пра-Карпатах та пра-Добруджі, які скоріше за все розташовувались у межах Сереньєвропейського палеобасейну – перехідної ланки між Палеотетісом та Япетусом.

Протягом силуру Східно-Європейська платформа перебувала в приєкваторіальній частині північної півкулі. Клімат тут був тропічний аб теплий, помірно зволожений. Рівнинний суходіл був прорізаний повноводними річками, які приносили до мілководних шельфових та лагунних ділянок прісну воду, необхідну для осадження доломітових та доломітово-уламкових мулів.

Силурійські осади на території України відкладались у зоні зчленування Фенно-Сарматського суходолу, який повільно підіймався, та Середньоевропейської герцинської геосинклінальної області, що занурювалась. Відкладались типові осади шельфової зони (аргіліти, доломіти, домерити, вапняки з тропічною фауною), відомі в Середньому Придністров'ї, та пелагічні (гр. - морські) осади материкового схилу, представлені товщею мергелів і невелики верствами вапняків, аргілітів, алевролітів, скупчених у Львівському палеозойському пригині. На схід від лінії міст Костопіль – Хмельницький – Могилів-Подільський – Одеса в силурі був суходіл.

У ранньому девоні морський басейн поступово мілів, берегова лінія відступала на захід, і моські осади в Придністров'ї змінились червоноколірними пісковиками, аргілітами, алевролітами – відкладами, сформованими в умовах низовинної акумулятивної рівнини з добре розвинутою річково-озерною мережею.

На рубежі раннього і середнього девону завершилась перебудова структурного плану південного заходу Східно-Європейської платформи, що призвело до відмирання Дністровського перикратону та поділу його на окремі

прогини: Львівський та Придобруджинський. На сході України почала формуватися Дніпровсько-Донецька западина. Це свідчить, очевидно, про завершення каледонського та початок герцинського циклу геологічної території України.

Герцинський етап. В середньому девоні на території Львівського прогину утворився залишковий Львівсько-Люблінський прогин, який проіснував до середини карбону, заповнюючись уламковими та вугленосними осадами. З кінця середнього карбону Волино-Подільська плита пережила обширні підняття. Континентальні умови зберігалися тут аж до середини мезозойської ери.

З пізньої юри й до наших днів на плиті синхронно відбивалися рухи в сусідній Карпатській геосинкліналі, тобто чергувалися підняття та опускання і, відповідно, розподілялись на її території мезокайнозойські відклади. Зокрема, можна виділити значні крейдову та неогенову трансгресії, осади яких тут дуже поширені.

Пізньопалеозойський етап розвитку структури території України найяскравіше проявився в центральній частині платформи, де у цей час формувалися Дніпровсько-Донецька западина (ДДЗ) та Донецька складчаста область.

За метеріалами глибинного сейсмічного зондування можна припустити, що в розвитку Дніпровсько-Донецької западини основну роль відігравали пульсаційні розширення і стискання мантийного діапіру. Розширення останнього почалося ще до середини девону. Починаючи з середнього девону, область набуває рифтогенної стадії свого розвитку. На дні рифта відкладаються потужні товщі глинисто-карбонатних та ефузивних порід (місцями до 1700 м і більше), а також поклади кам'яної солі. При цьому максимальний об'єм вулканогенних продуктів формувався в період максимальних занурень брил земної кори в межах рифта.

У ранньому карбоні ДДЗ вступає в синклінальну стадію розвитку. У гумідному кліматі при чергуванні морських і континентальних умов відкладаються вугленосні утворення, теригенні та карбонатні породи. В аридному кліматі пермського періоду вдруге склалися умови, сприятливі для нагромадження солей (зокрема, в Бахмутській улоговині).

Донецький басейн, який у ранньому палеозої був гірською складчастою країною, в середньому девоні разом із ДДЗ був втягнутий у занурення та покритися морем. Вважають, що з цього часу він вступив у режим геосинкліналі. Стійкий морський басейн з переважно карбонатним накопиченням утримувався до середини раннього карбону, коли на тлі загального занурення в ньому розпочалися ритмічні коливальні або пульсаційні рухи незначної амплітуди, що спричинило нагромадження дуже потужної вугленосної товщі. У ній морські осади чергуються із континентальними, що безперечно вказує на часту зміну фізико-географічних обстановок у цей час – морське мілководдя змінювалося низовинним заболоченим суходолом з річками, приморськими озерами тощо. Клімат того часу був вологим, тропічним. Такі умови зберігались у Донбасі до кінця кам'яновугільного періоду.

Зміна клімату розпочалась у пізньому карбоні і тривала у напрямі аридизації і в пермі. Змінився характер басейнів – поряд з морськими із нормальною солоністю виникли й почали переважати водойми, в яких відклались хемогенні осади: гіпси,

ангідрити, доломіти, кам'яна сіль. Протягом пермі відбувалося поступове осушення Донбасу.

Горотвірні процеси герцинського тектонічного циклу розпочалися ще в пізньому карбоні та особливо посилились у середині та наприкінці пермського періоду, приблизно 260-225 млн. років тому. Як наслідок, потужна товща нагромаджених геосинклінальних відкладів карбону-пермі була інтенсивно пофалдована, піднята й перетворена на гірську країну. Магматизм проявився тільки на початкових фазах горотворення.

Мезокайнозойський етап. У мезокайнозої територія Донбасу була переважно суходолом (за винятком околиць). Остання трансгресія проникла на цю територію в міоцені.

На межі палеозойської та мезозойської ер на території України протягом тривалого часу (пермський та тріасовий періоди) переважають континентальні умови, процеси денудації. В аридному кліматі формувалися потужні товщі строкатоколірних відкладів, які, очевидно, мали повсюдне поширення, а зараз збереглися в Донбасі, ДДЗ та інших місцях.

В юрському періоді проявилися значні опускання та пов'язані з ними морські трансгресії. Зокрема, значні занурення спостерігались у межах Причорноморської западини, південна частина якої в цей час розвивалась як геосинкліналь, у якій нагромаджувався фліш таврійської серії (кінець тріасу – рання юра). В пізній юрі тут починається гороутворення, яке супроводжувалося потужним вулканізмом. Кіммерійський орогенний етап завершив формування різновікового фундаменту молодій Скіфській платформі і, починаючи з крейдового періоду, на ній нагромаджуються горизонтально-верстуваті відклади чохла. З того часу й до нині платформа переживала лише епейрогенічні коливання земної кори, що зумовлювали на ній періодичні трансгресії та регресії морів з області Тетісу.

Крейдовий період в історії розвитку геологічної структури України був новим етапом розширення морських умов. Моря покривали майже всю її територію, причому відкладались переважно карбонатні осади – вапняки, мергелі, писальна крейда, що може вказувати на тропічний характер тодішніх морів. Потужні товщі цих осадів покривають такі території, як Волино-Поділля, Причорномор'я, Північний Крим, ДДЗ.

У палеогеновому періоді площі, зайняті морями, скорочуються. В середині еоцену Український щит підіймається над рівнем моря, в його межах створюються обстановки, сприятливі для вивітрювання, а також для формування буровугільних родовищ Дніпровського басейну. Морські умови в палеогені утримувалися в Карпатській та Кримській геосинкліналях.

Гірський Крим інтенсивно занурювався в пізньому тріасі і ранній юрі. Вже з середини юрського періоду тут починаються підняття, підводні вулканічні виверження та утворення потужних ефузивних товщ (мис Фіолент). Водночас утворюються великі інтрузивні тіла: гори *Аюдаг*, *Карадаг*, *Кастель*, *Урагу* та ін. У палеогені, як уже згадувалось, значна частина сформованого Кримського мегаантиклінорію вкривалася морськими водами. Орогенна (завершальна) стадія розвитку цієї території припала на олігоцен – початок міоцену. Отже, починаючи

з пізнього тріасу і до нашого часу область Гірського Криму перебувала на геосинклінальній стадії розвитку. До початку олігоцену тут переважали низхідні рухи, нагромадження осадів значної потужності, вторгнення магматичних інтрузій. Це була перша фаза (етап) геосинклінального розвитку. Починаючи з олігоцену і до нашого часу продовжується орогенна, завершальна фаза розвитку, з висхідними тектонічними рухами, складкоутвореннями тощо.

Чорноморська западина, розташована поряд з Гірським Кримом, продовжує поглиблюватися й заповнюватися теригенними осадами, потужність яких уже перевищує 7000 м. Вважають, що вона переживає початкову фазу геосинклінального розвитку.

У Карпатах до виникнення геосинклінального флішового басейну існувало пізньоярське море, у значній частині якого відкладались карбонатні породи, здебільшого вапняки. Зародження геосинкліналі та осадження флішових товщ почалося в ранньокрейдову епоху та тривало далі протягом крейдового та палеогенового періодів. В історії розвитку флішової Карпатської геосинкліналі умовно виділяють чотири основні стадії: ранньокрейдову, пізньокрейдову, палеоцен-еоценову та олігоценову. В цей час відбувалося формування флішових трогів, розділених підняттями (кордільєрами). В троях відкладались потужні товщі одноманітних, переважно теригенних, осадів. Басейн поступово поглиблювався і заповнювався осадами. Занурення мало осциляційний характер, тобто на тлі загального прогинання відбувалися дрібні коливальні рухи, що, очевидно, зумовило ритмічність флішових товщ.

Перша карпатська фаза складчастості проявилася наприкінці олігоцену. Це був переломний момент в історії Карпат – розпочалася орогенна стадія їх розвитку. Одночасно із підняттям складчастих Карпат відбувалося занурення сусідньої з ними області – Передкарпатського передового прогину. Він почав заповнюватись потужною товщею молас. У прогині вирізняється Внутрішня зона, що прилягає до Карпат, та Зовнішня, яка межує з Волино-Подільською плитою. Як наслідок другої міоценової фази складчастості виникає сучасна структура Карпат: Карпати були насунуті на Передкарпатський прогин. Відклади внутрішньої зони інтенсивно дислокувались і, в свою чергу, насунулись на Зовнішню зону, причому амплітуда насувів перевищила 20 км.

На останній неотектонічній стадії відбувалося загальне підняття власне складчастих Карпат, перерізаних численними долинами, а також області Передкарпатського прогину.

Формування Закарпатського прогину, на відміну від Передкарпаття, супроводжувалось інтенсивними вулканічними процесами. Верхні моласи відкладались там ще в міоцені та пліоцені, а наприкінці орогенної стадії відбувалися потужні виливи базальтів, андезито-базальтів, сформувалися туфи і туфобрекчії, якими складений Вигорлат-Гутинський (Вулканічний) хребет. У цей час відбувалося і вторгнення інтрузій, з якими пов'язані металічні корисні копалини Закарпаття. На неотектонічному етапі пройшло загальне підняття території.

У неогеновому періоді морем вкривалися лише південно-західна та

південна частини території України, де відкладались переважно теригенні (піски, пісковики, глини), карбонатні (вапняки) породи та гіпси. Інколи із узбережною зоною неогенових морів пов'язувалося утворення рифів, як це можна спостерігати на Поділлі на прикладі Товтр (Медоборів). Товтровий кряж сформувався в неглибокому тропічному морі з решток літотамнієвих водоростей, черепашок двостулкових та черевоногих молюсків, черв'їв роду *Serpula* та коралів і після відступу останнього сарматського моря (орієнтовно 14 млн. років тому) залишився у рельєфі у вигляді невисокого горбкуватого пасма, яке з північного заходу на південний схід перетинає дві області України – Тернопільську та Хмельницьку.

Розвиток геологічної структури території країни завершився у неогені встановленням континентального режиму на всьому її просторі.

Антропогенний етап – ознаменувався різкою зміною фізико-географічних умов, пов'язаною зі зволоженням та похолоданням клімату. Із центрів наземного зледеніння, які розміщувались на півночі Євразії, на Україну насунулися маси материкової криги. Епохи потеплінь чергувалися з епохами похолодань. У міжльодовикові епохи встановлювався теплий клімат, у ранньому антропогені – близький до субтропічного. Епохи похолодань супроводжувались наступом льодовикових мас, які на рівнинну територію України поширювались, очевидно, двічі.

У середньому антропогені льодом покривалися значні площі Придніпров'я, де розвивався так званий **дніпровський льодовиковий язик**. Під час покривних зледенінь існувала кліматична зональність, яка зумовила формування специфічної морфоскульптури: льодовикової, водно-льодовикової і лесової. В такий спосіб формувалися моренно-зандрові, зандрові та лесові рівнини. Утворення їх відбувалося в умовах льодовикових та перигляціальних зон, які простягалися вздовж переднього краю льодовика далеко на південь. У перигляціальних зонах основними процесами були морозне вивітрювання, еолова діяльність (нагромадження потужних лесових товщ), соліфлюкція та формування річкових долин, які поглиблювали русла в льодовикові епохи та розширювались в епохи потеплінь. Чергування таких умов призводило до утворення терасових рівнів таких річок, як Дніпро, Дністер та ін.

Ритм кліматичних змін спричинив евстатичні коливання рівнів Чорного та Азовського морів. Порівняно із сучасним ці рівні знижувалися на 70-80 м. Чорне море то перетворювалось на озеро (Чаудинське та Давньоевксинське раннє) в льодовикові епохи, то знову ставало морем і з'єднувалось із Середземним за рахунок опускання суходолу на місці Егейського моря з утворенням Босфору та Дарданелл. Приблизно 30 тис. років тому рівень водойми різко знизився, й утворилося Новоевксинське море. Саме тоді зникло Праазовське море, і лише близько 5 тис. років тому утворилися сучасні Чорне та Азовське моря.

У післяльодовиковий час фізико-географічні умови території України поступово наближаються до сучасних.

14.3. Корисні копалини України

Особливості геологічної будови території України, зокрема розташування в її межах таких різнорідних структур як древня платформа, епіпалеозойські плити та молоді альпійські утворення, складених породами магматичного, метаморфічного та осадового походження, визначили дуже велику різноманітність приурочених до цих структур корисних копалин. За обсягом запасів та якістю багатьох видів мінеральної сировини Україна посідає провідне місце не тільки серед країн Європи, але й світу.

Надра України багаті на: металічні корисні копалини (руди заліза, марганцю, титану, нікелю, ртуті, алюмінію); неметалічні - сировину для чорної металургії (вогнетривкі глини, вапняки, доломіти), сировину для хімічної промисловості (сірка, полімінеральні солі, барит, апатит, фосфорит, солі йоду і бром, мінеральні фарби), будівельні матеріали; паливно-енергетичні (горючі) (кам'яне вугілля, нафта, природний газ, горючі сланці, торф).

14.3.1. Металічні корисні копалини

Залізо. Промислові поклади заліза в Україні сформувалися на протязі декількох металогенічних епох - в докембрії та кайнозої.

Докембрійська залізорудна провінція в Україні охоплює Криворізький залізорудний басейн, Кременчуцький, Білозерський залізорудні райони та Приазовську залізорудну область. Провінція приурочена до метаморфічних утворень Українського щита і формувалася в архей та ранньому протерозої. Залізні руди представлені тут в основному двома генетичними групами: метаморфічною і гіпергенною (поверхневою). До першої групи відносяться залізисті кварцити (тонке перешарування кварциту з гематитом чи магнетитом), магнетитові руди, до другої - залізні руди мартитового та гематитового складу, утворені переважно в глибинних зонах окислення, чи, частково, в процесі формування кори вивітрювання.

Криворізький залізорудний басейн розташований у Дніпропетровській області, на правобережжі Дніпра і займає площу біля 300 км². Залізорудні формації пов'язані із так званою криворізькою серією нижнього протерозою. В басейні відомо біля 300 рудних покладів, при цьому не менше 90% запасів багатих залізних руд розвинуті на Саксаганському (Головному) рудному полі. Розвідано цілий ряд родовищ (Інгулецьке, Скелеватсько-Магнетитове, Валявкінське, Новокриворізьке, Аннівське, Первомайське та ін.). Розвідані запаси басейну - близько 18 млрд. тонн.

Кременчуцький залізорудний район знаходиться у Полтавській області на лівобережжі Дніпра і займає площу 150 км². Продуктивною, як і в Кривбасі, є криворізька серія нижнього протерозою. Відомі великі родовища залізистих кварцитів та багатих залізних руд - Горішньоплавненське, Лавриковське, Мануйлівське, Броварківське, Галещинське і ін. Розвідані запаси оцінюються у 4,5 млрд. тонн.

Білозерський залізорудний район розміщений у Запорізькій області, на південному схилі Українського щита і займає площу 1300 км². Залізні руди

пов'язані із породами білозерської серії верхнього архею. В районі відомі три родовища багатих залізних руд: Північно-Білозерське, Південно-Білозерське і Переверзівське, з яких розробляється лише друге. Загальні запаси до глибини 1500 м складають 1,4-1,5 млрд. тонн, в тім числі промислові - близько 0,7 млрд. тонн.

У **Приазовській металогенічній області**, розташованій в межах Запорізької і Донецької областей, виділені три залізорудні райони (Гуляйпільський, Західно- і Східно-Приазовський), в яких розвинуті промислові родовища залізних руд. Поклади заліза приурочені до архей-нижньопротерозойських метаморфічних утворень Приазовського тектонічного блоку. На даний час не експлуатуються. Найбільш перспективними є Гуляйпільське, Куксунгурське та Маріупольське родовища, загальні прогнозні запаси на яких оцінюються більше як у 7 млрд. тонн.

Кайнозойська Азовсько-Чорноморська залізорудна провінція сформувалася у неогені і охоплює рудоносні площі Керченського півострова, Присивашся, Херсонської області, Приазов'я, а також, можливо, рудні поклади в Азовському і Чорному морях. Основні запаси залізних руд концентруються в Керченському басейні і приурочені до великих брахісинклінальних складок (мульд) Керченського півострова. Промислові запаси залізних руд концентруються у таких родовищах як Яниш-Такильське, Катерлезьке, Комиш-Бурунське, Ельтиген-Ортельське, Чегене-Салинське, Чегерчинське та ін. Руди представлені в основному бурими залізняками (оолітовими) осадового походження. Запаси їх у перерахованих родовищах складають біля 18 млрд. тонн. Перспективи приросту запасів залізних руд на Керченському півострові пов'язують із подальшим вивченням так званих вдавнених синкліналей, яких відомо біля 40. Розвідані в них запаси оцінюють у 200 млн. тонн (родовища Новоселівське, Узунларське, Реп'євське та ін.). Перспективним у плані рудоносності вважається також Азовське море, яке є географічним центром Азовсько-Чорноморської залізорудної провінції.

Марганець. Процеси концентрації марганцю в окремих районах України відбувались на протязі майже всієї геологічної історії, однак промислові запаси відомі лише у **Нікопольському марганцево-рудному басейні**. Басейн розміщений на території Дніпропетровської і Запорізької областей і займає площу понад 5 тис. км². Рудна площа поділяється на окремі поклади, об'єднані у родовища: Зеленодольське, Орджонікідзевське, Марганецьке і Великотокмацьке. Формування родовищ відбувалось у палеогені в умовах морського мілководдя (шельф). Руди представлені великою різноманітністю мінеральних видів: піролюзит, манганіт, псиломелан, манганокальцит тощо. Генетичний тип марганцеворудних покладів - осадово-діагенетичний. Сумарні запаси обчислюються у 2,2 млрд. тонн.

Серед інших осадово-діагенетичних родовищ марганцю можна відмітити **Буришинське родовище** неогенового віку, розташоване у Івано-Франківській області. Руди представлені тут монганокальцитом, родохрозитом, вернадитом. Родовище потребує подальших досліджень.

В **Азовсько-Чорноморській залізорудній провінції**, яку часто називають також марганцево-залізорудною провінцією відбувалось спільне нагромадження заліза, марганцю і інших хімічних елементів (миш'яку, фосфору, ванадію, нікелю, кобальту тощо). В Керченській групі родовищ середні кларки концентрації

марганцю складають 20-30, а в окремих рудах - 60-70.

Осадово-метаморфізоване **Чивчинське родовище** палеозойського віку розташоване у верхів'ях рік Білий і Чорний Черемош (Карпати). Руди представлені в основному родонітом та родохрозитом. Промислове значення родовища - невстановлене.

Хоцеватське родовище розташоване на лівому березі р.Південний Буг у Вінницькій області і приурочене до кори вивітрювання архейських порід. За деякими оцінками запаси його можуть складати біля 3 млн. тонн. Родовище потребує детального вивчення.

З корою вивітрювання архейських кристалічних порід пов'язані також численні рудопрояви марганцю у Побужжі, Приазов'ї, Середньому Придніпров'ї.

Титан. Титанові руди в Україні мають значне поширення на Українському щиті і його схилах. Відомі магматичні, залишкові і розсипні родовища та рудопрояви титану. Магматичні родовища титанових руд сформувалися у протерозої. Розташовані у Житомирській області (Стремигородське, Торчинське і ін.). Руди комплексні - апатит - ільменітові. Залишкові родовища титану знаходяться на Волині та в Приазов'ї і пов'язані з корою вивітрювання основних та ультраосновних порід щита. Розсипні родовища (іршанське) також відомі у Житомирській області і сформувалися за рахунок розмиву магматичних порід Коростенського плутону. Рудоносний титано-цирконієвий район відомий у Дніпропетровській області (Середньопридніпровське родовище).

Нікель. Рудні концентрації нікелю в Україні генетично пов'язані із магматичними, гідротермальними та гіпергенними процесами. Нікелева мінералізація розвинута в ультраосновних породах Українського щита, а також в аналогічних породах Лужансько-Тереблянського рудного району Закарпаття. Десять відносно невеликих за запасами родовищ зосереджені на Середньому Побужжі та Середньому Придніпров'ї. Із шести побужських родовищ, більшість яких розташовані у Кіровоградській області, розробляється лише єдине Деренюське родовище. Родовища Середнього Придніпров'я (Дніпропетровська область) знаходяться у стані вивчення. Найбільші з них Девладівське, Терновське, виявлені також Ново- і Південно-Нікопольське, Сухохутірське родовища. Попередні дослідження вказують на можливість їх промислового освоєння.

Ртуть і стибій (сурма). Ці метали утворюють, як правило, парагенетичні асоціації, формуючи спільні родовища. В Україні найбільшим є сурм'яно-ртутне **Микитівське родовище**, яке разом із іншими дрібнішими покладами складає Микитівське рудне поле, розміщене в межах Головної антикліналі Донбасу. Ртутні зруднення відомі і в інших районах Донецького басейну - вони разом із Микитівським рудним полем утворюють Донецьку ртутно-рудну провінцію. Походження ртутних і сурм'яних руд гідротермальне. Представлені вони такими мінералами, як кіновар, антимоніт, арсенопірит. Формування їх відбувалось у герцинську епоху рудоутворення.

Певні рудопрояви ртуті відомі у межах Вишківського рудного поля, яке входить у Закарпатську металогенічну провінцію. Тут промислове значення має родовище Боркут. У північно-західній частині Закарпаття відомі Перегинський і

Свалявський, а в центральній - Углянський рудні райони. Рудопрояви і родовища ртуті у Закарпатті генетично пов'язані із молодим кайнозойським вулканізмом.

Алюміній. Поклади бокситів, пов'язаних із корою вивітрювання метаморфізованих вулканічних порід, виявлені в інгулецько-Дніпровському бокситоносному районі. Промислові запаси тут встановлено у Високопільському родовищі Дніпропетровської області.

Перспективними для майбутньої експлуатації можна розглядати запаси алунітів в Беганьському та Берегівському родовищах Закарпаття, а також нефелінові сієніти Приазов'я, які, як і алуніти, вважаються високоякісною сировиною для виробництва алюмінію.

Слід сказати, що Беганьське та Берегівське родовища, окрім алунітів, містять такі компоненти як руди свинцю, міді, а також барит, каолін, тобто експлуатація їх може бути комплексною.

Золото. Золоторудна мінералізація в Україні формувалася у різний час - від архею до кайнозою (неогену).

Особливо перспективним на золото є *Український щит* де золотоносними є зелено-кам'яні структури архейського віку у Середньому Придніпров'ї (Дніпропетровська, Кіровоградська області) та в Приазов'ї. Рудопрояви золота виявлено на деяких залізорудних родовищах (Північно-Білозерське та Переверзівське). Значне за запасами Савранське родовище відкрите на північному сході Одеської області. Родовище приурочене до південно-західної околиці Українського щита і синхронне за часом формування із Завалівським родовищем графіту, розташованим неподалік. Перспективи Савранського родовища оцінюють дуже високо.

Друга головна золотоносна провінція (герцинська) приурочена до *Нагольного кряжу Донецького басейну*. Золото тут асоціює із поліметалами і перспективи його промислового освоєння поки що не з'ясовані.

До Закарпатської металогенічної провінції неогену належить розвідане нещодавно *Мужієвське* родовище золота. Запаси його складають десятки тонн і затверджені Державним комітетом по запасах. Родовище повністю підготовлене до експлуатації.

Рудопрояви золота відомі також у Чивчинських горах (на пограниччі із Румунією) та в межах Рахівського масиву. Останні потребують подальшого вивчення.

14.3.2. Неметалічні корисні копалини

Сірка. Всесвітньовідомим є *Передкарпатський сірконосний басейн* неогенового віку, який входить у Середземноморську провінцію. Тут виявлено понад 20 родовищ самородної сірки. Пов'язані вони із зоною зчленування Східно-Європейської платформи та Передкарпатського крайового прогину. Родовища з балансовими запасами сірки розміщені в основному у Львівській області (Роздольське, Немирівське, Язівське, Любеньське, Сорокське, Гуменецьке, Ждачівське, Подорожненське), в івано-Франківській області розташоване Тлумацьке родовище. Сірконосна смуга простягається вздовж Карпат у напрямку

північний захід-південний схід і виходить у межі Польщі та Румунії. Видобуток сірки проводиться як кар'єрним способом, так і методом підземної виплавки.

Прояви самородної сірки відомі у Криму, де вони пов'язані із неогеновими карбонатно-гіпсоносними породами Керченського півострова та у Дніпровсько-Донецькій западині, де приурочені до солянокупольних структур.

Мінеральні солі. За умовами та часом утворення всі родовища мінеральних солей розділяють на 4 типи: 1) викопні осадові; 2) сучасні соляні; 3) соляні джерела і розсоли; 4) морські і океанічні осади.

Викопні осадові родовища представлені тілами пластовими, лінзоподібними, куполоподібними. Пластові поклади солей поширюються на десятки і сотні квадратних кілометрів і мають велике промислове значення. Соляні куполи утворюються при повільному і поступовому підйомі соляних мас із соляних пластів в області зниженого тиску, ближче до поверхні. Соляні джерела і розсоли утворюються при вилуговуванні підземними водами покладів солей на глибинах. Сучасні соляні родовища - це відклади сучасних солеродних басейнів - лагун, озер тощо.

В Україні соленосні формації приурочені до структур Дніпровсько-Донецької западини, Передкарпатського та Закарпатського прогинів. Відомо 18 родовищ кам'яної солі.

У Дніпровсько-Донецькій западині встановлено дві соленосні формації: верхньодевонську і нижньопермську. Кам'яна сіль знаходиться у солянокупольних структурах. Відомі родовища: Роменське (Сумська обл.), Єфремівське (Харківська обл.), Каплинцівське (Чернігівська обл.), Луговиківське і Солоницьке (Полтавська обл.). У соленосних формаціях Дніпровсько-Донецької западини виявлено також прояви калійних солей.

З потужною нижньопермською соленосною формацією північно-західного Донбасу пов'язані промислові поклади пластових кам'яних солей Артемівського, Слов'янського та Новокарфагенського родовищ (Донецька та Луганська області), які інтенсивно експлуатуються. існують сприятливі передумови для подальшого приросту запасів солей в описуваному регіоні.

До неогенових відкладів Передкарпатського крайового прогину приурочені родовища калійних солей Передкарпатського соленосного басейну у Львівській та івано-Франківській областях. Численні пластові поклади калійних та кам'яної солей формувалися у лагунних умовах. Експлуатуються найбільші Калусько-Голинське та Стебницьке родовища. Відомі також Доброгостівське, Бориславське, Нинівське, Уличнянське родовища у Львівській та Тростянецьке, Туро-Велицьке і інші у Івано-Франківській області. Дрогобицьке, Долинське і Болехівське родовища є природними розсолами кам'яної солі, які також експлуатуються.

У Закарпатському внутрішньому прогині міоценова соленосна формація зв'язана із піщано-глинистими моласовими відкладами так званої тереблянської світи. Розробляється єдине Солотвинське родовище кам'яної солі, яке представляє собою штокоподібний поклад солі значної потужності. Розвідане також Тереблянське (Олександрівське) родовище з великими запасами.

Значні ресурси кам'яних солей містяться в соляних водоймах Азовсько-

Чорноморського узбережжя і Криму. Із родовищ ропи можна назвати такі як Генічеське, Сасик-Сиваш, Сиваші Східні та інші.

Графіт. З докембрійськими осадово-метаморфічними комплексами Українського щита пов'язані родовища графіту, яких разом із рудопроявами в Україні нараховується декілька сотень. Концентруються вони у 4 районах: Прибузькому, Криворізькому, Приазовському і Волинському. Експлуатується унікальне за якістю і запасами графіту Завалівське родовище Прибузького району (Кіровоградська область).

Фосфатна сировина. Ресурси фосфатної сировини в Україні представлені фосфоритом і апатитом.

Велике поширення мають *фосфорити* платформеного типу у відкладах верхньої крейди і палеогену, так звані платформені глауконіто-фосфоритові субформації. Всього в Україні відомо біля 20 родовищ фосфоритів, однак вміст P_2O_5 у них порівняно низький. Промислові запаси має досить велике Незвиське родовище в Івано-Франківській області, сеноманського віку. Цілий ряд родовищ Івано-Франківської та Чернівецької областей (Нижнівське, Ломачинсько-Ожевське та ін.) на даний час вивчені недостатньо. Ряд родовищ сеноманського віку із балансовими запасами встановлені у Харківській області (Малокомишуватське, Синичено-Яремівське, ізюмське), на Донбасі (Слов'яно-Бахмутське, Нижньо-Біленське), у Вінницькій області (Жванське). Кролевецьке родовище палеогенового віку відоме на Сумщині.

Апатит генетично пов'язаний із основними і ультраосновними магматичними і метаморфічними породами Українського щита. У Коростенському плутоні (Житомирська область) скупчення апатиту і ільменіту перебувають у парагенетичному зв'язку. В комплексному Стремигородському родовищі зосереджена більшість із розвіданих в Україні запасів апатиту. Перспективними вважаються також такі комплексні родовища як Словечанське, Паромівське, Рижанівське, Торчинське та ін., які на даний час розвідані попередньо.

Каолін. За генезисом розрізняють первинні і вторинні каоліни. Первинні каоліни утворюються при вивітрюванні чи гідротермальному перетворенні гранітів і залягають у верхній зоні кори вивітрювання. Вторинні - виникають при руйнуванні і перевідкладенні первинних каолінів. В Україні каоліни виявлені на значних площах Українського щита. Відомо більше 1000 родовищ та проявів каолінів. Основний видобуток зосереджено на Глуховецькому (Вінницька область) та Просяньському (Дніпропетровська область) родовищах. Значними за запасами є Велико-Гадоминецьке (Вінницька область), Біляєвське (Запорізька область), Богородицьке (Донецька область) родовища первинних каолінів та Мурзинське (Черкаська область), Володимирське (Донецька область), Кіровоградське (Кіровоградська область), Полозьке (Запорізька область) родовища вторинних каолінів та багато інших. Запаси каолінів в Україні практично необмежені.

Будівельні матеріали. Сировиною для виробництва зв'язувальних матеріалів (цемент, алебастр, вапно) служать такі породи як вапняки, мергелі, крейда, гіпс, ангідрит, досить широко розповсюджені на території України.

Вапняки, мергелі, що можуть використовуватись для виробництва різних

видів цементу, а також вапна, залягають переважно серед порід крейдової, палеогенової та неогенової систем в межах Львівської, Тернопільської, Хмельницької, Івано-Франківської, Рівненської, Харківської, Донецької областей.

Окрему групу складають **пиляльні вапняки**, які добре розпилюються на окремі блоки і використовуються як стіновий матеріал. Для таких потреб придатні черепашкові вапняки неогенової системи, поширені на Волино-Поділлі, в Причорномор'ї.

Флюсові вапняки можуть використовуватися як сировина для чорної металургії. Найбільші родовища таких вапняків розробляються на півдні Донецької області (Каракубське, Оленівське та ін.), а також в Криму (Керченський півострів та біля м.Севастополя).

Крейда. В Україні нараховують 61 родовище із балансовими запасами понад 450 млн.т. Крейда застосовується в цементній, хімічній, скляній, гумовій промисловості, сільському господарстві. Найбільші поклади її зосереджені у східних областях України, в околицях міст Слов'янськ, ізюм, Лисичанськ, Глухів, Новгород-Сіверський та ін. Відомі також родовища у Тернопільській, Волинській, Рівненській областях.

Гіпс та ангідрид використовуються як будівельні матеріали (штукатурні розчини, гіпсоблоки і ін.), а також у керамічній, фарфоро-фаянсовій, хімічній промисловості, медицині. Основні родовища знаходяться на Донбасі, відомі також на Поділлі.

Бетонні піски, що використовуються як заповнювач бетону, пов'язані із сучасними і давніми алювіальними та прибережно-морськими відкладами і мають досить широке розповсюдження в Україні (Харківська, Донецька, Херсонська, Дніпропетровська області).

Скляні піски, які ідуть на виготовлення скла, повинні мати максимальний вміст кремнезему, рівномірну зернистість. Родовищ таких пісків відомо більше 100. Основні запаси пов'язані із олігоценовими морськими відкладами у Донецькій (Авдіївське, Новомихайлівське), Харківській (Новоселівське), Чернігівській (Глібівське) областях, та з породами міоцену (Великоглібовицьке родовище у Львівській області).

Польові шпати використовуються у скляній та керамічній промисловості використовуються. Основним їх джерелом є пегматити, які добуваються на Українському щиті (Єлісеївське родовище у Запорізькій області і ін.), а також лужні каоліни і граніти.

Для виробництва цегли, керамічних блоків, черепиці служать переважно глини, суглинки, леси, лесовидні суглинки, аргіліти, глинисті сланці. Найбільш поширеними породами в Україні серед названих є **леси та лесовидні суглинки**. Це континентальні антропогенові відклади, розповсюджені по всій території республіки, за винятком гірських районів Карпат і Криму. Запаси їх практично необмежені. Для будівельних потреб використовуються також алювіальні і алювіально-озерні глини Закарпаття та моренні суглинки у північних областях України.

Широке застосування у будівництві знаходять **декоративно-облицювальні**

матеріали, до яких відносять породи різного генезису - магматичні, метаморфічні, осадові: граніти, гранодіорити, лабрадорити, габро, базальти, мармури, пісковики, вапняки, туфи тощо. В Україні відомо декілька сотень з різною детальністю вивчених родовищ облицювального каменю, загальні запаси становлять більше 280 млн. м³. Магматичні та метаморфічні породи приурочені до місць неглибокого залягання чи виходу на поверхню Українського щита. Так дуже значні за запасами поклади світло-сірих, сірих та червоних **гранітів** відомі у Житомирській (Омельянівське, Коростишівське, Корниське, Лозовиківське та ін. родовища), Черкаській (Старобабанське), Запорізькій (Кам'яне), Рівненській (Вирівське), Київській (Богуславське) областях. **Лабродорити** зосереджені в основному у двох районах щита - численні родовища відомі на Житомирщині та у Черкаській і Кіровоградській областях (відповідно масиви Городищенський та Новомиргородський). Поклади **базальтів** відомі у Рівненській (Івано-Долинське, Берестовецьке), Дніпропетровській (Криворізьке) і інших областях. **Мармури** та **мармуроподібні вапняки** розробляють у Закарпатті (Діловецьке, Довгорунь і ін.), відомі вони також у Рахівському масиві, в Гірському Криму, на Донбасі, Житомирщині. Як облицювальний матеріал можуть також використовуватись **туфи** (Закарпаття), травертини (вапнисті туфи) південних районів Тернопільської і Хмельницької областей, гіпси та ангідрити Придністров'я, Овруцькі кварцитовидні пісковики Житомирщини, червоні девонські пісковики Тернопільщини та ряд інших порід.

Ювелірне та декоративне каміння. Кількість розвіданих та розроблюваних родовищ кольорового каміння в Україні порівняно невелика. Майже всі вони пов'язані із кристалічними породами Українського щита, рідше відомі в Карпатах, Криму, на Донбасі. Зустрічаються в Україні **димчастий кварц, берил, топаз, аквамарин, буристин, родоніт, агат, онікс, яшма, пірофіліт, алмаз та ін.**

На Волині відоме Володар-Волинське родовище, в якому добуваються **берили і топази**. Волинські топази прозорі, світло-сірі, винно-жовті, блакитні, сині.

У Рівненській області виявлено Клесівське родовище **буристину**, прояви його відомі також у Яворівському районі Львівщини та в інших місцях північних областей України. Приурочені вони до піщано-глинистих порід олігоцену і за якістю, хімічним складом, віком відповідають покладам буристину у Прибалтиці. Виділяються також площі перспективні для виявлення нових промислових покладів.

У Рахівському масиві та в Чивчинських горах (Закарпатська і Чернівецька області) відомі прояви оригінального декоративного каменю - **родоніту**, з малиновим, рожевим, коричнюватим-червоним забарвленням.

На Овруцькому кряжі Житомирщини розташовані родовища **пірофіліту** - мінералу блідо-рожевого, кремового чи коричневого кольору, який може використовуватись як декоративний матеріал (виготовлення барельєфів, рельєфних панно, ваз, посуду тощо), а також у кераміці, гончарстві і ін.

У Придністров'ї відомі поклади мармурового **оніксу** - високо декоративного

каменю світло-сірого, кремового, жовтого, рожевого, коричневого кольору.

Перспективними на виявлення промислової *алмазності* є деякі райони Приазов'я та Рівненщини.

Численні непромислові прояви кольорового каміння відомі у Криму (*агати, сердолік, яшма*), на Донбасі (*аметист*), у Карпатах (*гірський кришталі, гранат-альмандин*), у Вінницькій, Житомирській областях (*опал*) та в інших місцях країни.

Мінеральні води. На території України виділяють наступні провінції мінеральних вод: 1) *вуглекислі води* області молоді вулканічної діяльності Карпат; 2) *азотні, азотно-метанові і метанові води* артезіанських басейнів, крайових прогинів та складчастих областей, а також сірководневі води західної окраїни Східно-Європейської платформи; 3) *радонові киснево-азотні води* кристалічних порід Українського щита (Ю.С.Бут, 1986).

За лікувальними властивостями мінеральні води України поділяють на:

- 1) води без специфічних компонентів та властивостей, лікувальні властивості яких визначаються їх іонним складом та загальною мінералізацією;
- 2) води, лікувальні властивості яких зумовлені підвищеною кількістю в них різних біологічно активних компонентів, наприклад, органічної речовини, йоду, бром, радону та ін.

Вуглекислі води, широко вживані у лікувальній практиці, поширені переважно у Закарпатті, на території внутрішніх Карпат і Вигорлат-Гутинського вулканічного хребта. Так, води типу "*Нарзан*" відомі в околицях Ужгорода, поблизу населених пунктів Ужок, Голятин, Келечин, Верховина, Кобилицька Поляна і ін. За складом вони гідрокарбонатно-кальцієві, із вмістом CO_2 - 0,8-2,9 г/л. Води типу "*Боржомі*" поширені головним чином у Мукачівському і Свалявському районах Закарпатської області (відомі джерела "*Поляна Квасова*", "*Лужанська*", "*Свалява*"). За складом води гідрокарбонатно-натрієві із підвищеним вмістом таких активних іонів, як бор і фтор, загальна мінералізація - 4,3-11 г/л. Води типу "*Єсентуки*" (район сіл Грабове, Сойми, Верховина Бистра) мають гідрокарбонатно-хлоридно-натрієвий склад і мінералізацію 6-10 г/л. Вуглекислі води типу "*Арзні*" хлоридно-натрієві з мінералізацією 4,6-14,4 г/л відомі в долині р. Уж та її приток.

Миш'яковисті вуглекислі води відкриті біля с.Кваси Рахівського району (вода "*Квасівська*"); вміст миш'яку у воді 5-10 мг/л, вуглекислого газу 1,5 г/л, мінералізація - 1,3 г/л.

Вздовж зони зчленування Східно-Європейської платформи та Передкарпатського прогину поширені сульфідні води з підвищеним вмістом сірководню (0,01-0,06 г/л). Найбільші родовища таких вод відомі у Немирові, Шклі, Великому Любіні Львівської області, у Черче івано-Франківської області, де на їх базі функціонують курорти.

У цьому ж районі поширені азотні *сульфатно-хлоридні води*, приурочені до пісковиків міоцену. Джерела цього типу відомі у Трускавці та Моршині. У Трускавці відомі також води типу "*Нафтуся*", слабомінералізовані (загальна мінералізація 0,6-0,8 г/л) з високим вмістом бітумів органічного походження (до 25

мг/л). Води відзначаються високими лікувальними властивостями. Подібні води виявлені також поблизу смт. Східниці (Львівська обл.) та Сатанова (Хмельницька область) у долині р. Збруч. Сумарні запаси вод типу "Нафтуса" складають 0,37 тис.м³ /добу.

Підвищений вміст гумінових речовин, бітумів, фенолів відмічається і у водах курорту Березівські Мінеральні Води (Харківська область). Води відносяться до кременистих - вміст кремнекислоти сягає 30 мг/л, подібні до вод відомого курорту Желєзноводськ. Запаси їх складають 1 тис.м³ /добу.

Азотні хлоридні і гідрокарбонатно-хлоридні натрієві води з мінералізацією 2-15 г/л поширені у межах Дніпровсько-Донецької западини та у Причорномор'ї, в Криму. Це лікувальні води без специфічних компонентів. На їх базі працюють курорти у Миргороді, Нових Санжарах (Полтавська область), а також у Саках, Євпаторії (Крим). Води подібні до знаменитих мінеральних вод курортів Баден-Баден та Ахен.

Метанові та азотно-метанові води зустрічаються у Причорноморському артезіанському басейні, в зовнішній зоні Карпат, в Передкарпатському прогині, в степовому Криму. деякі джерела використовуються у лікуванні (джерело з району Куяльницького лиману).

Радіоактивні радонові води поширені на Українському щиті і відомі в районах населених пунктів Бердичів, Житомир, Біла Церква, Миронівка, Умань, Звенигородка, Новоукраїнка, Тальне та в інших місцях. Загальна мінералізація вод від 0,5 до 3 г/л. Багато джерел використовується для лікувальних потреб, на їх базі діють курортно-оздоровчі центри (**Хмільник** у Вінницькій області, **Миронівка, Біла Церква** у Київській, **Полонне** - у Хмельницькій областях).

У лікувальній практиці використовуються також **торфові лікувальні грязі** із середньою мінералізацією грязевого розчину 2-3 г/м, поклади яких є у північних та центральних областях Укоаїни і використовуються на курортах Моршин, Шкло, Миргород.

Мулові лікувальні грязі можуть добуватися із лиманів та солоних озер, які є у Дніпропетровській (озеро Солоний Лиман), Запорізькій (лимани Молочний, Утлюцький), Херсонській (озера Генічеське, Салькове), Миколаївській (лимани Бузький, Тилігульський, Березанський), Одеській (лимани Алібей, Хаджибейський, Куяльницький) областях та у Криму (озера Узунларське, Тобечицьке, Чокрацьке, Сасик).

14. 3.3. Горючі корисні копалини

Вугілля. В Україні відомі два великі кам'яновугільні басейни (Донецький і Львівсько-Волинський) і Дніпровський буровугільний басейн.

Донецький басейн належить до типу геосинклінальних. Вугільні пласти виявлені у відкладах середнього і верхнього карбону. Загальна потужність кам'яновугільних відкладів в центральній частині басейну досягає 18000 м. У вугленосній товщі нараховується до 300 пластів вугілля, з них біля 164 пластів з робочою потужністю (> 0,45м). З вугільними пластами чергуються типово морські осадки - вапняки, аргіліти, алевроліти, що свідчить про паралічний тип

вугленагромадження. Майже виключно гумусове вугілля представлене цілою гамою різновидностей за ступенем вуглефікації: від бурого до антрацитів. Запаси до глибини 1800 м складають 109 млрд.тонн.

Другий за величиною кам'яновугільний басейн України - **Львівсько-Волинський** - є лише крайньою південно-західною частиною великого Львівсько-Люблінського басейну, більша частина якого розміщена на території Польщі. Басейн відноситься до перехідного типу, формувався у паралічних умовах. Вугленосна товща нижньо-середньокам'яновугільного віку досягає потужності 1000-1250 м. Вугільні пласти нечисленні (декілька десятків), робочої потужності досягають найчастіше 2-3 пласти. Відомі як гумусові так і сапропелеві різновидності. За ступенем вуглефікації вугілля довгополуменеве, газове, жирне і коксове. В басейні виділяють Волинське, Забузьке, Сокальське, Бубнівське, Межиріченське, Тягівське і Карівське родовища. Перспективи приросту запасів у басейні пов'язують із розвідкою глибоких горизонтів на двох останніх родовищах. Загальні запаси оцінюють в 1 млрд.тонн.

У Дніпровському буровугільному басейні промислова вугленосність приурочена до бучацької світи палеогенової системи. Басейн займає величезну територію (біля 100 тис.км²), проте основні запаси концентруються переважно у Кіровоградській (48%) і Дніпропетровській (43%) областях. Відомо більше 90 родовищ і понад 200 вуглепроявів. Продуктивна товща має потужність 15-25м, вона вміщує 1-4 пласти вугілля середньої потужності 3-6м, при максимальній 10-12м. За якістю вугілля басейну м'яке, буре, гумітове. Балансові запаси басейну перевищують 2 млрд.тонн. Перспективи розширення пов'язуються з південно-західною його частиною (Дніпропетровська область).

Буровугільні родовища промислового типу відомі також у Дніпровсько-Донецькій западині - Новодмитріївське у Харківській та Сула-Удайське у Полтавській областях, у Передкарпатті (Коломийське родовище), Закарпатті (Ільницьке родовище).

Нафта і газ. В Україні відомі **три** великі нафтогазоносні провінції. Карпатська, Дніпровсько-Донецька і Кримсько-Причорноморська.

Карпатська провінція охоплює Закарпаття, Карпати і Передкарпаття з частиною Волино-Поділля, що до нього прилягає. Переважна більшість нафтових і газових родовищ розміщена в межах Передкарпатського крайового прогину, розділеного Стебницьким насувом на дві зони - Зовнішню і Внутрішню. При цьому у Зовнішній зоні, яка прилягає до Східно-Європейської платформи, концентрується основна маса газових родовищ (*Угерське, Більче-Волицьке, Рудківське, Залужанське та ін.*), яких виявлено біля 30. Глибина залягання газонасних горизонтів до 3700 м, вік - переважно неогеновий, рідше крейдовий, юрський. Багато родовищ уже в значній мірі вичерпали свої запаси.

У Внутрішній зоні прогину переважають нафтові родовища (*Битківське, Бабченківське, Бориславське, Долинське, Орівсько-Уличнянське, Північно-Долинське та ін.*). Глибина залягання промислових покладів - до 5400м, вік - неогеновий, палеогеновий, крейдовий.

Невеликі за запасами родовища нафти і газу виявлені у складчастій зоні

Карпат у Закарпатському прогині, на території Волино-Подільської плити. На плиті відомі два родовища: *Куликівське газове* (напівпромислове) девонського віку та *Локачинське* нафтогазове промислове силурійсько-девонського віку.

Дніпровсько-Донецька провінція розміщена на лівобережній Україні і охоплює Полтавську, Сумську, Харківську, Чернігівську, частково Дніпропетровську області. Приурочена вона до Дніпровсько-Донецької западини, яка складена потужною товщею осадових утворень. Близько 95% запасів газу і 70% нафти пов'язані з відкладами пізньокам'яновугільного та ранньопермського віку. Відомо близько 50 родовищ нафти і понад 90 родовищ газу; глибини залягання нафтогазоносних горизонтів коливаються у дуже широких межах - від декількох сотень до 5800 м.

Найбільшими газовими родовищами були *Шебелинське, Західно-Хрещищенське і Єфремівське* (Харківська область), сумарні запаси яких складали понад 970 млрд.м³. Серед нафтових родовищ за величиною нафтовидобутку виділялись *Леяківське, Гнідинцівське* (Чернігівська область) і *Глинсько-Розбишівське* (Полтавська область) родовища, які дали понад 70% всієї нафти, видобутої у Дніпровсько-Донецькій западині. На більшості нафтових родовищ поряд з нафтою добувають попутний газ і конденсат. Спостерігається певна закономірність у географічному розміщенні нафтових родовищ. Значна кількість їх з великим вмістом газу розміщена у північній частині провінції, в південному напрямку вони змінюються газовими. Дніпровсько-Донецька нафтогазоносна провінція посідає провідне місце в Україні серед нафтогазоносних територій, однак запаси її (особливо нафти) обмежені.

Кримсько-Причорноморська нафтогазоносна провінція розміщена на території Запорізької, Миколаївської, Одеської і Херсонської областей, а також у межах Автономної Республіки Крим та в акваторіях Чорного і Азовського морів, що прилягають. Відомо близько 60 переважно невеликих нафтових і газових родовищ структурно приурочених до глибокої депресії субширотного простягання в межах Причорноморської групи прогинів. Поклади вуглеводнів на більшості родовищ пов'язані із вапняками нижнього і середнього палеогену на глибинах 600-1200 м, з піщано-глинистими осадами майкопської серії олігоцену (200-750 м) та пісковиками нижньої крейди (4400-4470 м). В Причорномор'ї газоносні також неогенові породи. Більшість родовищ виявлено в надрах Тарханкутського та Керчинського півостровів. Серед найбільших родовищ: *Джанкойське, Глібівське, Західно-Октябрьське, Стрілківське газіві, Голицинське* газоконденсатне в акваторії. На перспективних площах провінції ведуться інтенсивні пошукові роботи. Зокрема перспективними вважаються палеозойські та мезокайнозойські осадові відклади на глибинах більше 4500 м, а також породи кристалічного фундаменту.

Горючі сланці. На північному схилі Українського щита, в депресії, заповненій відкладами кайнозою, знаходиться *Бовтинське* родовище горючих сапропелітових сланців (Кіровоградська і Черкаська області). Сланці утворилися в озерних умовах, за якісними показниками близькі до естонських і можуть використовуватись як у енергетиці, так і для технологічної переробки (смоли, рідке

паливо, мастила, пластмаси тощо). Запаси становлять більше 3,5 млрд.т.

У Карпатах з відкладами менілітової серії олігоцену пов'язані дуже значні поклади горючих менілітових сланців. Сумарна потужність серії досягає 1500 м. За якісними показниками, умовами залягання та запасами виділяють такі родовища, як *Верхнє Синьєвидне, Борислав, Східниця, Струтень Верхній, Пнів-Пасічна і ін.* Загальні прогнозні запаси менілітових сланців перевищують 500 млрд.т. Сланці можуть використовуватись у майбутньому як низькокалорійне паливо, а також для напівкоксування (смола, горючий газ), для виробництва деяких марок цементу, цегли, рубероїду, заповнювача для бетону (карпазит), кам'яного литва, як стимулятор росту сільськогосподарських культур тощо.

Торф. Поклади торфу приурочені в основному до північних, північно-західних областей України, де нараховують понад 2500 переважно невеликих родовищ. Торфовища низинного типу, антропогенового віку. Основна частина видобутку торфу йде на потреби сільського господарства і лише незначна частка використовується як паливо. Загальні запаси торфу оцінюють у 2,2 млрд.т.

Озокерит. Родовища озокериту відомі у Прикарпатті на території Львівської та івано-Франківської областей. Експлуатуються ще з XIX століття. Промислові поклади зосереджені у *Бориславському, Трускавецькому, Дзвіняцькому, Старунському, Паляницькому* родовищах і приурочені до глинисто-піщаних відкладів міоценового віку. Озокерит представляє собою природну суміш вищих метанових вуглеводнів (парафіни і церезини) з рідкими нафтовими вуглеводнями (масла) і смолами. Використовується для виробництва лаків, у парфумерії, в медицині.

В цілому можна говорити про добру забезпеченість України мінерально-сировинними ресурсами, в першу чергу такими як залізні та марганцеві руди, руди ртуті, титану; неметалами: графітом, каоліном, сіркою, кухонною та калійною солями, скляною сировиною, гіпсом, будівельним та облицювальним камінням, мінеральними водами. В той же час спостерігається відчутний дефіцит нафти, горючого газу, руд кольорових металів і ін., що вимагає розширення пошуково-розвідувальних робіт на перспективних та малодосліджених площах, таких як глибокі горизонти Українського щита, Дніпровсько-Донецької западини, шельфові зони Чорного та Азовського морів та інші.

ЧАСТИНА 2. ОСНОВИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

15. ОСНОВНІ ПОНЯТТЯ ГЕОМОРФОЛОГІЇ

15.1. *Об'єкт, предмет та мета вивчення геоморфології*

Геоморфологія (гр. «гео» – земля; «морфо» – форма, вид; «логія» – слово, вчення. наука) – це наука, що вивчає рельєф земної поверхні (включаючи дно океанів), його зовнішній вигляд, походження, вік, історію розвитку, сучасну динаміку, географічне поширення та господарське використання.

Об'єктом вивчення геоморфології є рельєф земної поверхні, який являє собою сукупність геометричних форм цієї поверхні, що утворюються в результаті складної взаємодії земної кори з водною, повітряною і біологічною оболонками нашої планети та постійно зростаючим впливом людини.

Предметом вивчення геоморфології є зовнішній вигляд (морфологія), походження (генезис), вік (час утворення) та динаміка (показники швидкості давнього чи сучасного перетворення) рельєфу.

Метою вивчення геоморфології є пізнання законів розвитку рельєфу та використання виявлених закономірностей у практичній діяльності людини.

Основними завданнями геоморфології є:

- аналіз морфології рельєфу;
- визначення генезису рельєфу;
- встановлення віку рельєфу;
- відтворення основних етапів розвитку рельєфу;
- встановлення інтенсивності змін рельєфу під впливом ендегенних та екзогенних чинників його формування;
- оцінка придатності окремих форм рельєфу та рельєфу загалом як ресурсу для господарського використання;
- обґрунтування заходів з регулювання несприятливих процесів та їх оптимізації.

Необхідно також відзначити, що земна поверхня розділяє внутрішні та зовнішні геосфери, а рельєф цієї поверхні відображає процеси, які відбуваються в надрах Землі і перебувають у сфері інтересів *геології*, та процеси, що проходять в її зовнішніх оболонках і належать до сфери інтересів *географії*. Виходячи з цього, є всі підстави вважати геоморфологію комплексною **геолого – географічною наукою**.

15.2. *Основні підрозділи геоморфології*

Геоморфологія є *багатогалузевою* наукою, яка включає велику кількість порівняно самостійних підрозділів, що мають свої завдання і особливі методи дослідження. Дисциплінами геоморфології є *загальна геоморфологія, регіональна геоморфологія і прикладна геоморфологія*

Загальна геоморфологія – вивчає загальні закономірності формування і розвитку рельєфу на суходолі та дні океанів.

Регіональна геоморфологія – досліджує рельєф окремих регіонів планети.

Вона базується на фундаменті загальної геоморфології і дає фактичний матеріал для її розвитку.

Прикладна геоморфологія – використовує принципи і методи загальної геоморфології для вирішення практичних завдань господарського використання рельєфу земної поверхні: будівництва населених пунктів і промислових об'єктів та прокладення комунікацій між ними, гідро- технічного будівництва, пошуків корисних копалин, вирішення екологічних проблем тощо. Виходячи із завдань прикладної геоморфології можна виділити її основні структурні підрозділи – *інженерну, урбогенну, пошукову, сільськогосподарську (агрогенну) та екологічну* геоморфологію.

Як розділи або галузі геоморфології розглядають:

- *геоморфологію суходолу* – вивчає представлені на суходолі форми рельєфу;

- *морську геоморфологію* – включає геоморфологію морських *берегів* та геоморфологію *дна* морів і океанів;

- *морфографію* (гр. «morphē» – форма та «graphō» – пишу) рельєфу – включає опис зовнішніх рис рельєфу земної поверхні (абсолютні та відносні висоти, густота та глибина розчленування, просторове розміщення і поєднання форм, орієнтація лінійних елементів форм рельєфу, тощо) та систематизацію їх за зовнішніми ознаками;

- *морфометрію* (гр. «morphē» – форма та «metréo» – вимірюю) рельєфу – досліджує кількісні характеристики форми рельєфу земної поверхні (довжини, площі, об'єми, висоти, глибини, щільності розчленувань тощо);

- *структурну геоморфологію* (морфотектоніку) – вивчає головним чином великі форми рельєфу в їх зв'язку з ендегенними чинниками рельєфоутворення (геологічною структурою, тектонічними рухами земної кори тощо);

- *генетичну геоморфологію* – досліджує особливості походження різноманітних форм рельєфу;

- *динамічну* (гр. «δύναμις» – сила) *геоморфологію* – вивчає динаміку рельєфу (послідовність змін стану й стадії розвитку), рельєфоутворюючі процеси та чинники, які визначають зміни вигляду земної поверхні;

- *кліматичну геоморфологію* – вивчає рельєфоутворюючі процеси, насамперед у зв'язку з кліматичними умовами різних природних зон;

- *екзогенну геоморфологію* – досліджує роль різноманітних екзо- генних процесів у формуванні рельєфу земної поверхні;

- *антропогенну геоморфологію* – вивчає форми рельєфу, змінені чи створені діяльністю людини, а також роль антропогенних чинників і процесів у формуванні природних та природно-антропогенних форм рельєфу.;

- *палеогеоморфологію* – вивчає рельєф минулих геологічних епох (його генезис, вік, історію й закономірності розвитку);

- *біогеоморфологія* – вивчає форми рельєфу створені або змінені внаслідок діяльності біоти;

- *геоморфологічне картографування* – комплекс заходів зі створення геоморфологічних карт різного масштабу, змісту та призначення.

15.3. Методи дослідження в геоморфології

Загальним методом геоморфології є **діалектичний**, який дає змогу розуміти основний постулат науки: рельєф Землі – це результат взаємодії **ендогенних** (внутрішніх) та **екзогенних** (зовнішніх) чинників або рушійних сил рельєфоутворення.

У сучасній геоморфології застосовуються також **спеціальні методи дослідження** – морфологічний, морфометричний, генетичні, палеогеоморфологічний, структурно-геоморфологічний (морфоструктурний), морфодинамічний, морфотектонічний, морфонеотектонічний, порівняльно-морфологічний, геоморфологічна зйомка, геоморфологічне картографування, моделювання та ін.

Морфологічний метод полягає у вивченні зовнішнього вигляду форм і типів рельєфу. Його застосування дозволяє отримати інформацію про відносний вік геометричних форм земної поверхні, спрямованість та інтенсивність тектонічних рухів на певній території, будову та склад гірських порід верхньої частини літосфери тощо.

Наприклад, «гостровершинний хребет» є свідченням інтенсивних висхідних тектонічних рухів та адекватного руйнування гірської країни, «столова височина» вказує на горизонтальне залягання осадових шарів рельєфоутворюючої частини геологічного розрізу, а «височинна рівнина» – результат тривалого прояву повільних тектонічних піднять платформених областей.

Морфометричний метод дає можливість визначити кількісні показники рельєфу. Він суттєво доповнює попередній і має відчутніше наукове та практичне значення, оскільки дозволяє дати певну оцінку глибині ерозійного розчленування земної поверхні, ухилу її схилів, ураженості певних ділянок поверхні окремими геоморфологічними явищами тощо.

Генетичні методи дозволяють встановити походження геометричних форм земної поверхні та генетичний зв'язок між окремими формами або угрупованнями форм рельєфу, отримати інформацію про чинники екзогенного або ендегенного рельєфоутворення і встановити стадію розвитку форми рельєфу та передбачити її наступну динаміку.

Палеогеоморфологічний метод полягає у встановленні характерних рис похованого або відкопаного рельєфу та рельєфоутворюючих процесів минулого. Це дозволяє встановити його зв'язки із сучасним рельєфом, визначити межі морських трансгресій, давніх поверхонь вирівнювання та інших форм рельєфу і явищ природи у віддаленому минулому. Цей метод є найбільш ефективним при застосуванні комплексу *геолого-геоморфологічних методів*, узагальнення результатів яких дозволяє сформулювати закономірності рельєфоутворення та його наслідки у геологічному минулому.

Структурно-геоморфологічний (морфоструктурний) метод є найважливішим методом геоморфології при дослідженні особливостей будови земної кори та її давньої або сучасної динаміки. Його суть полягає в аналізі взаємовідношень рельєфу та геологічних структур. Зокрема, якщо додатним структурам відповідають додатні форми рельєфу, то такий рельєф називатимуть прямим (так само, якщо від'ємним структурам відповідають від'ємні

форми рельєфу); якщо додатним геологічним структурам відповідають від'ємні форми рельєфу або ж навпаки, коли від'ємним структурам відповідають додатні форми рельєфу, то такий рельєф – інверсійний (обернений); трапляються також приклади напівоберненого рельєфу. У 60-70 р.р. XX ст. цей метод почали широко використовувати для розшуків корисних копалин. Він дає можливість отримати достовірну інформацію про роль ендегенних процесів у рельєфоутворенні і містить методики оцінки тектонічних деформацій, складу і стійкості гірських порід та їхньої ролі у формуванні рельєфу. За його допомогою встановлюються особливості прояву в рельєфі геологічної структури осадових та кристалічних порід, і визначається вплив магматизму на утворення окремих форм земної поверхні.

Морфодинамічний метод дозволяє встановити динаміку екзогенних та ендегенних процесів, напрямки і темпи неотектонічних явищ, зробити прогноз темпів денудації та акумуляції і визначити зміни рельєфу під впливом діяльності людини. Цей метод часто об'єднує стаціонарні дослідження та лабораторні експерименти.

Морфотектонічний метод відіграє важливу роль при встановленні взаємозв'язку між особливостями рельєфу і тектонічними структурами та дозволяє прослідкувати прояви в рельєфі тектонічних рухів різного знаку.

Морфонеотектонічний метод полягає у вивченні за зовнішнім виглядом рельєфу характеру та інтенсивності неотектонічних рухів. Індикаторами у цьому разі є гідромережа, річкові тераси. Зокрема, за відхиленням від нормального профілю тераси і врахуванням часу її формування можна визначити інтенсивність тектонічних рухів.

Порівняльно-морфологічний метод використовують для пізнання закономірностей геоморфологічної будови, розвитку рельєфотвірних процесів у недосліджених районах на підставі інформації, отриманої в інших, уже досліджених районах.

Зазначені спеціальні методи, а також **геоморфологічна зйомка, геоморфологічне картографування, моделювання, еколого-геоморфологічний та інженерно-геоморфологічний аналіз, стаціонарне вивчення рельєфу, дистанційні, математичні методи, топографічна зйомка та ін.** використовуються для комплексного дослідження рельєфу і доповнюють один одного.

Разом з тим вони складають єдиний підхід до пізнання рельєфу, який прийнято називати **геоморфологічним або історико-генетичним методом**. Він розкриває суть процесів та взаємозв'язків, що утворюють певний зовнішній вигляд рельєфу, пояснює внутрішню структуру і походження великих і малих гометричних форм рельєфу, встановлює закономірності їх розміщення у просторі та часі. Тим самим виявляється участь у застосуванні геоморфологічного методу основних **загальнонаукових підходів** – системного, генетичного, географічного.

Слід також пам'ятати, що рельєф Землі постійно перебуває під впливом екзогенних та ендегенних рушійних сил (чинників) і для розуміння його еволюції необхідне використання знань *інших природничих наук*.

Так, вплив на процеси рельєфоутворення такого чинника як «склад і

властивості гірських порід» вимагає знань із *неорганічної хімії*, що висвітлюють закономірності рельєфоутворення мінералів та гірських порід шляхом природних фізико-хімічних процесів. А роль тектонічних рухів, діяльність еолових, флювіальних, гляціальних та інших процесів неможливо уявити без використання законів *фізики*.

Застосування палеогеоморфологічних методів часто вимагає міцних знань із *біології* та *геології*, а обробка морфологічних та морфометричних результатів вивчення рельєфу земної поверхні вимагає застосування методів *математичної статистики*, інших *математичних* методів, а також *комп'ютерних технологій* і *програм*.

15.4. Історія виникнення, становлення і розвитку геоморфології

Відомості про рельєф земної поверхні накопичувались з самих ранніх етапів виникнення і розвитку людського суспільства, проте, як наукова дисципліна геоморфологія **почала формуватися** лише наприкінці XVIII – на початку XIX ст., а як самостійна система знань, що входить до комплексу наук про Землю, **остаточно сформувалася** в кінці XIX ст.

До того часу вивчення рельєфу мало описовий характер і виконувалося в процесі геологічних, географічних та землеописових досліджень. Правда слід відзначити, що упродовж середньовіччя висловлювалися й досить сміливі твердження окремих вчених щодо деяких аспектів розвитку земної поверхні. Так, геніальний художник, інженер і вчений **Леонардо да Вінчі** вважав, що обриси суходолу не є постійними і припускав, що річкові долини сформовані роботою самих річок.

У другій половині XVIII століття виникли і певний час конкурували між собою дві концепції – «*нетунізму*» і «*плутонізму*», які обстоювали виняткову роль одного з чинників формування і зміни поверхні Землі.

Перша концепція, фундатором якої був саксонський вчений **Г. Вернер**, одержала свою назву від імені давньоримського бога моря Нептуна. Її суть полягала в тому, що Вернер, досліджуючи головним чином осадові породи, зробив хибний висновок про виняткову роль океану у формуванні гірських порід і рельєфу.

Друга концепція, одержала свою назву від імені давньогрецького бога земних надр Плутона. Її автором був шотландський вчений **Д. Геттон** (Хеттон), який вважав, о провідна роль у формуванні гірських порід і, відповідно, рельєфу «належить внутрішньому вогню Землі». Д. Геттон (Хеттон) дотримувався також думки, що вигляд земної поверхні безперервно змінюється, форми рельєфу руйнуються, а продукти руйнування відкладаються на дні моря.

Слід відзначити, що важливим поштовхом для формування геоморфологічних уявлень і вивчення рельєфу як компонента довкілля став розвиток гірничої справи і цілеспрямованого розшуку корисних копалин у XVIII ст. На формування геоморфологічних уявлень вплинули також праці таких європейських вчених, як **Плейфер**, **Кюв'є** та ін.

Вагомий внесок у розвиток геології та геоморфології у XIX ст. зробив британський геолог **Ч. Лайєль**. У своїй книзі «Основи геології» (1830) він доводив, що основні форми рельєфу виникають як результат рухів земної кори, а потім,

внаслідок впливу зовнішніх сил, зазнають руйнування. Ч. Лайєль – основоположник *принципу актуалізму* в геології, згідно з яким «сучасне є ключем до пізнання минулого». На його думку, земна поверхня повільно і неперервно змінювалась завдяки процесам, що діють і в наш час, відповідно, і наслідки цих процесів у минулому можуть бути подібні до сучасних.

Упродовж всього XIX ст. майже на усіх материках проводилися регіональні географічні, геологічні та геоморфологічні дослідження, які дозволили одержати величезний об'єм інформації про морфологію, генезис, вік та динаміку форм рельєфу земної поверхні, із якого викристалізувалася **наукова основа геоморфології**.

У другій половині XIX ст. геоморфологія почала вирізнятися із комплексних геолого-географічних (землезнавчих) досліджень як самостійна їхня частина, що вивчає рельєф.

Найбільш відомими дослідниками цього часу є:

К. Науман – увів термін «морфологія земної поверхні» (1852);

Д. Дан і Е. Зюсс – вивчали особливості тектоніки, структурної геології та будови планетарних форм рельєфу;

О. Карпінський – майже одночасно з Е. Зюссом розробив теорію коливальних рухів земної кори і окреслив напрямки змін земної поверхні у зв'язку із трансгресіями та регресіями (1888);

П. Кропоткін – обґрунтував теорію материкових зледенінь четвертинного періоду та адекватного перетворення рельєфу північноазіатських рівнин (1886);

Ж. Сюррель, Рютімеєр, С. Нікітін, В. Докучаєв – вивчали умови формування і розвиток річкових долин, ярів, балок;

М. Головківський – встановив зв'язок між епейрогенічними рухами та формуванням річкових терас (1865);

І. Черський – досліджував вплив водної ерозії на еволюцію гірського рельєфу (1878);

Д. Пауелл – вивчав проблеми площинного змиву;

Ф. Ріхтгофен, А. Пенк – проводили роботи, присвячені дослідженню генезису рельєфу та його класифікації;

О. Павлов – досліджуючи розвиток рельєфу рівнин, детально вивчав зсувні процеси, ввів класичні терміни «делювій» і «пролювій»;

В. Обручєв – зробив висновок, що головні форми сучасного рельєфу є результатом коливальних рухів палеоген-антропогенового часу, і назвав їх *неотектонічними*;

Г. Джільберт (Гільберт) – досліджував будову земних надр і рельєфу;

А. Пенк, Е. Брікнер (Брюкнер), А. Вегенер, Е. Зюсс, Е. де Мартонн, Г. Е. Ог, Ф. Ріхтгофен, Г. Штілле – досліджують рельєф і обґрунтовують загальні теоретичні питання його розвитку.

П. Тутковський – вивчав вплив еолових процесів на перетворення рельєфу;

В. Різниченко – досліджував вплив гляціодислокацій на формування рельєфу земної поверхні;

Л. Берг – здійснив першу в Росії спробу *геоморфологічного районування* і на високому науковому рівні розглядав вплив клімату на рельєф, ґрунти, біоту;

О. Крубер, Ф. Ріхтгофен, А. Гетнер – описують і класифікують рельєф

території Російської імперії та сусідніх регіонів.

Спробою створити загальну картину закономірного розвитку рельєфу Землі були геоморфологічні вчення американського геолога **В. Дейвіса** та німецького геоморфолога **В. Пенка** (з іменами цих двох вчених багато дослідників пов'язує виділення геоморфології у повністю самостійну галузь знання).

Головним у вченні Дейвіса є уявлення про **циклічний розвиток рельєфу (теорія географічних циклів (1899))**. Певні особливості форм рельєфу, які виникають під час його розвитку, залежать як від характеру процесу, що формує рельєф, так і від геологічної структури. Під впливом відповідного процесу форми рельєфу проходять ряд стадій розвитку, які разом становлять **цикл**.

В. Дейвіс та його послідовники розглядають еволюцію рельєфу в межах таких циклів: **ерозійного** (нормального), **льодовикового**, **морського** (берегового), **аридного** (пустельного) та **карстового**. Кожен з циклів, на думку В. Дейвіса, проходить стадійно (4стадії: юність → зрілість → старість → згасання)

Найбільшу увагу Дейвіс приділяє ерозійному циклові, або, як він його називав циклові нормальної ерозії. Він розглядав розвиток ерозійного рельєфу в умовах тектонічного спокою, тобто при відсутності підняття або опускання земної кори. За вихідний (початковий) рельєф Дейвіс бере вирівняну ділянку суходолу, більш або менш значно підняту над рівнем моря. Під впливом ерозійної роботи річок рельєф цієї ділянки змінюється, проходячи низку стадій. Стадія «**юності**» характеризується різким і глибоким розчленуванням, крутими схилами, значними коливаннями висот. У стадії «**зрілості**» рельєф загалом знижений, коливання висот менші, обриси долин і вододілів менш чікі, схили більш пологі. Потім настають стадії «**старості**» й «**згасання**», які характеризуються ще більшим зниженням і пом'якшенням обрисів рельєфу.

Еволюція ерозійного рельєфу у межах нормального циклу завершується утворенням ледь піднятої над рівнем моря і надзвичайно слабо розчленованої поверхні – «майже рівнини», або **пенеплену** (лат. «raene» – майже і англ. «plain» – рівнина). Рельєф на кінцевій стадії ерозійного циклу відрізняється від початкового досить кардинально, цикл розвитку завершується і в разі підняття пенеплену над рівнем моря може знову повторитися. Всі особливості еволюції рельєфу земної поверхні Дейвіс пояснював опираючись на формулу: **геологічна структура – екзогенний процес**, який формує рельєф на її основі – **стадія** розвитку цього процесу.

Позитивним у вченні Дейвіса є те, що воно орієнтує на вивчення розвитку рельєфу. Але слід розуміти, що картина розвитку рельєфу, представлена у вигляді ряду ізольованих циклів, є схематичною, надуманою і не зовсім вірною. Дійсність же значно складніша. Важко знайти таку ділянку, поверхня якої формувалася б під впливом лише одного процесу. Зазвичай, має місце поєднання різних рельєфоутворюючих процесів. Помилковим є також припущення, що земна поверхня упродовж геоморфологічного циклу перебуває у стані спокою. Виходячи з вище сказаного, слід розуміти, що багато стадій розвитку рельєфу, за Дейвісом, є суто абстрактними (теоретичними моделями) і в природі не існують.

Вагомий внесок у розвиток геоморфології зробив і німецький геоморфолог **В. Пенк**, який бачив **головне завдання** цієї науки у дослідженні схилів. У своїй

книзі «Морфологічний аналіз» (1924) він розробив *«принцип вивчення тектонічних рухів на основі аналізу рельєфу»*. В. Пенка насамперед цікавили внутрішньоземні, тектонічні процеси, для з'ясування характеру яких необхідно, на його думку, вивчати рельєф. Таким чином, у розумінні Пенка, геоморфологічний аналіз вивчення рельєфу відіграє роль одного з допоміжних геологічних методів тоді, коли необхідно з'ясувати особливості тектонічних рухів. Незважаючи на таке спрощене розуміння змісту геоморфології, «Морфологічний аналіз» В. Пенка становить значний інтерес завдяки всебічному і ретельному опису процесів формування схилів.

Головну увагу В. Пенк надавав зв'язкам денудаційних процесів з вертикальними рухами земної кори. Для вивчення тектонічних рухів він застосовував аналіз форми схилових поверхонь. За В. Пенком, при швидкому та значному піднятті, що супроводжується енергійним ерозійним поглибленням долин, схили повинні набувати *опуклого* профілю. При повільнішому піднятті і певній відповідності глибинної ерозії та інтенсивності денудації профіль схилів виглядає більш-менш *прямим*. Врешті, при тривалому стаціонарному стані земної кори, коли ерозійне врізання досягло межі, а денудація схилів долин та їх відступ у бік вододілів продовжується, схили мають набути *увігнутого* профілю. Якщо після такого розвитку схилів знову почнеться швидке підняття, то вони набудуть східчастого або опукло-увігнутого профілю.

Процес пенепленізації (руйнування гірських країн та утворення на їхньому місці майже рівнини – пенеплену) В. Пенк уявляв інакше, ніж В. Дейвіс. На його думку, знищення межирічних висот розвивається у горизонтальному напрямку внаслідок розростання долин у ширину і руйнування межирічних плато з боків при порівняно малому зменшенні їх висоти. Межиріччя починають швидко знижуватися лише після того, як схили сусідніх долин, прямуючи назустріч один одному, перетнуться між собою. На відміну від В. Дейвіса, В. Пенк розглядав розвиток рельєфу в умовах одночасного впливу на земну поверхню ендо- та екзогенних чинників. Ним запропоновані поняття *«висхідний»* та *«нисхідний»* розвиток рельєфу, як наслідки переважаючого впливу ендо- чи екзогенних процесів.

Необхідно відзначити, що В. Дейвіс і В. Пенк розробляли свої концепції у різний час. Як вище зазначалося, вчення про географічні цикли В. Дейвіса побачило світ у 1899 році, а погляди В. Пенка оприлюднено у 1924 році. Зважаючи на бурхливий розвиток наук на рубежі XIX-XX століть, тридцятирічний термін між опублікуванням концепцій цих вчених був достатнім, щоб В. Пенк, врахувавши деякі помилки свого попередника, висловив більш зрілі наукові ідеї, що сприяли подальшому розвитку геоморфології. Крім того, перебування В. Дейвіса у системі Геологічної служби США (на той час вона займалася численними секретними розробками, пов'язаними з пошуком корисних копалин) не давала йому можливості повністю оприлюднити результати своїх досліджень.

У XX столітті бурхливий розвиток геоморфології продовжувався. Процес накопичення геоморфологічних знань найбільш інтенсивними темпами проходив у колишньому СРСР, США та країнах Європи. У 30-ті роки XX ст. значний внесок у розвиток геоморфології зробили **І. Щукін, О. Енгельн, А. Любек** та ряд інших вчених. Саме в цей час з'являються роботи узагальнюючого плану, найбільш

знаковою серед яких є «*Загальна морфологія суходолу*» І. Щукіна у 2-х томах.

Васлідок військових дій кінця 30-х – першої половини 40-х років ХХ ст. розвиток геоморфології, як і багатьох інших природничих наук був загальмований, але після 2-ої світової війни геологічні та геоморфологічні дослідження стали проводитися із ще більшою інтенсивністю. Це було викликано відродженням економіки і зростанням промислового виробництва, яке вимагало розширення сировинної бази.

Найбільш відомими вченими повоєнного часу є **Л. Кінг, К. Марков, І. Щукін, І Герасимов, Ю. Мещеряков** та ін.

Опираючись на дослідження еволюції схилів, **Л. Кінг** розробив динамічну модель розвитку рельєфу (1967). У будові схилу він виділяв чотири елементи – *вершину, уступ, уламковий схил і педимент* (передгірна рівнина – лат. «*pedimentum*» – підніжжя від лат. «*pedis*» – нога). Кожен елемент, на думку Л. Кінга, розвивається диференційовано під впливом різних, але взаємопов'язаних між собою процесів. Головним механізмом вирівнювання рельєфу він вважав *педиментацію* (утворення передгірних рівнин). З часом, коли підвищена ділянка зрізується і кілька педиментів об'єднуються утворюється «*педиplen*» (англ. «*pediplain*» від лат. «*pedis*» – нога та англ. «*plain*» – рівнина),

К. Марков є основоположником вчення про базові геоморфологічні рівні земної поверхні:

- 1) *абразійно-аккумулятивний* (формується діяльністю морів або великих озер),
- 2) *денудаційний* (виникає внаслідок ерозії постійних і тимчасових водотоків та ін.),
- 3) *снігової лінії* в горах,
- 4) *вершинний денудаційний* (для найвищих гір).

Крім того, К. Марков розробив систематику дослідження віку рельєфу, застосовуючи спорово-пилковий, палеонтологічний, діатовий та інші види аналізу. Він також був одним з авторів «Атласу Антарктиди» та, разом з І Герасимовим, склав перше зведення з історії льодовикового періоду на території колишнього СРСР.

Значний внесок у розвиток теоретичних і практичних питань геоморфології зробив професор Московського університету **І. Щукін**, якому належить унікальна праця стала «Загала геоморфологія», три томи якої побачили світ у 1960, 1964 та 1974 роках.

І. Герасимов та **Ю. Мещеряков** дотримувалися думки, що існує три генетичні категорії форм рельєфу, які охоплюють усе різноманіття рельєфу земної поверхні. Найбільші з них (материки, океанічні западини, рівнинно-платформенні області, головні гірські пояси) вони називали елементами *геотектури* і припускали, що своєю появою такі форми завдячують взаємодії планетарних (космічних) сил з усіма іншими процесами формування рельєфу.

Переважно великі форми рельєфу, які утворюються внаслідок взаємодії ендотектогенних сил за провідної, визначальної ролі ендегенного чинника (рухів земної кори) І. Герасимов та Ю. Мещеряков називали *морфоструктурами*. До них належать деякі гірські системи та їх частини: хребти, нагір'я, плоскогір'я, міжгірні

западини, низовини й височини рівнин, а також відображені в рельєфі окремі тектонічні структури (антикліналі й синкліналі, рідняті та опущені блоки земної кори, обмежені розломами).

Здебільшого невеликі форми рельєфу, утворені екзогенними процесами при взаємодії з іншими чинниками формування рельєфу вчені назвали **морфоскульптурами**. До них вони відносили яри, балки, моренні пасма, трогі, бархани тощо.

За концепцією І. Герасимова та Ю. Мещерякова елементи морфоструктури утворюють основу (каркас) рельєфу, а елементи морфоскульптури – своєрідний орнамент, який цей каркас вкриває. Найбільша одиниця класифікації морфоскульптур – **морфоскульптурна** (морфокліматична) **зона**. Зони розрізняють за основним екзогенним процесом, який вплинув на їх рельєф у теперішній або минулий час, наприклад, зона давньольодовикової, аридної, флювіальної морфоскульптури. Частини морфоскульптурної зони – **країни, провінції, області, райони** – відображають індивідуальні особливості різних територій, які найчастіше визначають за морфоструктурними умовами.

І. Герасимов та Ю. Мещерякову належить також ідея про «геоморфологічний етап розвитку земної поверхні», який триває з мезозою. Вони припускали, що рельєф був створений у мезозої, а протягом наступного часу лише набував сучасного вигляду.

Протягом останніх десятиліть активно розвивалися такі напрямки геоморфологічних знань, як структурна, кліматична, динамічна, інженерна, екологічна, пошукова геоморфологія, палеогеоморфологія, геоморфологія морів та океанів (завдяки новітньому устаткуванню дослідницьких суден) та ін., а також проводилося моделювання геоморфологічних процесів.

До країн, у яких геоморфологія протягом другої половини ХХ- початку ХХІ століття розвивалась найбільш інтенсивно належали **колишній СРСР** (тут плідно працювали М. Гвоздецький, Ю. Симонов, Д. Тимофєєв, О. Леонтєв, Г. Ананьєв, Б. Агафонов, М. Жандаєв, Г. Уфїмцев, А. Спиридонов, Н. Башенїна, Г. Ричагов, А. Ільїн, Г. Горецький, Д. Германович, А. Живаго, С. Кальян, О. Дєдков, А. Ласточкін та ін.), **США** (Б. Хїзен, Е. Емері, Ф. Шепард та ін.), **Німеччина** (Й. Будель, Х. Вільхельм), **Польща** (М. Клімашевський, Б. Криговський), **Австралія** (К. Твідейл, Л. Кїнг) та ін.

У колишньому СРСР основними центрами геоморфологічної науки були московський, лєнінградський, Київський, новосибірський, владивостоцький та Тбіліський університети.

15.5. Особливості становлення та розвитку геоморфології в Україні

Становлення української геоморфологічної школи охоплює тривалий час і пов'язується з іменами відомих вчених другої половини ХІХ – початку ХХ ст., що крокували у своїх дослідженнях шляхами, типовими для тогочасного вивчення рельєфу Європи. Це, в першу чергу, **В. Агафонов, М. Андрусов, П. Армашевський, М. Барбот-де-Марні, А. Гуров, І. Леваковський, В. Докучаєв, В. Ласкареєв, С. Рудницький, Н. Соколов, П. Тутковський, К. Феофілактів**, а також ряд польських вчених, що досліджували рельєф Західної України, ка на той

час входила до складу Польщі.

Формуванню нових знань про рельєф України і виробленню ґрунтових наукових концепцій сприяли дослідження географів та геологів Київського, Львівського, Одеського та Харківського університетів, ґрунтознавчих експедицій В. Докучаєва, десятиверстова геологічна зйомка та проведення осушення боліт. Пріоритетними на той час були дослідження льодовикового, долинно-ерозійного, еолового рельєфу, а також вивчення впливу геологічної будови на формування рельєфу.

У **20-30 роках ХХ ст.** рельєф України досліджувався у зв'язку із проведенням широкомасштабних геологічних пошуків та картографуванням ґрунтового покриву. Тогочасні публікації **П. Тутковського, В. Бондарчука, Р. Виржиківського, М. Дмитрієва, Б. Лічкова, Г. Мірчинка, В. Різниченка, Д. Соболева, С. Соболева, В. Чирвінського, Н. Дмитрієва, В. Крокоса, Б. Мефферта, С. Рудницького, В. Кубійовича** та інших дали змогу створили цілісне уявлення про рельєф України та основні етапи його формування упродовж антропогенного періоду. У той час були створені перші схеми природно-географічного районування, опубліковано низку узагальнюючих робіт, зокрема праця Д. Соболева «Ескіз геоморфології України» (1928), «Атлас України та суміжних країв» (1937) і «Географія українських і суміжних земель» (1938) за редакцією В. Кубійовича. У цих роботах наведено характеристику рельєфу України і процесів його формування. Водночас закладаються підвалини геоморфологічних шкіл у *Києві, Харкові, Львові*, які й зараз визначають напрямки та тенденції геоморфологічних досліджень.

В цей же час у зв'язку із вирішенням чисельних господарських завдань, проводилося дослідження природи України загалом та її рельєфу зокрема. Особлива увага приділялась вивченню річкових долин та історії розвитку рельєфу, що було дуже важливим для гідроенергетичного будівництва (московський фахівець **Ф. Саваренський** та українські – **Д. Назаренко, А. Ромоданова**). У 1936 році виходить і перша праця узагальнюючого характеру щодо рельєфу – «Рельєф України» (автор – Н. Дмитрієв), у якій вперше зроблено спробу геоморфологічного районування нашої країни. На 30-ті роки припадає й початок активної дискусії про походження Канівських дислокацій (**В. Різниченко, В. Бондарчук** та ін.).

Після другої світової війни сильний вплив на розвиток української геоморфології справили праці В. Бондарчука, К. Геренчука, Б. Лічкова та П. Цися, у яких знайшли втілення основи загальної та теоретичної геоморфології, вчення про тектоорогенію, що стало початком виникнення морфоструктурного аналізу та концептуальних основ прикладної геоморфології. Дуже важливими для формуванні української геоморфологічної школи стали праці П. Заморія, який продовжив формування морфоліто-генетичного напрямку, розпочатого ще П. Тутковським. П. Заморій *очолив у 1949 р. першу в Україні кафедру геоморфології* у Київському університеті імені Тараса Шевченка. Рельєф Західної України активно досліджується зусиллями **К. Геренчука** та **П. Цися**, Полісся інтенсивно вивчається **О. Мариничем**, палеогеографічні дослідження проводив **М. Веклич**.

Починаючи з **50-х років ХХ ст.**, формуються основні напрямки геоморфологічних досліджень в Україні. Так, майже в усіх геоморфологічних центрах

нашої держави значного розвитку набули **морфоструктурні та неотектонічні** дослідження (К. Геренчук, І. Соколовський, П. Цись, О. Маринич, М. Веклич, І. Рослий, М. Волков, І. Гофштейн, С. Проходський, В. Палієнко, І. Черваньов та ін.). Важливими напрямками геоморфологічних знань стали дослідження **теорії та методології геоморфології** (В. Бондарчук, І. Соколовський, К. Геренчук, І. Рослий, В. Палієнко, І. Черваньов), **палеогеоморфології та палеогеографії** (А. Ромоданова, П. Заморій, М. Веклич, В. Галицький, Н. Сіренко, О. Адаменко, М. Куниця, І. Рослий, П. Гожик, М. Волков, Ю. Кошик, І. Мельничук), **ярусності рельєфу та циклічності геоморфогенезу** (О. Маринич, І. Рослий, П. Цись, В. Палієнко, О. Адаменко), **геоморфологічного картографування** (І. Соколовський, Я. Кравчук, І. Рослий, І. Черваньов, В. Пономар, Ю. Грубрін, Е. Палієнко), **сучасних геоморфологічних процесів** (Л. Скварчевська, А. Оліферов, Ю. Шуйський, А. Клюкін, Я. Кравчук, Л. Зеленська, І. Ковальчук, В. Стецюк), **регіональної геоморфології** (П. Цись, О. Маринич, М. Кожуріна, В. Некос, Ю. Грубрін, Е. Палієнко, В. Чирка та ін.), **закономірностей формування рельєфоутворюючих відкладів** (П. Заморій, М. Веклич, А. Ромоданова, П. Гожик, В. Чирка).

Упродовж усієї історії становлення української геоморфології важливе місце належало **прикладним геоморфологічним дослідженням**, особливо, у зв'язку із розшуками родовищ нафти й газу (П. Заморій, М. Веклич, М. Волков, В. Палієнко, І. Соколовський та ін.), вирішенням **інженерно-геоморфологічних** (Я. Кравчук, Р. Купраш, В. Палієнко, Ю. Швидкий, Е. Палієнко, Г. Рудько, І. Ковальчук, В. Стецюк та ін.) та **еколого-геоморфологічних** завдань (О. Адаменко, І. Ковальчук, Г. Рудько, В. Стецюк та ін.).

Протягом останнього часу геоморфологи України особливу увагу приділяють теоретичним проблемам розвитку рельєфу, зокрема, проблемам **морфологічної структури та саморозвитку рельєфу** (школа І. Черваньова), **геоморфодинаміки** (В. Дублянський, А. Клюкін, І. Ковальчук, А. Оліферов, Ю. Шуйський, Г. Рудько, О. Комлев), **моделювання рельєфо- утворюючих процесів** (Є. Єлісєєва), **екологічної, антропогенної геоморфології, урбогеоморфології** тощо.

Перспективними напрямками української геоморфології є наступні:

- вдосконалення знань про рельєф як одну з основних складових ландшафту з властивими йому морфологічними, віковими, генетичними та динамічними особливостями, що визначають розподіл речовини та енергії у географічній оболонці;
- вивчення сучасних геоморфологічних процесів, їх динаміки та інших закономірностей функціонування;
- пошук родовищ корисних копалин;
- вирішення інженерних, екологічних, природоохоронних та освітніх завдань.

16. РЕЛЬЄФ ЗЕМНОЇ ПОВЕРХНІ

16.1. Поняття про рельєф. Форми, елементи форм і типи рельєфу

Рельєф (фр. «relief», від лат. «relevare» – піднімаю; підняття, підвищення) – це сукупність геометричних форм земної поверхні різних розмірів, що утворилися внаслідок складної взаємодії земної кори з водною, повітряною та біологічною оболонкою нашої планети.

Він **характеризується** цілим комплексом ознак і особливостей:

1) рельєф значною мірою *залежить* від *особливостей геологічної будови*, у зв'язку з чим його вивчення неможливе без знайомства із складом та властивостями гірських порід, а також без розуміння процесів, що протікають у надрах Землі;

2) особливості рельєфу *визначаються* також *процесами*, які домінують у *зовнішніх оболонках* Землі (атмосфері, гідросфері, біосфері), що вимагає спеціального вивчення цих процесів для розуміння умов формування рельєфу;

3) утворюючись на контакті різних середовищ географічної оболонки, що безперервно змінюються у часі і в просторі, рельєф *являє собою продукт динамічної системи*, аналізувати який можна лише в історичному аспекті (з урахуванням його мінливості у часі, яку часто називають динамікою рельєфу);

4) рельєф *впливає* на *активність геоморфологічних процесів* (тобто, однією з ознак рельєфу виступає його саморозвиток). У визначенні фізичної сутності рельєфу земної поверхні як **об'єкту дослідження** геоморфології існує дві позиції.

Відповідно до *першої* позиції рельєф розглядається як якесь тіло, об'ємне утворення, що включає в себе частину земної кори, в якій проходять процеси рельєфоутворення, зокрема відбуваються тектонічні рельєфоутворюючі процеси. Іноді під рельєфом розуміють деякий шар речовини верхньої частини земної кори, в якому відбувається взаємодія процесів, зумовлених динамікою зовнішніх геосфер та літосфери.

Згідно *другої* позиції, земна поверхня двомірна, двомірний і її рельєф, який не має об'єму, не є тілом. У такій трактовці земна поверхня з її рельєфом розуміється як деяка геометрична поверхня, що має ту чи іншу, закономірно побудовану морфологічну структуру. Остання складається з поєднання геометричних точок, ліній та елементарних поверхонь, кожна з яких відрізняється особливостями своєї геометрії, експозиції, нахилом, висотою.

На будь-якій ділянці земна поверхня являє собою нескінченне чергування піднять і знижень, які утворюють опуклі та увігнуті об'ємні тіла природного і антропогенного походження, що називаються **формами рельєфу**. Форми рельєфу відокремлюються одна від одної чіткими морфологічними (геометричними) межами.

За своїми особливостями вони можуть бути *малими і великими, простими і складними, додатними* (випуклими) – (вищими за оточуючі простори) і *від'ємними* (увігнутими) – (нижчими за оточуючі простори), *замкнутими* (горби, западини – їх можна оконтурити лінією) або *відкритими* (яри, балки).

В залежності від спрямування діяльності зовнішніх агентів (води, вітру, льодовиків тощо) розрізняють форми рельєфу *аккумулятивні* і *денудаційні*. Акумулятивні форми утворюються за рахунок нагромадження матеріалу (бархани, дюни, моренні горби), а денудаційні (руйнівні або вироблені) форми рельєфу

формуються при винесенні матеріалу (яри, карстові лійки тощо).

Одним з найважливіших етапів геоморфологічного аналізу будь-якої території є встановлення *генезису* форм рельєфу, тобто, визначення причин і умов їх утворення, а точніше – визначення чинників, які зумовили утворення тієї чи іншої форми. За походженням (генезисом) форми рельєфу бувають *тектонічні, ерозійні, дефляційні, гляціальні, акумулятивні* тощо).

Кожну форму рельєфу можна уявити у вигляді геометричного тіла, обмеженого характерними точками та лінійними **елементами (елементами форм рельєфу)**. І хоч реально жодна з форм рельєфу (за дуже незначними винятками) не має чітких геометричних обрисів, визначення окремих елементів «геометризованих» форм є чи не єдиним шляхом до кількісних оцінок земної поверхні та окремих її ділянок, що має надзвичайно важливе практичне значення.

Головними елементами форм рельєфу є:

- *грані* – похилі площини (поверхні), які обмежують нерівності;
- *ребра* – лінії перетину граней (вододіли, річкових долин, ярів, балок тощо);
- *гранні кути* – утворюються при перетині (сходженні) трьох і більше граней (поверхонь), з положенням яких пов'язується формування окремих вершин, дна карстових лійок та інших характерних точок рельєфу;
- *вершини* – точки перетину граней і ребер;
- *бровки* – місця різкої зміни крутизни схилів;
- *підосви схилів* – лінії, що з'єднують найнижчі точки схилів (місця перетину схилу і плоскої поверхні).

У природі геоморфологічний аналіз окремих форм рельєфу найчастіше починають з найпростішого – виявлення особливостей поверхонь (граней), що обмежують цю форму. Крім загальних розмірів таких поверхонь особливе значення надається їх похилу до горизонтальної площини. У зв'язку з цим всі поверхні поділяють на *субгоризонтальні* (з кутами похилу менше 2°) та *схили* (кут похилу більше 2°).

Грані є найстійкішими елементами рельєфу, оскільки ребра, і особливо гранні кути, зберігають свою геометричну виразність дуже рідко. У переважній більшості випадків вони під дією різноманітних агентів досить швидко втрачають свої морфологічні ознаки і набувають округлих форм. Сукупність форм рельєфу, які мають подібну будову, походження і вік та поширені на певній території утворюють **тип рельєфу** (гірський, рівнинний, горбкуватий, яружно-балковий тощо).

16.2. Чинники і процеси рельєфотворення.

Чинники рельєфотворення

Існує ряд **чинників**, які *безпосередньо не беруть* участі у формуванні рельєфу, але *впливають* на його утворення, визначаючи «набір» рельєфотворчих процесів, ступінь інтенсивності і просторову локалізацію впливу тих чи інших процесів. Їх можна назвати **каталізаторами рельєфутворення**. До числа таких чинників належать геологічні структури, створені тектонічними рухами попередніх геологічних епох; речовинний склад та властивості гірських порід, що складають земну кору; кліматичні умови; ґрунти; рослинність; гідрогеологічні та геохімічні

умови міграції підземних вод; соціально-економічні чинники; неотектонічні рухи і, в деякій мірі, сам рельєф.

Геологічні структури, що утворились в умовах різноманітного залягання верств гірських порід у літосфері, багато в чому *визначають* рельєф тієї чи іншої ділянки земної поверхні. Тобто сама форма рельєфу повторює («успадкоує») форму структури.

Склад і властивості гірських порід *визначають* їх стійкість до гіпергенезу (вивітрювання) і податливість до механічного руйнування вітром, водою, льодом та іншими силами. Основними властивостями гірських порід, які визначаються їхнім складом є теплопровідність і теплоємність, водопроникність, розчинність, просадочність тощо.

Клімат визначає види та інтенсивність процесів гіпергенезу (вивітрювання), від нього багато в чому *залежить* руйнування продуктів гіпергенезу, дальність переносів, їх сортування і акумуляція. Існує навіть так звана **морфокліматична зональність**, або кліматична зональність процесів рельєфоутворення, тобто виділення кліматичних поясів з характерними для них рельєфоутворюючими процесами. У загальному вигляді, згідно цієї зональності виділяють три морфокліматичних пояси: **нівальний** (холодний) для якого найбільш характерними є діяльність льодовиків та багаторічної мерзлоти; **гумідний** (вологий) – яроутворення, карст; **аридний** (сухий) – діяльність вітру.

Від складу **ґрунтів** та їх стійкості проти розмиву *залежить* інтенсивність протікання процесів площинного змиву й лінійної ерозії, а також особливості інфільтрації поверхневих вод.

Рослинність *впливає* головним чином на можливість виникнення та швидкість протікання ерозійних і еолових процесів та процесів гіпергенезу (вивітрювання).

Гідрогеологічні та геохімічні умови міграції підземних вод *відіграють* важливу роль у особливостях протікання карсту, суфозії та забруднення осадових товщ, а також визначають підземні напрямки перенесення речовини-енергії.

Соціально-економічні чинники є каталізаторами формування антропогенного рельєфу (населених пунктів, шляхів сполучення, оборонних споруд, шахт, кар'єрів, полігонів тощо).

Неотектонічні рухи мають серйозний вплив на сучасну динаміку форм і елементів рельєфу, причому досить часто на значних площах.

Сам **рельєф** також є чинником рельєфоутворення, оскільки будь-яка існуюча геометрична форма земної поверхні є основою для виникнення нових форм рельєфу.

Процеси рельєфотворення

Як уже відомо з геологічної частини даного навчального курсу, всі процеси завдяки яким утворився, а також змінюється сучасний рельєф можна об'єднати у дві великі групи: **ендогенні** (внутрішні) та **екзогенні** (зовнішні).

Ендогенні процеси – це глибинні внутрішньопланетарні геологічні процеси, викликані внутрішніми силами Землі. Проявляються вони у вигляді: 1) підняття магми, 2) вулканічних явищ, 3) метаморфізму гірських порід, 4) землетрусів, 5) повільних піднять і опускань земної кори, 6) зми-
нання гірських порід у складки,

7) утворення розривів, розломів тощо.

Завдяки ендегенним процесам *утворюються* переважно великі структурні форми рельєфу суходолу, дна морів і океанів.

Екзогенні процеси – різноманітні процеси на поверхні Землі та у верхніх шарах земної кори, які виникли під дією зовнішніх сил, головним чином *сонячної енергії, сили тяжіння, вітру, текучої води, діяльності біоти та людини* тощо. Проявляються вони в руйнуванні гірських порід, перенесенні продуктів руйнування, їх відкладенні й утворенні нових відкладів, а також у формуванні рельєфу. Завдяки екзогенним процесам *утворюються* середні та дрібні форми рельєфу.

Ендегенні та екзогенні процеси, як рельєфоутворюючі, ніколи не треба розглядати окремо. Екзогенні процеси постійно впливають на рельєф, утворений ендегенними процесами, ускладнюючи його дрібнішими формами. Виходячи з цього, **рельєф** слід розглядати як результат взаємодії енде- і екзогенних процесів.

16.3. Генезис, вік та динаміка рельєфу

Генезис (гр. «Γένεσις» – походження, зародження) – це походження, виникнення або процес утворення рельєфу. Знання причин виникнення та існування того чи іншого типу рельєфу є **основним завданням геоморфології** і необхідне для численних наукових та прикладних завдань:

- 1) *встановлення* ролі кожного чинника рельєфоутворення у спільному процесі формування рельєфу;
- 2) *прогнозування* розвитку рельєфу на близьке чи віддалене майбутнє;
- 3) *класифікацій* рельєфу за генетичними ознаками;
- 4) *розшуків* корисних копалин, пов'язаних із певним способом утворення нерівностей денної і похованих поверхонь, відповідно, сучасного і давнього рельєфу;
- 5) *розв'язання* низки проблем, що стосуються способів інженерного використання рельєфу;
- 6) *врахування* ролі окремих чинників рельєфоутворення у вирішенні екологічних проблем, пов'язаних із станом земної поверхні в умовах її значного перетворення діяльністю людини тощо.

Походження рельєфу визначають за тим геоморфологічним процесом, яким він був створений. Тому всі форми рельєфу земної поверхні доцільно поділяти на **дві** великі групи – **ендегенні** та **екзогенні**.

Ендегенні форми, в свою чергу, поділяють на три групи у відповідності з ендегенними процесами:

- 1) **тектоненні** (утворені рухами земної кори або тектонічними рухами);
- 2) **вулканенні** (результат дії процесів вулканізму);
- 3) **сейсмененні** (утворені землетрусами).

Екзогенні форми також поділяють на окремі генетичні типи у відповідності з екзогенними процесами: **флювіальні, гравітаційні, еолові, карстові** тощо.

У випадку, коли ті чи інші за генезисом форми рельєфу виникли у минулому, а зараз знаходяться у невластивих для них кліматичних умовах, їх називають **реліктовими** (лат. «relictum» – залишок). Прикладом реліктових форм рельєфу є льодовикові цирки в Українських Карпатах, що виникли під час плейстоценових

зледенінь (сучасних льодовиків там немає), піщані дюни на Поліській низовині, які виникли у перигляціальній зоні під час все тих же плейстоценових зледенінь і т.д.

Про **генезис** рельєфу *можуть свідчити* його зовнішній вигляд, розміри форм і їхня внутрішня (геологічна) будова, проте безпомилкові висновки про походження рельєфу можна зробити лише на підставі застосування комплексу методів.

Вік рельєфу – це час, який пройшов із моменту виникнення певної форми або сукупності форм рельєфу. В геоморфології, як і в геології, використовують поняття *«абсолютний»* і *«відносний»* вік рельєфу. Але використання геологічних методів у геоморфології не завжди можливе, оскільки вони придатні лише для визначення віку акумулятивних форм рельєфу і не можуть бути використані для визначення віку денудаційного (виробленого) рельєфу. Тому геоморфологія, разом із геологічними методами, використовує і власні методи визначення віку рельєфу.

Абсолютний вік рельєфу – це час виникнення рельєфоутворюючих відкладів, який вимірюється в абсолютних одиницях (роках) за допомогою *радіоізотопних методів*, що ґрунтуються на врахуванні періодів розпаду радіоактивних елементів. Проте вивчення абсолютного віку можливе лише для акумулятивного рельєфу, що «консервує» усі накопичені відклади.

Відносний вік рельєфу – це певна стадія розвитку рельєфу, яка визначається порівняльними якісними характеристиками, або час, що визначається по непрямим ознаках і вимірюється у відносних одиницях – ерах, періодах і епохах геохронологічної шкали. Відносний вік рельєфу *визначається* за:

1) стадіями зрілості (наприклад, стадії формування річкових долин: а) *стадії молодості* – невироблене русло, відсутність заплави; б) *стадії зрілості* – формується заплава річки; *стадії старості* – розширення заплави річки, мандрування русла);

2) співвідношенням одних форм рельєфу з іншими (наприклад, річкові долини більш молоді, ніж поверхні, на якій вони утворюються; яри – молодші від річкової долини, на схилах якої вони розвиваються; окремі бархани є молодшими від пустелі, на поверхні якої вони утворилися тощо);

3) віком геологічних відкладів, що утворюють форму (наприклад, визначення віку алювіальних терас річкових долин як середньочетвертинного, оскільки саме такий вік мають алювіальні відклади, що їх складають);

4) віком корелятивних відкладів (наприклад, визначення віку відкладів конусу виносу яру для визначення віку самого яру, з якого ці відклади виносилися);

5) віковими рубежами (наприклад, визначення віку річкової долини шляхом порівняння віку корелятивних відкладів рівнини, на якій вона утворилася, і віку осадових нашарувань на її дні);

6) віком утворення кори гіпергенезу (вивітрювання) (визначенні палеотологічними, палеоботанічними та іншими методами часу утворення кори гіпергенезу (вивітрювання) для порівняння із віком форми, яку вона свого часу перекрыла, тобто «законсервувала») тощо.

Динаміка рельєфу (інколи вживається термін *«морфодинаміка»*) – його властивість постійно змінюватися під впливом відомих ендегенних та екзогенних рельєфоутворюючих процесів, що безпосередньо змінюють земну поверхню.

Загальні закономірності функціонування географічної оболонки та її окремих складових зумовлюють наявність численних характеристик динаміки рельєфотворюючих процесів. До них належать: 1) *ритмічність*, 2) *пульсаційність*, 3) *екстремальність*, 4) *періодичність*, 5) *постійність*, 6) *раптовість*, 7) *циклічність* та, можливо, ще деякі. Вивчення динамічних характеристик рельєфу передбачає, крім дослідження механізмів та наслідків впливу процесів рельєфоутворення на земну поверхню (форм рельєфу), ще й встановлення схильності різних категорій рельєфу до поступових чи раптових змін.

Динаміка рельєфу досліджується численними методами: польовими, дистанційними, напівстаціонарними, стаціонарними, моделюванням та ін. Проте, **основним методом** вивчення динаміки рельєфу є аналіз чинників рельєфоутворення, що дає можливість визначити провідний чинник у розвитку сукупності рельєфотворюючих процесів і вдатися до прогнозування змін земної поверхні. Щодо давнього рельєфу, то вивчення палеогеоморфодинаміки сприяє розумінню спрямованості та інтенсивності процесів рельєфоутворення, визначенню спадковості рельєфоутворення та інших важливих тенденцій розвитку рельєфу.

16.4. Класифікації рельєфу

Найбільш поширеними класифікаціями рельєфу є генетична, морфометрична та класифікація І.П.Герасимова і Ю.О.Мещярекова.

Генетична класифікація традиційно, в залежності від домінуючих процесів, визначає наявність 2-х генетичних видів рельєфу: *ендогенного* і *екзогенного*, які включають по кілька генетичних типів рельєфу (генетичний тип рельєфу – це комплекс форм рельєфу, що мають спільне походження і вік та закономірно повторюються на певній території).

Перший охоплює наступні типи рельєфу: 1) *тектонічний*; 2) *тектонічно визначений*; 3) *денудаційно-тектонічний*; 4) *вулканічний*; 5) *сейсмогенний*.

Всі ці типи рельєфу весь час перебувають під впливом екзогенних процесів, які утворюють наступні генетичні типи екзогенного рельєфу:

- 1) *флювіальний* (утворений дією постійних і тимчасових водотоків);
- 2) *гляціальний* (утворився внаслідок впливу на земну поверхню сучасних або давніх льодовиків);
- 3) *еоловий* (зумовлений діяльністю вітру);
- 4) *флювіо-гляціальний* (створений потоками талих льодовикових вод);
- 5) *кріогенний* (утворений численними мерзлотними процесами в умовах поширення багаторічно-мерзлих гірських порід);
- 6) *гравітаційний* (виник завдяки дії гіпергенезу (вивітрювання) та сили тяжіння);
- 7) *карстовий* (результат розчинення та хімічного вилугування специфічних гірських порід (гіпс, вапняк, доломіт, кам'яна сіль) поверхневими та підземними водами);
- 8) *суфозійний* (формується завдяки процесам механічного винесення дрібноуламкових гірських порід підземними водами);
- 9) *термокарстовий* (утворений внаслідок відтавання окремих ділянок багаторічно мерзлих гірських порід);

10) **береговий** (формується завдяки впливу руйнівної та акумулюючої діяльності хвиль, і течій у морях та океанах);

11) **донний** (виникає внаслідок дії комплексу процесів рельєфоутворення на дні морів та океанів);

12) **біогенний** (результат впливу біоти на земну поверхню);

13) **антропогенний** (сформований внаслідок активної господарської діяльності людини на земній поверхні (інша назва «техногенний»);

14) **елювіальний** (створений у своїх загальних рисах дією процесів гіпергенезу (вивітрювання));

15) **соліфлюкційний** (є результатом процесу стікання ґрунту по схилах в умовах поширення багаторічно-мерзлих гірських порід);

16) **аридний** (сформований у тропічних пустелях завдяки процесам температурного гіпергенезу (вивітрювання));

17) **атмосферний** (утворюється внаслідок удару блискавки по земній поверхні; форми рельєфу, які при цьому виникають називають «**фульгуритами**» (лат. «fulgur» – удар блискавки і гр. «eidēs» – подібий)); коли відбувається оплавлення SiO_2 (пісок, кварц, кремнезем) – формуються **клатофульгурити**, а коли оплавляється поверхня будь-яких гірських порід – **петрофульгурити**).

Слід також відзначити, що в останні роки, через постійно зростаючу роль антропогенного рельєфоутворюючого процесу, інколи виділяють не 2, а 3 генетичні види рельєфу: **ендогенний**, **екзогенний** та **антропогенний** (техногенний, техногенно зумовлений).

Морфометрична класифікація рельєфу (класифікація за розміром) ґрунтується на поділі форм рельєфу в залежності від їх розміру. Згідно цієї класифікації форми рельєфу поділяються на **сім** груп:

Планетарні форми – континенти, западини океанів, серединно-океанічні хребти, геосинклінальні пояси. Їх площа становить мільйони квадратних кілометрів, а розмах висот – 2500-6500 метрів;

Мегаформи рельєфу мають площу десятки і сотні тисяч км^2 , розмах висот 900–4000м. До цієї групи відносять гірські країни (Гімалаї, Кордильєри та ін.), великі рівнини (Східно-Європейська, Західно-Сибірська, Амазонська);

Макроформи рельєфу мають площу сотні і тисячі км^2 , а розмах висот 200-2000м. До них належать окремі гірські хребти, плоскогір'я, великі западини (Байкальська, Ферганська), глибоководні жолоби, острівні дуги;

Мезоформи рельєфу мають площу десятки і сотні км^2 (за деякими джерелами 10 км^2 і менше), розмах висот – десятки і перші сотні метрів. Сюди відносять окремі гори, горби, великі долини і бархани, річкові долини, тераси річок, озер та морів, яри, балки, великі карстові лійки та ін.

Мікроформи рельєфу мають площу, яка вимірюється одиницями м^2 і менше, а розмах висот – від перших метрів до сантиметрів. Мікроформами є невеликі горби, кургани, западини, великі мурашники, хатки та нори бобрів і т.д.

Наноформи рельєфу (гр. «νάνος» – карлик) – це форми, розмір яких вимірюються сантиметрами: купини, орні борозни і гребені, кротовини тощо.

Пікоформи рельєфу вимірюються міліметрами. До них належать горбочки та нори комах, червів та ін.

Ще одна класифікація рельєфу була запропонована в 40-вих роках ХХ ст. російськими геоморфологами **І.П.Герасимовим** та **Ю.О.Мещеряковим**. Як зазначалося у попередньому розділі, вони поділили всі форми рельєфу на три великі групи (категорії), керуючись при цьому як генетичними, так і масштабними критеріями. Тому, цю класифікацію доцільно буде назвати **масштабно-генетичною**.

Згідно класифікації **«І.П.Герасимовима та Ю.О.Мещерякова»** виділяються:

Геотектури – найбільші форми рельєфу земної поверхні, що утворені *ендогенними* процесами планетарного масштабу. При цьому розрізняють геотектури 1-го і 2-го порядків. Геотектури першого порядку – це материки і океанічні западини. Геотектури другого порядку – це гірські і рівнинні країни, тобто *мегаформи* рельєфу, що сформувались наслідок впливу планетарних тектонічних рухів у межах материкових виступів і океанічних западин. Прикладами геотектур другого порядку є Анди і Амазонська низовина в Південній Америці, Східно-Європейська рівнина в Європі і Середньосибірське плоскогір'я в Азії тощо.

Морфоструктури – це великі форми рельєфу земної поверхні (*макроформи*), які утворились в межах геотектур другого порядку в умовах переважаючої дії *ендогенних* процесів – тектонічних рухів земної кори і вулканічної діяльності. Морфоструктурами є низовини і височини, плато і кряжі, гірські хребти на поверхні суходолу і на дні океанів. Прикладами морфоструктур є Причорноморська і Прикаспійська низовини, Придніпровська і Валдайська височини, Донецький і Тіманський кряж тощо. Всі разом вони утворюють геотектуру другого порядку – Сідно-Європейську рівнину. Морфоструктури поділяють на рівнинні і гірські, які, в свою чергу, поділяють за висотою, генезисом, тектонічною будовою, віком тощо.

Морфоскульптури – це середні і дрібні форми рельєфу (мезо-, мікро-, нано- і пікоформи), що утворюються внаслідок переважаючої дії *екзогенних* процесів. Прикладами таких форм на суходолі можуть слугувати річкові долини, яри і балки, улоговини видування і бархани, горби пучення, ози, ками і моренні гряди, карстові лійки. За генезисом (походженням) розрізняють гравітаційну, флювіальну, карстову, суфозійну, гляціальну, флювіо-гляціальну, кріогенну та інші типи морфоскульптури.

17. MORFOСТРУКТУРА СУХОДОЛУ ЗЕМЛІ

17.1. Класифікації морфоструктур

Морфоструктури, що є великими формами рельєфу земної поверхні, доцільно розглядати як виражені в рельєфі геологічні структури, але їх формування не можна пояснити тільки внутрішніми (ендодинамічними) процесами. Вони – результат спільної дії внутрішніх та зовнішніх процесів при провідній ролі перших. Елементи морфоструктури ускладнюють поверхню геотектур (найбільших форм рельєфу земної поверхні).

За розмірами всі морфоструктури поділяють на морфоструктури I, II, III і т.д. порядків. До морфоструктур **I-го порядку** (відповідно, геотектур другого) належать величезні рівнини або гірські країни (Східно-Європейська рівнина, Кордильєри, Гімалаї тощо), до морфоструктур **II-го порядку** – окремі височини, низовини, плато, нагір'я, хребти (Придніпровська височина, Вірменське нагір'я, Ефіопське нагір'я) і т.д. При такій класифікації беруть до уваги відносні розміри морфоструктур і кожна морфоструктура більш низького порядку, включає кілька морфоструктур більш високого.

За співвідношеннями форми рельєфу з геологічними структурами всі морфоструктури поділяють на **прямі, обернені та перехідні**.

Прямі (успадковані) морфоструктури повністю повторюють (успадковують) форми тектонічної структури. Наприклад, додатній тектонічній структурі антекклізі відповідає додатня форма рельєфу – височина, а від'ємній структурі синекклізі – від'ємна форма рельєфу – низовина.

Обернені (інверсійні) морфоструктури навпаки повністю не відповідають тектонічним структурам тобто антиклізі відповідатиме низовина, а синекклізі – височина.

Перехідні морфоструктури будуть спостерігатися або при розташуванні форм рельєфу над схилами як додатніх так і від'ємних тектонічних структур, або при моноклінальному заляганні шарів гірських порід.

Найбільш поширеною класифікацією і найбільш вживаною в інших галузях географії є поділ морфоструктур на дві великі групи: **рівнинно-платформені та гірські**. Вони в свою чергу поділяються на підгрупи, про що буде йтися нижче.

17.2. Морфоструктура рівнинних областей

Як відомо з вивчення геології, платформи – це основні елементи структури материків, які на відміну від геосинкліналей характеризуються більш спокійним тектонічним режимом, меншою інтенсивністю проявів магматизму та сейсмічності. Саме тому більше **50%** площі материкових платформ зайнято низовинами, височинами, невисокими плато і плоскогір'ями або шельфовими морями (Балтійське, Карське). Звідси і назва морфоструктури – **рівнинно-платформенна**.

Про будову і типи платформ уже відомо з курсу геології, а от питання про рівнини розглянемо детально. Отже, **рівнини** називають значні за площею ділянки земної поверхні, що характеризуються рівною або слабо хвилястою поверхнею. Для них характерні малі нахили, а коливання висот не перевищує 200м. Поєднання рівнин різного походження та різних гіпсометричних рівнів у межах

великих за площею територій формує **рівнинні країни**. Прикладом рівнинної країни є Східно-Європейська рівнина, що складається із окремих височин та низовин.

В залежності від переважаючих рельєфоутворюючих процесів виділяють 2 генетичні типи рівнин: **денудаційні** та **аккумулятивні**, які в свою чергу поділяються на ряд підтипів.

Денудаційні рівнини (лат. «denudatio» – відслонення, руйнування) формуються на ділянках платформ з переважно висхідними рухами земної кори в результаті гіпергенезу (вивітрювання) гірських порід, зносу продуктів руйнування з додатніх форм рельєфу у від’ємні та вирівнювання рельєфу земної поверхні. У тектонічному відношенні всі денудаційні рівнини *відповідають* щитам і антеклізам материкових платформ. Практично всі існуючі височини і плоскогір’я є денудаційними. На ділянках платформ, що характеризуються горизонтальним або слабо нахиленим заляганням порід різної міцності, денудація спричинює утворення столових (ступінчастих) рівнин і плато. Залишкові височини часто називають столовими горами.

Теоретично ідеальну рівнину називають **пенепленом** (лат. «paene» – майже і англ. «plain» – рівнина). Вона утворюється внаслідок повільного руйнування вершинних поверхонь та схилів гірської країни (*процесу пенепленізації*). При цьому дещо інтенсивніше руйнуються менш стійкі гірські породи, а стійкі піднімаються на місцевості у вигляді позитивних форм рельєфу – *коренів зруйнованих гір*: невисоких гір, горбів тощо. З часом, на місці колишньої гірської країни утворюється горбиста рівнина. Типовим прикладом пенеплену є Казахський дрібносопковик.

Різновидом пенепленів є **педименти** (англ. «**pediment**» від лат. «pedimentum» – підніжжя) – слабо нахилені (3-5°) рівнини, що облямовують підніжжя гір і сформувались на складчастому фундаменті під дією денудації (рис. 66).

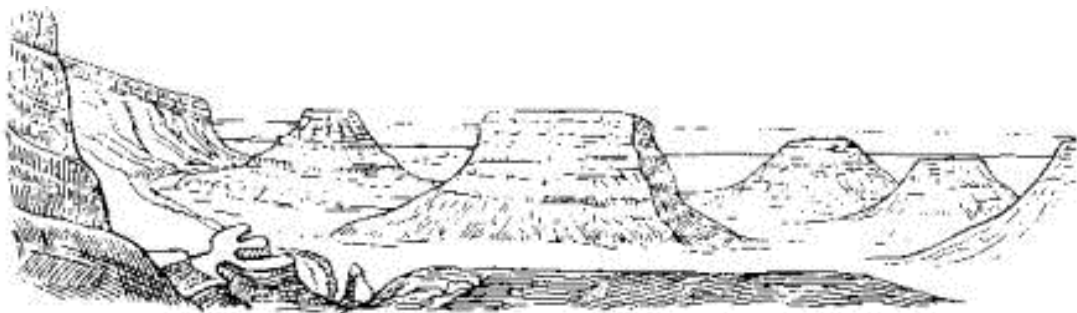


Рис. 66. Педимент з останцевими столовими горами (Берег затоки Кара-Богаз-Гол, за М.І.Андрусовим).

Типовим прикладом педименту є плато Підмонт на південно-східному схилі Аппалачів. У випадку злиття кількох паралельно розташованих педиментів під схилами гір формується рівнина, що отримала назву «**педиплен**» (англ. «pediplain» від лат. «pedis» – нога та англ. «plain» – рівнина). Для неї характерні **острівні гори** з відносно крутими схилами (залишки колишніх гір), що піднімаються над рівнинною поверхнею. Процес формування таких рівнин називається *педипленізацією*.

В залежності від тектонічної будови денудаційні рівнини поділяють на *цокольні і пластові*.

Цокольні денудаційні рівнини являють собою давні поверхні вирівнювання, які виникають при руйнуванні та нівелюванні кристалічного фундаменту платформ (у районах щитів) і складчастої основи давніх гірських систем. Прикладом цокольних денудаційних рівнин є Придніпровська височина (приурочена до Українського кристалічного щита), височина Смоланд (приурочена до Балтійського кристалічного щита), Лаврентійська височина (приурочена до Канадського кристалічного щита).

Пластові денудаційні рівнини формуються на потужному чохлі осадових відкладів платформених плит. Прикладами пластових рівнин є Західно-Сибірська рівнина в Азії, Великі рівнини в Північній Америці тощо. **Акумулятивні рівнини** (лат. «*assimulatio*» – нагромадження, накопичення) утворюються на знижених ділянках материкових платформ в результаті акумуляції (накопичення) пухких осадових порід різного походження. Акумулятивні рівнини формуються на ділянках платформ з переважно низхідними рухами земної кори і у тектонічному відношенні *приурочені* переважно доплатформених синекліз.

Акумулятивними рівнинами є практично всі низовини. Наприклад, Поліська низовина досить чітко вкладається в рамки Поліської синеклізи, Придніпровська низовина – у межі Дніпровсько-Донецької западини т.д.

Оскільки більшість акумулятивних рівнин складена потужним чохлом осадових відкладів, їх теж, як і подібні за геологічною будовою денудаційні рівнини, можна вважати **пластовими**. Такими, наприклад, є Прикаспійська, Месопотамська та Індо-Гангська низовини. Проте в характеристиці низовинних рівнин термін «пластові», як правило, не використовують, залишаючи його лише для характеристики підвищених рівнин.

В залежності від походження осадових порід всі акумулятивні рівнини поділяють на **генетичні типи**: морські, озерні, алювіальні, льодовикові (флювіо-гляціальні, зандрові), льодовикові (гляціальні, моренні), лесові, еолові, вулканічні тощо.

Морські рівнини (Причорноморська, Західносибірська, Прикаспійська, Примексиканська) утворюються на місцях морських трансгресій. У тектонічному відношенні вони найчастіше представлені опущеними частинами платформ, фундамент яких похований під потіжними шарами морських осадових відкладів. Рельєф морських рівнин одноманітний, із слабким нахилом у бік моря.

Озерні рівнини формуються на плоскому дні висохлих озер. Для них характерна увігнута форма поверхні, алевро-глинистий (для гумідного клімату) або галогено-карбонатний (для аридного клімату) склад відкладів. На таких рівнинах багато болотних масивів, а також мають місце абразивні уступи, берегові вали і тераси на околицях колишньої акваторії. Прикладами озерних рівнин є Полоцька низовина в Білорусі, Ільменська низовина в Росії, окремі ділянки посушливих районів півдня Західного Сибіру, Казахстану та Центральної Азії.

Алювіальні рівнини (Придніпровська, Амазонська, Індо-Гангська та ін.) утворюються внаслідок ерозійної діяльності річок і накопичення пухких шаруватих річкових (алювіальних) відкладів (наносів). Для річкових рівнин характерна плоска

або слабохвиляста форма поверхні, яку ускладнюють незначні за висотою прируслові вали і озера-стариці. Алювіальні відклади представлені пісками, суглинками або торфами, які залягають окремими шарами один над одним.

Водно-льодовикові (флювіо-гляціальні, зандрові) **рівнини**, розташовуються по зовнішньому краю давніх материкових зледенінь (Поліська, Мещерська). Вони виникають в результаті накопичення осадових відкладів, які переносяться талими водами покривних льодовиків. Як правило, такі рівнини низовинні і складені піщаними, піщано-гальковими та піщано-глинистими відкладами.

Льодовикові (гляціальні, моренні) **рівнини** утворюються в місцях тривалого існування давніх зледенінь (північні райони Сх.-Європейської рівнини). Вони є результатом накопичення моренних відкладів – суглинків з включеннями пісків, гальки. Такі рівнини мають складний рельєф, у якому плоскі ділянки перемежуються горбистими, а зниження зайняті озерами і болтами.

Лесові рівнини належать до порівняно високих і складені більш або менш потужними товщами лесів і лесоподібних відкладів, які вкривають більш давні породи, нівелюючи земну поверхню. Схили лесових рівнин розчленовані ярами та балками, а плоска поверхня вкрита суфозійними западинами. Класичним прикладом лесових рівнин є Лесове плато у південно-східній Азії, лісостеповій та степовій зоні України.

Еолові рівнини формуються в аридних районах, у результаті роботи вітру. Це по суті пустелі (Гобі, Каракум, Сахара та ін.)

Вулканічні рівнини утворюються при площинному типі вулканічних вивержень, коли значні простори заливаються лавою і ховають під собою більш давні породи. В геоморфологічному розумінні це високі платоподібні поверхні з глибокими врізами річкових долин. Прикладами вулканічних рівнин є Колумбійське плато, плато Декан та ін.

Рівнини суходолу, які утворились внаслідок підняття і звільнення від води прибережних ділянок дна морів та океанів у процесі епейрогенічних рухів називають **первинними**. Прикладами первинних рівнин є Причорно-морська і Прикаспійська низовини, Західно-Сибірська рівнина та ін.

Вторинними називають рівнини, які утворились шляхом руйнування і пенепленезації (денудації) гір, або накопичення акумулятивних, наприклад алювіальних відкладів. Прикладом вторинних рівнин денудаційного типу є Казахський дрібносопковик, Східно-Європейська рівнина та ін., акумулятивного типу – Амазонська низовина, Месопотамська низовина тощо.

Крім генетичної класифікації рівнин існує ще 3 класифікації – 1) за абсолютною висотою, 2) за щільністю горизонтального розчленування та 3) за глибиною вертикального розчленування.

За абсолютною висотою рівнини поділяються на від'ємні, низовинні, підвищені та нагірні.

Від'ємні рівнини (депресії, западини) – це рівнини, які лежать нижче рівня моря (Прикаспійська низовина, западина Г'хор (південно-східна Азія)).

Низовинні рівнини (низовини) мають абсолютну висоту від 0 до 200 м (Амазонська, Причорноморська, Північно-Германська). Такий тип рівнин відповідає від'ємним тектонічним структурам – синеклізам.

Підвищені рівнини (височини) мають абсолютну висоту від 200 до 500 м над рівнем моря (Волино-Подільська, Придніпровська, Лаврентійська височини). Височини приурочені до додатних тектонічних структур – щитів та антекліз. Серед підвищених рівнин виділяють **плато** – плоскі або слабохвилясті рівнини, які відокремлені від оточуючих низовин крутими уступами. Розрізняють *структурні*, *вулканічні* та *нагірні* плато. **Структурними** називають плато, які складені шарами гірських порід, що мають горизонтальне залягання. Прикладом таких плато є Устюрт в Азії (рис.67).

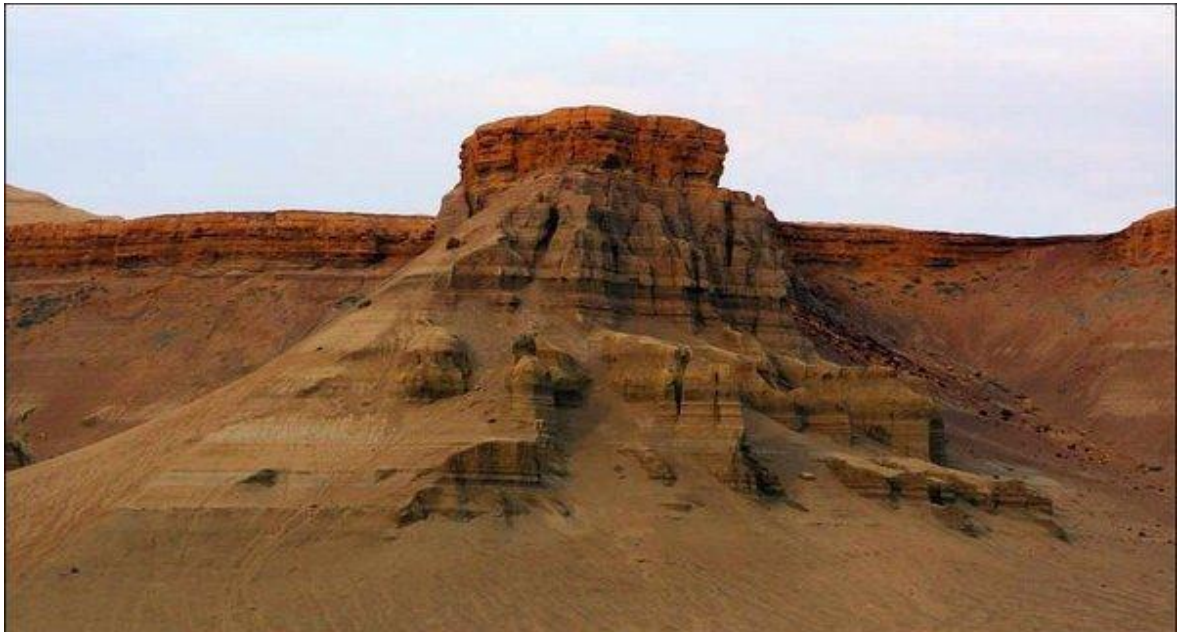


Рис.67. Плато Устюрт

Плато, які утворилися в результаті виливу на земну поверхню величезних мас лави, що заповнила нерівності рельєфу, який існував раніше, називають **вулканічними**. Прикладом такого типу плато є Декан на півострові Індостан в Азії. **Нагірними** плато називають плоскі або слабо хвилясті простори у внутрішніх частинах гірських країн. Прикладами нагірних плато є Альтиплано (рис. 68) у Південній Америці; Юкон, Фрезер, Колумбійське та Колорадо в Північній Америці.



Рис. 68. Плато Альтиплано

Різновидом височин є також **кряжі** (Донецький, Тіманський), що являють собою залишки давніх зруйнованих гір. Найвищі точки кряжів, як правило, розташовуються вздовж однієї лінії, нагадуючи розміщення вершин гірських хребтів.

За висотою плато бувають *низькі* (300-500м)(Тургайське, Устюрт) і *високі* (понад 500м) (Альтиплано, Анабарське, Колорадо, Великий Басейн).

Нагірні рівнини (**плоскогір'я**) складені горизонтально залягаючи ми або слабо деформованими шарами гірських порід і мають абсолютну висоту понад 500 м (Середньосибірське, Східноафриканське, Бразильське плоскогір'я).

За щільністю горизонтального розчленування (за віддаленістю ліній вододілів від тальвегів ерозійних форм) рівнини бувають:

- слабо розчленовані (понад 1000м);
- середньо розчленовані (500-1000м);
- значно розчленовані (100-500м);
- сильно розчленовані (50-100м);
- дуже сильно розчленовані (менше 50 м; «бедленди»).

За глибиною вертикального розчленування виділяють рівнини:

- *нерозчленовані і слабо розчленовані*, які мають перепади висот до 10м (Прикаспійська);
- *дрібно розчленовані* – мають перепади висот від 10 до 25м, в них розвинута яружно-балочна мережа (більшість рівнин);
- *глибоко розчленовані* – характеризуються перепадами висот від 25 до 200м, для них характерна густа мережа ярів, балок, річкових долин (переважна більшість височин).

17.3. Морфоструктура гірських областей

Гори («гірська країна», «гірська система») – це великі ділянки земної поверхні, які підняті на значну висоту над рівнем моря, сильно розчленовані і характеризуються значними коливаннями висот на малих відстанях. Гори розрізняють за *висотою, розмірами і складністю будови, горизонтальним розчленуванням, генезисом та віком*.

За висотою над рівнем моря гори поділяють на чотири групи: низькі, середньовисокі, високі і надвисокі.

Низькі гори мають незначну висоту (від 200 (за іншими даними, від 700) до 1000м, з окремими вершинами до 1200 м). Їх вершини округлі, схили пологі (крутизна 5-10°), а глибина розчленування – 200-500м. До гір цієї групи належать, наприклад, Кримські гори.

Середньовисокі гори мають висоту від 1000 до 3000м, глибину розчленування – 500-1000м і крутизну схилів – 10-25°. Вершини таких гір здебільшого заокруглені (інколи навіть плоскі). Гострі гребені зустрічаються порівняно рідко. До цієї групи належать Урал, Карпати, Аппалачі, Скандинавські гори та ін.

Високі гори мають висоту від 3000 до 5000м, глибину розчленування – понад 2000м і скелясті схили крутизною понад 25°. Вершини високих гір гострі (зубці, башти, піки), часто з наявністю зледеніння. Прикладами таких гір є Альпи, Атлас та

ін.

Надвисокі гори мають висоту понад 5000м, гострі вершини і зазубрені гребені хребтів, досить потужне сучасне зледеніння. До гір цієї групи належать Гімалаї, Анди, Кордильєри.

За розмірами і складністю будови, гори поділяють на гірські пояси, гірські системи, гірські країни, гірські хребти, гірські масиви, гірські вузли, нагір'я та окремі гори.

Гірський пояс – це найбільша гірська споруда, що простягається на декілька тисяч кілометрів, приурочена до певного складчастого поясу і поєднує кілька генетично однорідних гірських систем. Прикладом гірських поясів є Альпійсько-Гімалайський, Кордильєрський і Андійський пояси.

Гірська система є частиною гірського поясу, яка сформувалась протягом одної геотектонічної ери, має просторову і морфологічну єдність та поєднує кілька гірських країн. Прикладом гірських систем є гори Південного Сііру, що поєднують гірські країни Алтай і Саяни, гори Аппалачі, що поєднують каледонські Північні Аппалачі і герцинські Південні Аппалачі та ін.

Гірська країна – це частина гірського поясу або гірської системи, яка сформувалась протягом однієї епохи горотворення і складається з ряду компактно розміщених гірських хребтів і масивів. Прикладом гірських країн є Алтай, Кавказ, Саяни тощо

Гірський хребет складає частину гірської країни. Він являє собою лінійно витягнуте гірське підняття значної висоти з крутими схилами та чітко виділеною лінією вододілу. Сусідні хребти відокремлюються глибокими річковими долинами або міжгірними улоговинами. Прикладом гірських хребтів є Верхоянський хребет, хребет Черського, хребет Великий Хінган тощо.

Гірський масив – це більш або менш ізольована частина гірської країни, приблизно однакової довжини і ширини, яка вирізняється відносно слабкою розчленованістю і відділена від інших частин гірської країни глибокими річковими долинами. Прикладом гірських масивів є Монблан у Альпах, Татри у Карпатах, Ельбрус на Кавказі і т.д.

Гірський вузол – високогірна важко доступна область, у якій перетинаються (або від якої розходяться) гірські хребти. Яскравим прикладом гірського вузла є Алтай.

Нагір'я – значні за розмірами і висотою гірські підняття, де вирівняні ділянки чергуються з гірськими хребтами та масивами, але площа гірських хребтів і масивів більша за площу вирівняних ділянок (плоскогір'їв). Прикладами нагір'їв є Іранське, Вірменське, Ефіопське нагір'я.

Окрема гора – це додатня форма рельєфу, яка ізольовано піднімається над відносно рівним простором не менше ніж на 200 (інші дані – понад 500 м). В її будові чітко виділяються вершина, схили та підосва.

За обрисами розміщення окремих хребтів виділяють наступні **типи горизонтального розчленування гір**:

1) радіальне (променеве) розчленування – хребти простягаються у різні боки від одного гірського масиву, як від центру;

2) перисте (поперечне) розчленування – від головного хребта, майже

перпендикулярно до нього або під певним кутом простягаються короткі високи хребти;

3) гратчасте розчленування – комплекс гірських хребтів поздовжнього та поперечного розташування розділених долинами;

4) віялоподібного розчленування головного хребта в одному напрямку у його кінцевій частині;

5) кулісне розчленування – виникає при косому розташуванні бокових хребтів по один бік головного хребта, на зразок театральних куліс.

За генезисом гори поділяються на три типи: *тектонічні, вулканічні та ерозійні*.

Найпоширенішим генетичним типом гір є **тектонічні** – утворені внаслідок тектонічних рухів земної кори і тектонічних порушень, викликаних цими рухами. Вони, в свою чергу, поділяються на три підтипи:

Складчасті гори являють собою підняття земної поверхні, що виникають в рухомих (геосинклінальних) зонах земної кори без розриву верств гірських порід. Товщі гірських порід тут зім'яті в антиклінальні та синклінальні складки. У чистому вигляді складчасті гори зустрічаються досить рідко. Утворилися такі гори переважно в альпійську епоху горотворення і є наймолодшими на планеті (Копетдаг, Кавказ, Гімалаї, Карпати, Альпи та ін.).

Брилові (скидові) гори утворились у давніх складчастих областях або на платформених ділянках внаслідок розломів земної кори та окремі блоки (брили). Це, як правило, горсти, що розділяються грабенами (міжгірними улоговинами і тектонічними долинами). Для брилових гір характерні круті схили і плоскі вершини, тому їх іноді називають столовими горами (слід мати на увазі, що столовими називають і ерозійні гори які мають зовсім інші чинники утворення). Прикладами брилових гір є гори Забайкалля (Становий, Яблоновий хребти), Східний Саян, гори Центральної Європи (Гарц, Шварцвальд, Vogesi та ін.), Східної Африки (Ефіопське нагір'я) та ін.

Складчасто-брилові гори являють собою підняття земної поверхні, утворені складчастими товщами гірських порід, які, втративши свою пластичність, були розбиті на брили більш молодими розломами і потім підняті на різну висоту. При цьому виникли грабени й горсти, що ускладнили рельєф таких гір. Складчасто-брилові гори мають значне поширення в межах молодих геосинклінальних зон і активізованих ділянок платформ. Такі гори називають ще «*відродженими*» (омолодженими). Прикладами складчасто-брилових гір є Тянь-Шань, Алтай, Каракорум, Алтинтаг, Наньшань, Скелясті, Балкани, Маккензі та ін.

Вулканічні гори утворюються в результаті виверження магми на поверхню із надр Землі або підйому її в середині земної кори. Найбільш характерні для вулканічних областей конусоподібні гори, які одиночно або групами (формуєчи вулканічні хребти чи нагір'я) піднімаються над оточуючою територією. В усіх випадках вулканічні гори слід відносити до форм рельєфу, які накладені на тектонічний фундамент. За висотою вулканічні гори часто не поступаються тектонічним горам. Прикладами є вулкани Камчатки, Японії, Східної Африки, Гаваїв, Середземномор'я та ін.

Ерозійні (останцеві) **гори** формуються в результаті глибокого ерозійного розчленування високого плато або плоскогір'я. Для ерозійних гір характерні плоскі,

платоподібні вершини і стрімкі схили в типовому вигляді ерозійні гори представлені в Африці. Вони також ускладнюють поверхню плато Колорадо, Гвіанського нагір'я та ін.

За віком гори поділяють на давні, молоді та омолоджені. **Давні гори** виникли у байкальську, каледонську, герцинську і мезозойську ери горотворення. Для них характерна відносно незначна висота, порівняно незначне ерозійне розчленування, потужний чохол осадових відкладів, що нівелює поверхню, а також загальне послаблення активності ендегенних процесів. Прикладом давніх гір є Скандинавські гори, Урал тощо.

Молодими горами вважаються гори альпійської (кайнозойської) фази горотворення. Вони відзначаються значною висотою, глибоким вертikalним розчленуванням, крутими оголеними схилами та слабо розвиненим осадовим чохлам. Для молодих гір характерні активні сейсмічні та вулканічні процеси. Прикладом молодих гір є Альпи, Карпати, Піренеї, Гімалаї тощо.

Омолодженими (відродженими) є гори, які утворилися внаслідок підняття на значну висоту пенепленізованих (зруйнованих і вирівняних) давніх гірських споруд під час інтенсивних неотектонічних та сучасних висхідних рухів земної кори. Омолоджені гори мають вирівняні, як у давніх гір, вершинні поверхні, але круті схили і значну висоту, як у молодих гір, і відрізняються тектонічною активністю. Прикладом омолоджених гір є Тянь-Шань, Куньлунь, Каракорум тощо.

Крім різних типів гір, в умовах гірського рельєфу формуються також *міжгірні улоговини* та *передгірні рівнини*.

Міжгірні улоговини – це зниження між окремими гірськими хребтами, які лежать на кілька сотень метрів нижче гребенів хребтів, що їх оточують, і заповнені пухкими відкладами пролювіального, алювіального, озерного або флювіогляціального походження. У тектонічному відношенні вони приурочені до синкліналей або синкліноріїв.

Передгірні рівнини – це нахилені рівнини, які утворились на передгірних прогінах внаслідок заповнення їх продуктами руйнування гір (пролювіальними відкладами) і діяльності річок (алювіальними відкладами). Прикладами передгірних рівнин є плато Камберленд і Аллеганське плато біля західного підніжжя Аппалачів.

18. РЕЛЬЄФОТВІРНА РОЛЬ ГІПЕРГЕНЕЗУ ТА ГРАВІТАЦІЇ

18.1. *Поняття про гіпергенез*

Гіпергенезом (вивітрюванням) називають різноманітні процеси руйнування гірських порід на земній поверхні, які відбуваються внаслідок дії променевої енергії Сонця, коливань температури повітря, замерзаючої в тріщинах гірських порід води, кисню, вуглекислоти, росту кристалів, живих організмів тощо. Ці процеси є однією з важливих причин формування морфоскульптури.

Термін **гіпергенез** (гр. «hyper» – над, згори) був запропонований для використання академіком О.Є. Ферсманом, оскільки термін «вивітрювання» не точно відображає сутність процесів, що відбуваються у верхній частині земної кори. На користь використання терміну «гіпергенез» служить також і той факт, що, як показує досвід, студенти часто плутають вивітрювання з геологічною діяльністю вітру.

Розрізняють **фізичний (механічний)**, **хімічний** та **органічний** (біологічний) гіпергенез. У природі всі вказані типи проявляються одночасно.

Під **фізичним** (механічним) гіпергенезом, який проходить під впливом коливань температури (добових, сезонних), дії замерзаючої води, утворення кристалів тощо, розуміють різноманітні процеси руйнування або подрібнення гірських порід без хімічної зміни їх складу.

При **хімічному** гіпергенезі відбувається не тільки механічне подрібнення, а й хімічне перетворення, якщо не всіх, то хоч деяких складових частин гірських порід. У цьому процесі велика роль належить воді з розчиненими солями, газам, кислотам та органічним сполукам. Вода вже сама по собі здатна розчинити деякі мінерали, але ще більше вода діє, коли в ній є розчини кислот або газів. Хімічний гіпергенез певною мірою, залежить від кліматичних умов. Так, у районах з вологим кліматом він відбувається легше і в більших масштабах, ніж у районах з сухим кліматом.

Можна сказати що хімічний та фізичний гіпергенез є процесами суперечливими: там, де інтенсивно відбувається хімічний гіпергенез, зменшуються масштаби фізичного, і навпаки – в аридних районах, де переважає фізичне руйнування порід – мало проявляється хімічний гіпергенез.

Під **органічним** (біологічним) гіпергенезом розуміють такі процеси руйнування, які відбуваються завдяки діяльності бактерій, грибів, водо- ростей, мохів, лишайників, вищих рослин і фауни (червів, каменоточців, мурашок, термітів, кротів, бобрів, кіз, корів тощо).

По суті, органічний гіпергенез складається з вищезгаданих форм гіпергенезу з однією відмінністю – *основною причиною* механічного руйнування або хімічної зміни гірських порід є живі організми.

Слід пам'ятати, що гіпергенез *не можна повністю відносити до рельєфоутворюючих процесів* (він сам по собі не утворює специфічних і виразних геометричних форм земної поверхні), але його роль у функціонуванні інших рельєфоутворюючих процесів колосальна. Без дезінтеграції масивної гірської породи не відбудеться її перенесення по земній поверхні, тобто, не відбудеться міграції речовини та енергії, що є суттю морфогенезу. Жоден із екзогенних процесів не обходиться без того, щоб використати різною мірою факт порушення цілісності породи і її здатності бути транспортованою різними агентами до місця майбутньої

аккумуляції. Часто руйнівна частина кожного рельєфоутворюючого процесу (флювіального, гляціального, еолового тощо) суттєво доповнюється руйнівною здатністю процесу гіпергенезу.

У зв'язку з цим, розглядаючи роль різних видів гіпергенезу в процесі формування рельєфу земної поверхні, доцільно буде привести тлумачення ще одного загальноновживаного в геології та геоморфології терміну – «денудація». **Денудація** – це сукупність процесів руйнування і переміщення продуктів гіпергенезу гірських порід з місць їхнього утворення до місць аккумуляції під дією різноманітних екзогенних процесів.

18.2. Морфоскульптура процесів гіпергенезу

Завдяки процесам гіпергенезу виникають наступні форми рельєфу: чарунки гіпергенезу, карри, тори, кам'яністі моря та кам'яністі глетчери, ерозійні платформи гравіювання (етчплени).

Чарунки гіпергенезу являють собою незначні заглиблення у поверхні кристалічних порід. Вони зустрічаються в різних природних зонах (від арктичних пустель до тропіків) і особливо рельєфно виглядають на гранітах та інших кислих вивержених породах. За діаметру близько 1 м чарунки досягають глибини від 0,1 до 0,75 м. Чарункові поверхні часто виявляються при знесенні ґрунтового покриву, але можуть утворюватися і в чисто субаеральних умовах. У неглибоких початкових зниженнях зазвичай утворюється постійна зона зволоження, в якій відбуваються гідратація та гідроліз із подальшим винесенням продуктів розчинення. Крім того, для усіх чарунок гіпергенезу характерні періоди осушення, протягом яких вітер видаляє з них нерозчинний осад.

Карри утворюються внаслідок вилуговування на скельних поверхнях виходів вапняку, що інколи мають незначні заглиблення, схожі на чарунки гіпергенезу. Вони є яскравим прикладом того, наскільки важко на практиці розрізнити рельєфоутворюючий вплив окремих екзогенних процесів (зокрема, гіпергенезу та карсту). Цим терміном описують низку форм – від канавок глибиною кілька міліметрів до помітних розколин, що в деяких місцях досягають глибини кілька метрів. Усі вони зумовлені хімічним гіпергенезом, як на поверхні, так і під малопотужним покривом ґрунту або поверхневих відкладів. Найчастіше розрізняють чотири різновиди каррів: *жолобкові, канавкоподібні, округлі та тріщинні*.

Тори являють собою невеликі останці корінної породи, що різко височать над навколишньою територією. Вони складені головним чином гранітними породами, хоча бувають і винятки. Основною гіпотезою, що пояснює утворення торів є та, яка провідну роль у їх формуванні відводить структурі гірських порід, оскільки масивна порода є стійкішою до хімічного гіпергенезу, ніж сильно тріщинувата.

Тривала фаза гіпергенезу під час якої розкладання гірських порід здійснюється до глибин щонайменше кілька десятків метрів у менш стійких зонах, спостерігається в умовах вологого тропічного клімату.

Унаслідок тектонічного підняття або іншої причини, що викликала посилення денудації, уламковий матеріал, який виник внаслідок гіпергенезу, зноситься і

залишаються лише слабкотріщинуваті блоки породи у вигляді високих останців (рис. 69).

Кам'яністі моря утворюються на тих ділянках, де на значних площах представлені продукти морозного гіпергенезу. Вони являють собою простори вкриті гострокутними та злегка заокругленими брилами, поперечник яких часто перевищує 1 м. Завдяки значним за розміром порожнинам між брилами, весь дрібний матеріал змивається або провалюється крізь порожнини. Внаслідок цього поверхня набуває вигляду нагромадження великих брил. Розподіл матеріалу по території видається цілком хаотичним. Ознаки будь-кого зміщення окремих уламків відсутні.

При переході до схилів кам'яністі моря змінюються **курумами** – грубоуламковими покривами, в яких окремі брили зорієнтовані своїми довгими вісями у напрямку повільного руху. У горах сучасних позальодовикових (перигляціальних) зон кам'яністі моря часто увінчують плоскі вершинні поверхні (рис. 70).



Рис. 69. Тори-останці (Республіка Комі)



Рис. 70. Куруми (Фолклендські о-ви).

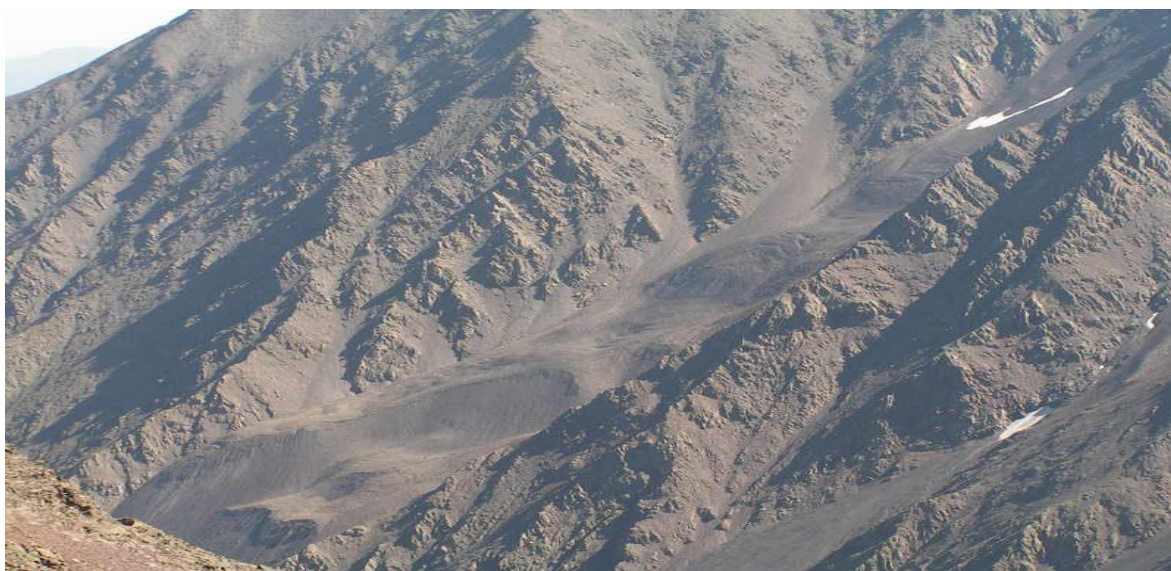


Рис. 71. Кам'янистий глетчер

Кам'янисті глетчери являють собою великі лопаті, складені продуктами морозного гіпергенезу і схильні до повільного руху. Частіше за все вони утворюються біля підніжжя скельних урвищ, від яких постійно відщеплюються уламки. Джерелом продуктів морозного гіпергенезу є задні стінки цирків давніх льодовиків. Від їхніх підніжжів кам'янисті глетчери рухаються вниз по долинах, набуваючи форми, схожої на форму спрвжніх льодовиків (рис. 71).

Уламкові маси, які складають кам'янисті глетчери, досягають 30-метрової товщини. У них спостерігається слабе сортування. На поверхні розташовані великі валуни та брили, а в нижній частині розрізу – суміш валунів, гальки, піску та алевриту.

Краї глетчерних потоків обмежені крутими схилами, проте верхні частини і поверхня мають відносно слабе падіння. Про сучасний рух кам'янистих глетчерів свідчать концентричні «зморшки», які ускладнюють їх поверхні, а також за результати прямих спостережень, які виявили поверхневі швидкості близько 1.5 см/рік у Швейцарії та 0.5 – 0.7 м/рік на Алісці (Райс, 1980).

Ерозійні платформи гравіювання (етчплени) завдячують своїм виникненням хімічному гіпергенезу. Протягом періоду тектонічної стабільності у жарких гумідних районах планети він призводить до глибокого розкладання гірських порід. З настанням періоду тектонічної активності, що супроводжується процесами інтенсивної денудації, остання ніби здирає шар уламків розкладених порід, утворюючи "етчпен". Таким чином виникає рівниний рельєф, що відображає, головним чином, ступінь стійкості різних корінних порід до глибокого хімічного гіпергенезу.

У деяких випадках внаслідок гіпергенезу має місце не розпушування, а **цементация** пухких порід. Так, в умовах жаркого та сухого клімату спостерігається цементация пухких поверхневих утворень вуглекислим вапном, гіпсом або кам'яною сіллю. В районах з дещо більшою кількістю опадів переважає вапняковий цемент. При збільшенні аридності клімату вуглекисле вапно змінюється гіпсом. Потужність вапняково-гіпсової кірки може досягати 2 м.

18.3. Гравітаційна морфоструктура

Гравітаційна морфоскульптура утворюється завдяки процесам, які головним чином залежать від сили земного тяжіння, хоча на них, деякою мірою, впливають і інші агенти.

18.3.1. Поняття «схил». Класифікація схилів

Пов'язані з силою тяжіння процеси називають ще схиловими, оскільки вони протікають безпосередньо на схилах. До **схилів** відносять такі поверхні, на яких у переміщенні речовини головну роль відіграє складова сили тяжіння, орієнтована вниз по схилу. Кут нахилу для цього повинен перевищувати 2°. На схили припадає понад 80% всієї поверхні суходолу.

Схиліві процеси відрізняються великою різноманітністю в залежності від особливостей поверхні схилів, складу та потужності пухких відкладів на них, а також від конкретних фізико-географічних умов.

Розрізняють схили за рядом показників, серед яких найчастіше згадуються *генезис, форма, кут нахилу, довжина та особливості силових процесів*.

Так, за **генезисом** (походженням) виділяють схили ендегенні, екзогенні та полігенні.

Ендегенні – виникають у результаті прояву тектонічних рухів земної кори, магматизму та землетрусів. Вони складні й характеризуються дуже значною довжиною і великою висотою (у **гірських країнах** висота – до перших км, довжина

– до перших сотен км; на **платформах** висота може перевершувати 1-2 км, а довжина – десятки км).

Екзогенні – утворені діяльністю текучих поверхневих вод, озер, морів, льодовиків, підземних вод, мерзлотних процесів. Такі схили не відповідають елементам тектонічних деформацій, але окремі параметри (крутість та ін.) побічно залежать від внутрішньої будови і характеру загальних новітніх рухів.

Полігенні – їх будова визначається сполученням ендегенних і екзогенних поверхонь. Її крутизна і зміна залежать від співвідношення ендегенних (Т) і нівелуючих екзогенних (Д) процесів: $T > D$ – крутизна з часом зростає; $T = D$ – має місце динамічна рівновага, зберігається первинна крутизна; $T < D$ – відбувається вирівнювання і руйнування схилу.

За формою схили бувають:

- *виуклі* (формуються при переважанні тектонічних піднять);
- *увігнуті* (свідчать про низхідний розвиток рельєфу);
- *прямі* (вказують на відносну рівновагу у взаємодії ендегенних та екзогенних чинників формування рельєфу);
- *східцеподібні* (свідчать про періодичне домінування одного з чинників формування рельєфу або про неоднорідний речовинний склад);
- *терасовані* (на одній частині схилу домінують процеси підняття, а на іншій – денудації);
- *зі складним рельєфом* (сформовані рядом активно діючих чинників рельєфоутворення);
- *структурні* (пологі, співпадають з кутом падіння чітко вираженого шару стійкої кристалічної породи);
- *аструктурні* (досить круті схили, що зрізують виходи товщ стійких гірських порід) (рис. 72).

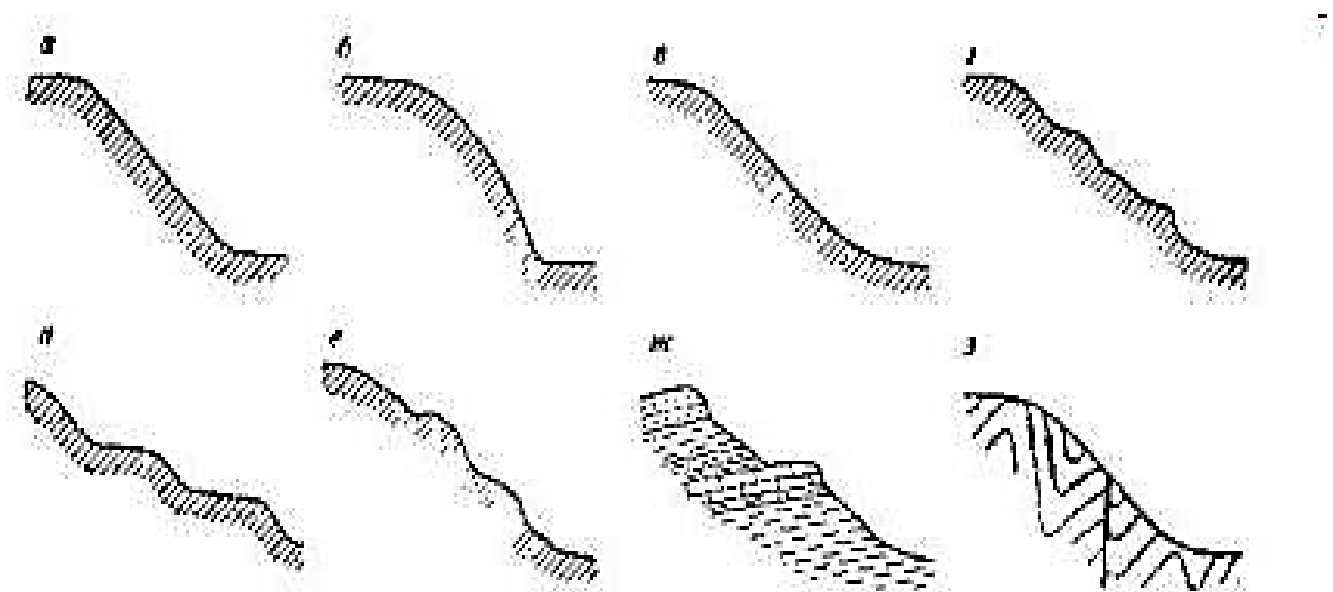


Рис. 72. Класифікація схилів за формою
(а – прямі, б – виуклі, в – увігнуті, г – східцеподібні (ступінчасті), д – терасовані, е – зі складним рельєфом, ж – структурні, з – аструктурні).

За кутом нахилу існують наступні схили:

- *дуже пологі* (ухил становить 2-4°);
- *пологі* (4-8°);
- *середньої крутизни* (8-15°);
- *круті* (15-35°)
- *дуже круті* (>35°).

За довжиною розрізняють:

- *довгі схили* (довжина понад 500 м);
- *схили середньої довжини* (500-50 м);
- *короткі схили* (менше 50 м).

За особливостями силових процесів прийнято розрізняти аступні типи схилів:

- схили *власне гравітаційні*, крутизною 30° – 40° і більше. На таких схилах уламки, що утворюються в результаті процесів гіпергенезу, під дією сили тяжіння вільно скочуються до їх підніжжів. До цього типу належать **обвальні; осипні**, а також **лавинні схили**.

- схили *блокових рухів* утворюються при зміщенні вниз по схилу блоків гірських порід різних розмірів. Зміщенню блоків у значній мірі сприяють підземні води, хоч роль гравітації залишається значною. Крутизна таких схилів 20° – 35°. До цього типу належать **зсувні** схили та схили **відсідання**.

- схили *масового зміщення пухкого матеріалу* мають незначну крутизну, а характер зміщення ґрунту на них залежить від його консистенції, зумовленої кількістю води, яка міститься в ґрунті. До цього типу відносяться **соліфлюкційні** схили.

- *делювіальні* схили виникають в результаті площинної ерозії. Вони сильно залежать від стану поверхні, наявності ґрунтово-рослинного покриву, характеру випадання атмосферних опадів та низки інших чинників і умов.

Аналізуючи особливості схилових процесів можна зробити висновок, що гравітаційні (схилові) процеси зумовлюють **руйнування** гірських порід, що відбувається переважно у верхніх частинах схилу та під час руху уламків, **переміщення** зруйнованого матеріалу вниз по схилу і **накопичення** маси гірських порід новоутворених відкладів у знижених частинах схилу і біля їх підніжжя.

Новоутворені відклади які формуються в результаті гравітаційних процесів отримали загальну назву «**колювій**» (лат. – «накопичення»).

Оскільки соліфлюкційні та делювіальні схили будуть розглянуті при вивченні кріогенного та флювіального рельєфу, то в наступних розділах зупинимося на особливостях формування та будови **осипних, обвальних, зсувних, лавинних** схилів та схилів **відсідання**.

18.3.2. Обвальні схили

Обвалом називають процес відриву від основної маси гірської породи великих брил і наступного їх переміщення вниз по схилу (рис. 73, 74). Утворенню обвалу передуює виникнення тріщин або системи тріщин, по яким потім відбувається відрив і, далі, обвалювання блоку породи.

Морфологічним результатом обвалів може бути утворення наступних форм рельєфу:

- *стінок відриву* (площин вертикальних уступів);
- *ніш зривання* (у верхніх частинах схилів);
- *карнизів* (над нішами зривання);
- *прихилених пірамід та горбів* різної форми (результат накопичення продуктів обвалювання біля підніжжя схилу).

Стінки відриву являють собою досить рівні поверхні, які часто співпадають з площинами розломів і межами верств. Вони спостерігаються на схилах крутизною $30^\circ - 40^\circ$.

Ніши зривання формуються на крутіших схилах – до 90° . Згори вони іноді обмежуються нависаючими **карнизами** і за зовнішнім виглядом нагадують величезні циркоподібні чаші.

Акумулятивна частина обвального схилу має безладний горбистий рельєф, з висотою **горбів** від кількох до 30м. Складені вони крупноуламковим матеріалом з розмірами уламків від десятків сантиметрів до десятків метрів. Новоутворені відклади, які складають акумулятивну частину обвальних схилів, отримали назву **дерупцій**.

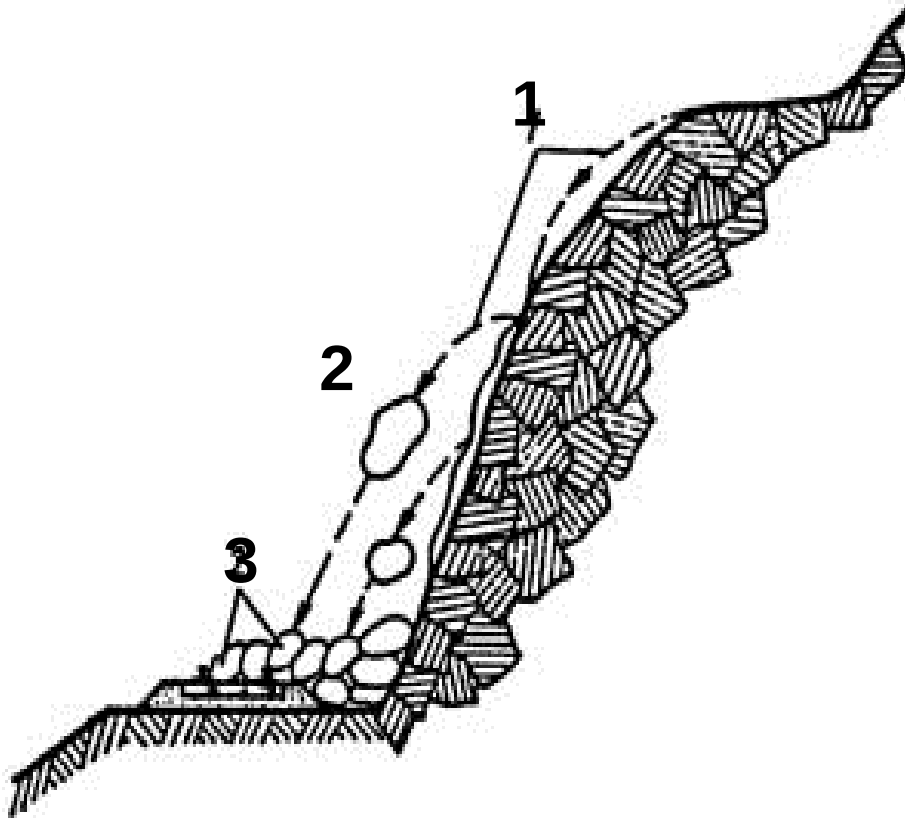


Рис.73. Схема обвалу

1 – стінка відриву; 2 – політ уламків; 3 – горби біля підніжжя

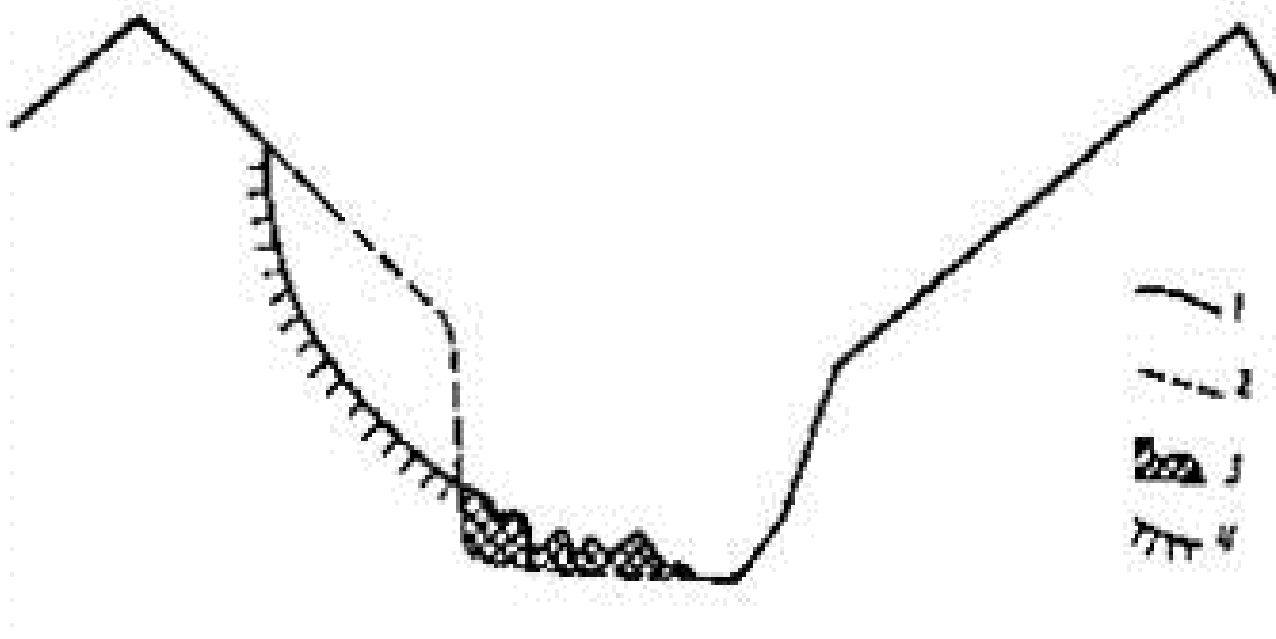


*Рис. 74. Схематичний профіль обвального схилу долини
(1 – сучасний профіль долини; 2 – профіль долини на ділянці обвалу; 3 – уламковий матеріал на дні долини; 4 – профіль ніши зривання)*

Слід відзначити, що обвали в горах часто призводять до перегородження річкових долин і утворення озер такими озерами є Ріца на Кавказі, Тана в Ефіопії, Сорезьке на Памірі, Іссик у заїлійському Алатау та ін.

Обвали незначних мас гірської породи, що складаються з невеликих за розмірами уламків (не більше 1 м^3) називають **каменепадами** (рис. 75).

Каменепади мають виразний сезонний характер. Численні спостереження в умовах *помірного* клімату свідчать, що максимум їх припадає на **осінь** та **весну**. Дослідження каменепадів у *високих* широтах дозволили пов'язати сезонні піки їх активності з великою повторюваністю процесів замерзання і танення.



Рис. 75. Сортування уламкового матеріалу внаслідок каменепаду

Обвалювання гірських порід над підземними порожнинами, що призводить до формування заглиблень округлої або неправильної форми називають **провалом**. (рис. 76).



Рис. 76. Провал на території Верхньокамського родовища Калійних і Магнієвих солей

18.3.3. Осипні схили

Утворення осипів пов'язані переважно з фізичним гіпергенезом. *Найбільш типові осипи* спостерігаються на схилах, складених мергелями або глинистими сланцями.

У класично вираженого осипу розрізняють:

- осипний схил,
- осипний лоток,
- конус осипу (рис. 77).

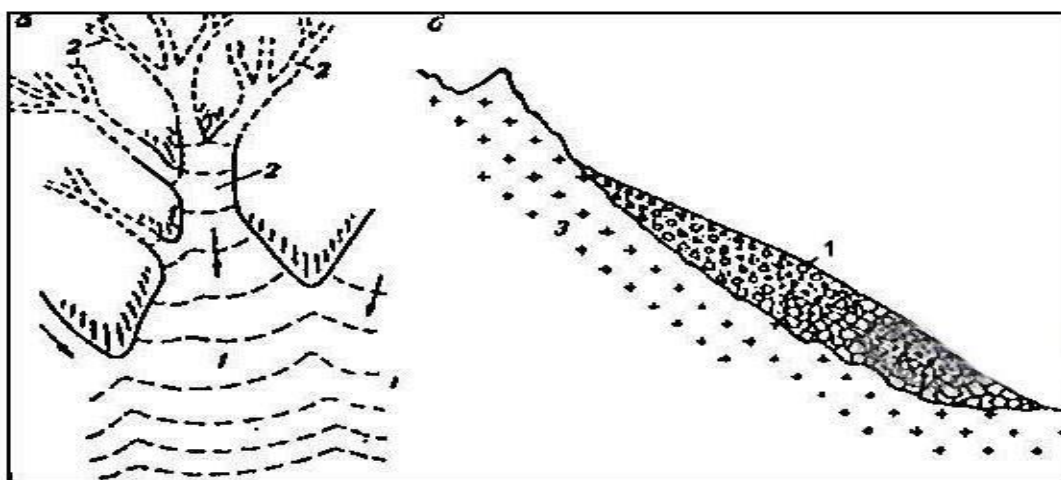


Рис. 77. Схема будови осипу (а – в плані, б – в розрізі):
1- осипний шлейф; 2 – осипні лотки; 3 – кристалічні породи

Осипний схил складений породою, що відслонюється і піддається фізичному гіпергенезу. Продукти гіпергенезу (щебінь, гравій, жорства, пісок), переміщуються під силою тяжіння вниз по схилу, завдаючи при цьому механічних пошкоджень поверхні схилу і виробляючи в ньому жолоб – **осипний лоток**, глибиною 1 – 2 м і шириною кілька метрів. Рух уламків на осипних схилах продовжується до тих пір, поки нахил поверхні не стане меншим від кута природнього укосу. З цього моменту починається акумуляція уламкового матеріалу, формується **конус осипу**.

Осипні конуси можуть зливатись один з одним, до них може приєднуватись грубоуламковий матеріал обвалів, і в решті-решт біля підніжжя схилу утворюється суцільний шлейф із великих і дрібних уламків. Новоутворені відклади, які складають акумулятивну частину осипних схилів, отримали назву **дисперсій**.

Варто відзначити, що у виникненні обвалів, каменепадів і осипів *приховану участь* бере вода. Дощові й талі води розробляють тріщини, по яких відбувається відрив обвальо-осипних мас, а також сприяють руйнуванню гірських порід при замерзанні в тріщинах.

Слід пам'ятати також і про роль у цих процесах *людини*, адже досить часто антропогенний вплив провокує гравітаційні процеси.

18.3.4. Лавинні схили

Лавина (снігова лавина, сніговий обвал) – це значна маса снігу на крутому гірському схилі, що подолала силу зчеплення снігу з гірськими породами схилу і зі значною швидкістю звальюється вниз, здійснюючи руйнування схилу та його підніжжя.

Розрізняють три головні типи лавин: *осуви, лоткові та стрибаючі*.

Осуви – це такий тип лавини, коли снігова маса сповзає широким фронтом, без виразного локалізованого напрямку, і охоплює поверхневий шар снігової товщі потужністю 30-40 см (інколи до 1м) (рис. 78).



Рис. 78. Лавина-осув

Лоткові лавини виникають коли маса снігу спадає вниз періодично, у міру нагромадження достатньої кількості снігу і по виразно окресленому напрямку – лотку, який утворений тимчасовим водотоком або самою лавиною (рис. 79). Лоткові лавини формують *конуси виносу*, складені добре перемішаними уламками різного розміру, залишками дерев та, інколи, будівель, які разом утворюють пухку товщу під назвою «*лавинне сміття*».



Рис. 79. Лоткова лавина

Стрибаючі лавини – є різновидом лоткових лавин і відзначаються урвистими зламами поздовжнього профілю лотків, де відбуваються «стрибки» снігово-уламкової маси (рис. 80).



Рис. 80. Стрибаюча лавина

Необхідно відзначити, що режим лавинних процесів тісно пов'язаний з їх розмірами, частотою сходження, фізико-географічними та метеорологічними умовами, морфологією схилів та іншими чинниками, що разом і визначають конкретні геоморфологічні прояви лавинних процесів.

В Україні в сучасних умовах лавинні процеси мають місце в окремих частинах Карпат (Чорногора, Свидовець) та Гірського Криму (Бабуган-Яйла, Демерджі-Яйла).

18.3.5. Зсувні схили

Зсув – це процес відриву і переміщення мас гірських порід вниз по схилу під впливом сили тяжіння. Для зсувів характерне сповзання монолітних блоків порід без перекидання і сильного дробіння. Саме цим зсуви відрізняються від обвалів та осипів. Зсуви можуть виникати не будь-коли і не будь-де, для цього необхідні певні умови.

Найважливішими умовами виникнення зсувів є:

- наявність схилів кути ухилу яких становлять 15° і більше;
- достатня зволоженість регіону для забезпечення інфільтрації атмосферних опадів в осадову товщу;
- чергування пластів осадових порід водотривкого та водопроникного характеру;
- порушення природної стійкості схилу природними або антропогенними чинниками (наявність штучного навантаження на земну поверхню, що прилягає до бровки схилу, або «підрізання» його підосви абразійними та ерозійними процесами чи господарською діяльністю);
- співпадання напрямку падіння пластів осадових порід з напрямком ухилу схилу;
- сейсмічні поштовхи;
- нахилене положення водотривких та водоносних шарів гірських порід, що чергуються. Водотривкий горизонт при цьому служить поверхнею ковзання, по якій блок породи сповзає вниз по схилу.

В процесі розвитку зсувів утворюється своєрідний комплекс нерівностей земної поверхні: **тіла зсувів** (зсувні блоки), **зсувні цирки** (формують блоки округлої форми), **стілки відриву** (зсувні уступи), **зсувні тераси**, **бровки зсувів**, а також **язики зсуву**, які розміщуються в нижній частині схилу і утворюються, як правило, з перезвожених порід, що зміщуються вниз по схилу у вигляді земляного або грязевого потоку (рис. 81).

Накопичення мас зміщених і деформованих гірських порід біля підніжжя зсувних схилів отримало назву **деляпсій**.

Часто на поверхні деляпсію виникає явище «**п'яного лісу**», дерева в якому мають викривлені й нахилені в різні боки та під різними кутами стовбури.



Рис. 81. Схема будови зсуву.

Необхідно також пам'ятати, що зсуви відрізняються за *розміром* (об'ємом порід) та *швидкістю переміщення*.

Так, за **розміром** зсуви бувають:

- малі (до 10 тис м³);
- середні (від 10 до 100 тис м³);
- крупні (від 100 до 1000 тис м³);
- дуже крупні (понад мільйон м³).

За **швидкістю переміщення** виділяються зсуви:

- з винятково високою швидкістю руху (3 м/с);
- з дуже високою швидкістю руху (0,3 м/хв);
- з високою швидкістю руху (1,5 м/добу);
- з помірною швидкістю руху (1,5 м/місяць);
- з дуже низькою швидкістю руху (1,5 м/рік);
- з винятково низькою швидкістю руху (0.05 м/рік).

18.3.6. Схили відсідання

Схили відсідання за умовами утворення схожі на блокові зсуви. Вони розвиваються на високих і крутих схилах (не менше 15°).

Для схилів відсідання характерне відколювання від основної маси гірських порід чи криги значних блоків, які певний час перебувають у майже непорушному стані. Глибокі тріщини поблизу бровки схилу, мають паралельне до неї простягання і поступово відколюють значні частини схилу. Поглиблення тріщин з часом призводить до повного відокремлення блоків порід і їхнього обвалювання.

Відсідання схилів може відбуватися у кристалічних, досить міцних осадових

породах (пісковики, вапняки, мергелі тощо) та крижаному покриві. (рис. 82).

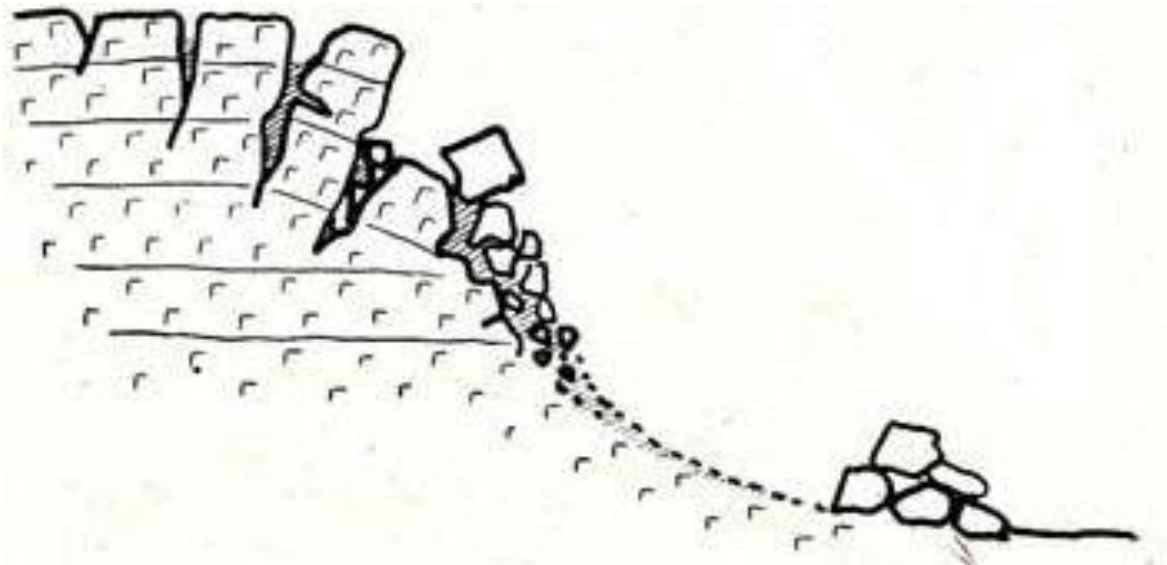


Рис.82. Схил відсідання

Процес відсідання гірських порід на схилах широко представлений на Середньосибірському плоскогір'ї. Тут відсідання інтенсивно розвивається в потужних шарах базальтів («*трапів*»), що вкривають осадові породи, які можуть зазнавати пластичних деформацій (глини, мергелі, алевроліти).

Пластичні деформації порід, що підстилають базальтові покриви («трапи»), сприяють утворенню в базальтах крупних тріщин, які мають прямолінійні або ламані обриси. З часом тріщини перетворюються на «*рови відсідання*» («*тріщинами розвантаження*»), які мають глибину до 100 м, довжину – сотні метрів, а ширину – до 20 м.

Збільшення з часом «ровів відсідання» призводить до відокремлення і подальшого дроблення (в результаті обвалу) відокремлених блоків. Об'єми блоків, що відсідують коливаються від десятків до тисяч м³.

Варто відзначити, що відсідання мало місце і в геологічному минулому. Зокрема, по давніх тріщинах і ровах відсідання могли закладатися невеликі річкові долини та балки у Причорномор'ї (головним чином в районі Одеси).

У суглинках із виразною вертикальною окремістю (наприклад у відомих лесових породах, значно поширених в Україні) блоки відсідання часто ковзають униз по схилу. Таке явище дещо нагадує зсувний процес, але при цьому блоки не перекидаються, а прихиляються до корінного схилу. Такі форми відсідання отримали назву «*осуви*».

18.3.7. Практичне значення вивчення схилів

Значне поширення схилів на земній поверхні, різноманітність процесів, що відбуваються в їх межах, досить великі маси гірських порід, що беруть участь у трансформації схилів, катастрофічний характер деяких процесів на схилах та інші важливі обставини, пов'язані із цим генетичним типом екзогенних процесів надають вивченню схилів значного прикладного значення. Коротко його можна охарактеризувати як значення *розшукового* та *інженерного* характеру.

Розшукове значення вивчення схилів пов'язане з можливістю пошуків у їх межах або у зв'язку із закономірностями розвитку схилів певних корисних копалин. Так, Е. Т. Палієнко стверджує, що *делювіальні розсипи* корисних копалин є продуктами акумуляції на схилах і першим кроком на шляху переміщення корисного компонента за межі корінного родовища до місця концентрації.

Формування розсипів залежить від *поздовжнього профілю* та морфології схилів (прямий, випуклий, увігнутий, східцеподібний, терасований, зі складним рельєфом, структурний, аструктурний), його *мікрорельєфу*, *ухилу*, *висоти*. Саме на схилах відбувається сортування матеріалу за питомою вагою під впливом площинного змиву та гравітаційного переміщення. У рельєфі делювіальні розсипи пов'язані з шлейфами і плащами акумуляції у нижніх частинах схилів та при їх підніжжях.

Найвідомішими розсипами делювіального походження є алмази Якутії, Південної та Західної Африки, гірський кришталь Якутії, корунд Казахстану тощо.

Інженерне значення вивчення схилів та процесів на схилах полягає у тому, що різні види господарської діяльності повинні мати обґрунтовану основу щодо рельєфу в цілому, та схилів, зокрема. В інженерній геоморфології значної уваги надається *стійкості схилів* та геоморфологічному критерію цього показника.

Для розуміння еволюції схилів та їхньої стійкості, наприклад, при будівництві, необхідними є:

- інформація про інженерно-геологічні, гранулометричні, мінералогічні та фізико-хімічні властивості гірських порід, що складають схили;
- дані про морфологію, історію розвитку, генезис схилів, про їхні зв'язки з системою «схил-водний потік»;
- інформація про сучасні тектонічні рухи земної кори;
- географічні відомості про ґрунти, радіаційний баланс і тепловий режим на схилах різної експозиції.

19. ФЛЮВІАЛЬНА МОРФОСКУЛЬПТУРА

19.1. Типи поверхневого стоку та його рельєфотвірні функції

До **флювіальної морфоскульптури** (лат. – «течія води») належать ісі форми рельєфу суходолу, які формуються водою, що тече по поверхні, тобто поверхневим стоком. Весь поверхневий стік можна поділити на дві великі групи: *не русловий* стік і *русловий* стік. За тривалістю існування його також можна поділити на два типи: *постійний* і *тимчасовий*.

В окремих типах поверхневого стоку виділені *сели* – раптово виникаючі у руслах гірських річок короткочасні грязекам'яні потоки з різким підйомом рівня води та високим вмістом (до 75%) грязе-кам'яного твердого матеріалу. Причинами селей є інтенсивні і тривалі зливи, бурхливе танення снігу та льоду в горах. (рис. 83).

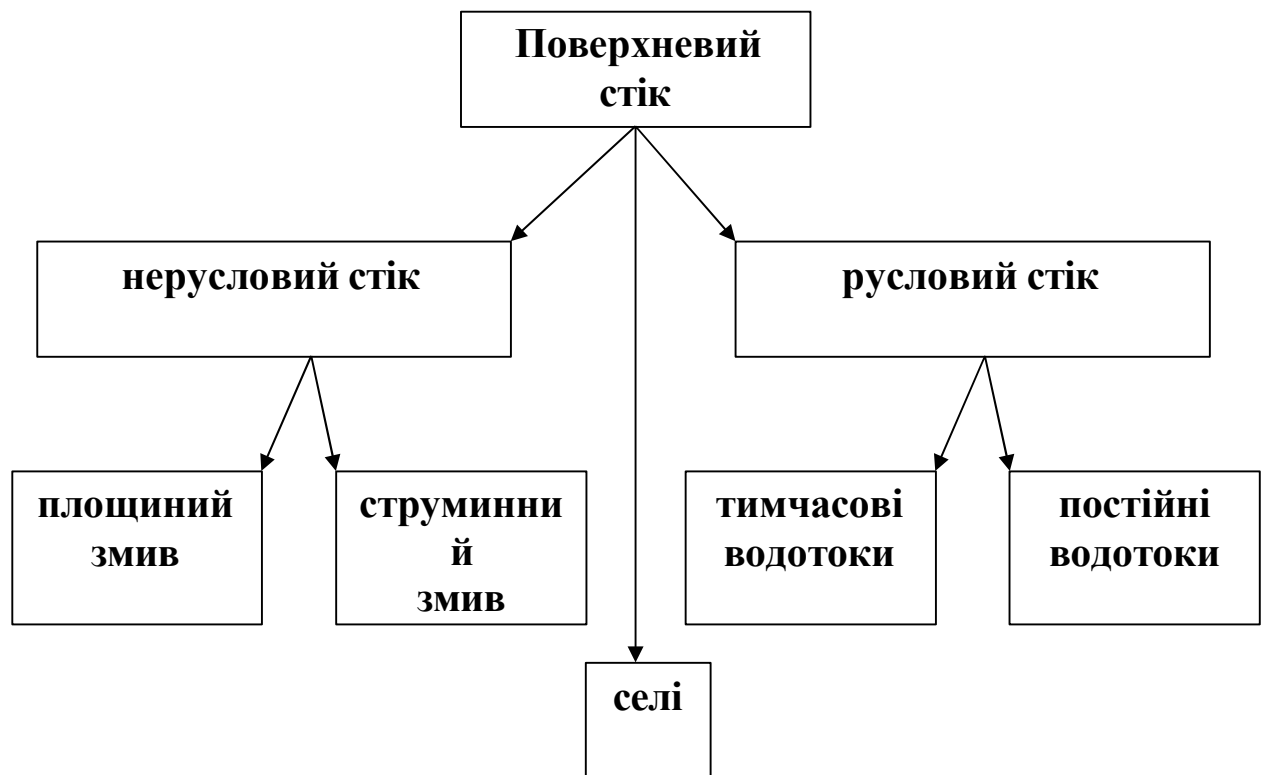


Рис.83. Схема типів поверхневого стоку

Рельєфотвірні функції поверхневого стоку.

Поверхневий стік виконує три рельєфоутворюючі функції: *руйнування* (ерозія), *транспортування* зруйнованого матеріалу та його *аккумуляцію*. В результаті утворюються вироблені та акумулятивні форми рельєфу.

Ерозія (лат. – «роз’їдання») – процес розмиву земної кори водою.

Розрізняють п’ять основних типів ерозії:

1 – *площинна ерозія* спостерігається при площинному змиві на розораних або не покритих рослинністю схилах. Завдяки їй відбувається переміщення пухкого матеріалу вниз по схилу під впливом суцільного шару води або у вигляді тонких струменів, що переплітаються між собою. При цьому руйнування поверхні відбувається внаслідок двох процесів, що доповнюють один одного: ударів дощових крапель (*крапельна ерозія*) та стоку по поверхні схилу. Схили, біля підніжжя яких відбувається накопичення пухких продуктів гіпергензу гірських порід принесених площинним змивом, називаються делювіальними, а самі уламки, що складають осадові товщі – *делювієм* (лат. – «змиваю»);

2 – *лінійна ерозія* – процес врізання водотоку в земну поверхню і утворення, в результаті цього, лінійно витягнутого заглиблення;

3 - *донна (глибинна) ерозія* має місце при розмиві водотоком дна в глибину;

4 - *бокова ерозія* зумовлює розмив берегів водотоком;

5 - *регресивна (задкуюча) ерозія* спостерігається тоді, коли має місце розмив поверхні у верхів’ях водотоку, а процес ерозії йде вгору по схилу ніби «задкуючи».

Говорячи про ерозію слід зупинитися на такому понятті як «базис ерозії». Поглибнення русла водотоку відбувається не безмежно. Воно обмежується перш за все рівнем водного басейну (озера, моря), куди впадає водотік.

Цей рівень називається **базисом ерозії**. *Загальним базисом ерозії* для

руслів водотоків є рівень Світового океану. Поряд з цим розрізняють і місцеві базиси ерозії, які можуть розташовуватись на будь-якій висоті.

Наприклад рівень води в річці є базисом ерозії для приток, що в неї впадають, рівень води якоїсь притоки буде базисом ерозії для ярів, балок, або менших приток, які в неї впадають. Таким чином **базисом** (гр. – «основа») **ерозії** можна вважати рівень, до якого водотік може поглиблювати своє русло, але нижче нього не опускається.

Вище базису ерозії водотік буде врзатись до тих пір, поки не сформується профіль, у кожній точці якого жива сила потоку буде врівноважена опором підстилаючих порід до розмиву і транспортуюча спроможність потоку виявиться приблизно однаковою по всій його довжині.

Такий профіль називається **виробленим поздовжнім профілем** або **поздовжнім профілем рівноваги**. Ідеальний профіль рівноваги являє собою плавну увігнуту криву, і може бути виробленим тільки за двох умов:

I – при однорідному складі порід, що розмиваються водотоком на всій протяжності;

II – при постійному збільшенні кількості води в напрямку від витoku до гирла.

У природі поверхня, по якій тече водотік, сформована породами різного складу, і як наслідок, різної стійкості до розмиву. З цієї причини поздовжній профіль водотоку набуває вигляду складної кривої де чергуються ділянки з різними нахилами.

Транспортування уламкового матеріалу, який потрапляє у водотік внаслідок ерозії, відбувається за допомогою волочіння по дну, переносом у підвищеному стані, в розчиненому вигляді та у вигляді вмерзлих у лід уламків.

В результаті **аккумуляції** уламкового матеріалу, який переноситься водотоками, формуються нові відклади: делювій, пролювій та алювій (про два останні буде йтися нижче).

19.2. Яроутворення

Найбільш типовою і найбільш поширеною формою флювіального рельєфу яка створюється тимчасовими водотоками є яр.

Яр – це активна від’ємна форма флювіального рельєфу, що являє собою лінійно витягнуте заглиблення з крутими не задернованими схилами. Середні розміри ярів: глибина – (10-20м), а інколи й 100 м, ширина – (150– 300 м), довжина (3000–5000 м). Утворюються яри в наслідок розмиву пухких відкладів тимчасовими водотоками дощових і талих снігових вод. Найбільш поширені вони в степах та лісостепах, а також у районах поширення лесоподібних порід.

Виникнення ярів можливе за наявності ряду сприятливих **факторів**, до яких належать:

- **особливості геологічної будови** (наявність гірських порід, що легко розмиваються – лесоподібні, карбонатні ґрунти тощо);
- **особливості клімату** (нерівномірність та зливовий характер опадів);
- **низький рівень місцевих базисів ерозії** (значнеі перевищення відносних висот на схилі та крутизна схилу);
- **відсутність або слабкий розвиток рослинності**;

- *інтенсивна господарська діяльність людини* (розорювання схилів, знищення лісів тощо);

- *розвиток суфозії і термокарсту*.

У розвитку яру можна виділити п'ять стадій:

I – Стадія ерозійної борозни. Ерозійні борозни виникають на делювіальних схилах при переході площинної ерозії в лінійну. Їх глибина фіксується в діапазоні від 3 до 30 см, ширина не на багато перевищує глибину. Поперечний профіль ерозійних борозен має V – подібну форму. Стінки круті.

II – Стадія ерозійної вимоїни. На розораних схилах і схилах з розрідженою рослинністю, а також при наявності потужного водотоку з великою площею водозбору борозни з часом перетворюються в ерозійні вимоїни (водорії). Їх глибина досягає 1 – 2 м, а ширина 2 – 2,5 м. Схили ерозійних вимоїн круті, а поперечний профіль V – подібний.

III – Стадія врзання яру вершиною. При достатньому водозборі частина вимоїни (водорію), заглиблюючись і розширюючись у процесі врзу, поступово перетворюється в яр. Крім розміру, яр від борозни та вимоїни відрізняється ще й тим, що має свій власний поздовжній профіль, який відрізняється від профілю схилу який він прорізає. Профілі ж борозен та вимоїн його повторюють. Яр активна ерозійна форма. Найбільш рухомою є його *вершина*, що в результаті регресивної ерозії може вийти за межі схилу на якому виник яр. Тому яри характеризуються значною довжиною.

IV – Стадія вироблення повздовжнього профілю рівноваги.

V – Стадія затухання. З ростом яру в довжину і виробленням повздовжнього профілю рівноваги ерозійна сила води, що стікає зменшується, схили яру вирівнюються, на них з'являється рослинність і яр поступово перетворюється в балку.

Балка – це від'ємна форма флювіального рельєфу, що являє собою лінійно витягнуте заглиблення з дуже похилими задернованими схилами. Балка може бути сухою (головним чином у степах, «байрак») або мати невеликий водотік (переважно у лісостепах).

Пухкі продукти руйнування гірських порід, що виносяться з ярів тимчасовими водотоками утворюють «конуси виносу», складені новоутвореними відкладами які отримали назву «*пролювій*» (лат. – виношу течією).

Існує кілька класифікацій ярів, найпоширенішими серед яких є наступні:

1) Класифікація ярів за формою в плані:

а – ромбоподібні (виникають на рівно нахилених схилах);

б – яйцеподібні (на випуклих схилах);

в – ланцетоподібні;

г – лінійні (на увігнутих схилах);

д – широколінійні;

е – булавоподібні (при переході увігнутого в рівно нахилений схил);

ж – з розширеним гирлом;

з – чоткоподібні (на складних схилах) (рис. 84).

2) Класифікація ярів за місцем утворення:

- а – донні яри розміщуються на дні балок і долин;
 б – бокові (берегові) прорізають схили балок і долин;
 в – висячі – їх гирла розташовані в верхніх частинах схилів балок і долин.
 г – вершинні – розміщені у вершинах балок і долин.

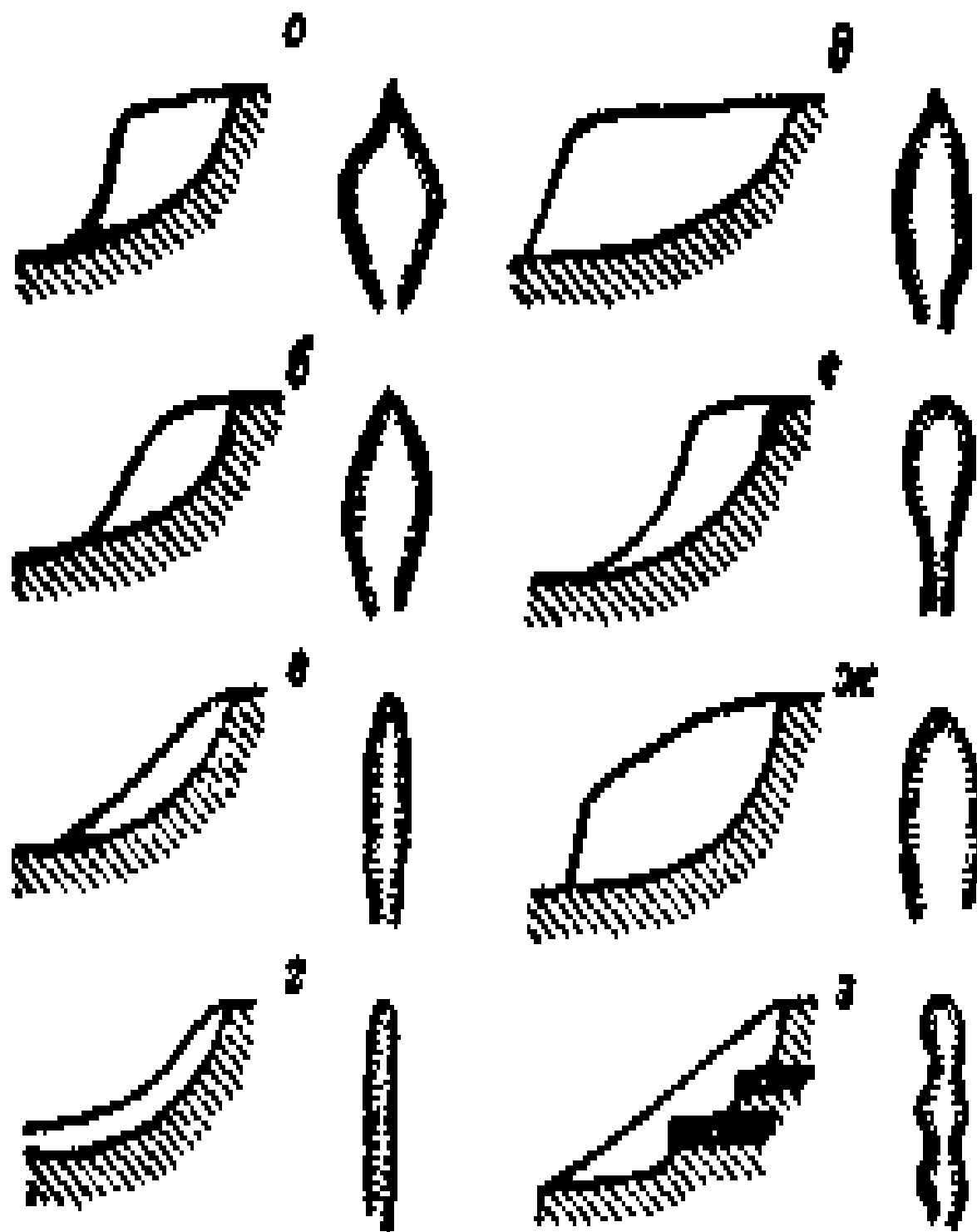


Рис. 84. Форми ярів у плані

Боротьба з ярами ведеться в залежності від стадії їх утворення.

♦ *На першій стадії* здійснюється вирівнювання поверхні схилу оранкою чи дорожньою технікою та засипанням борозен вручну.

♦ *На другій стадії* рекомендується вимоїни (водорії) оточувати плетеною загорожею (з кілків та гілок), створювати загати з будь-яких міцних порід (вапняків, пісковиків, тощо), схили вимоїн засівати багатолітніми травами. І оскільки ці ділянки з орної площі уже виключаються – навколо них висаджують дерева.

♦ *На третій стадії* боротьби з ярами на їх вершинах та водобійних колодязях створюють бетонні лотки-швидкотоки; будуються розпилювачі потоків (вали, валики, канави), на дні (для недопущення мандрування потоку) споруджуються загати і плетені загороди, на схилах висаджуються багатолітні трави та дерева підібраних видів.

♦ *На четвертій стадії* яроутворення продовжується боротьба з боковою ерозією (обмежується меандрування потоку), закріплюються схили висадкою дерев і кущів, засіваються трави, виполюються стінки яру (бульдозерами), у разі потреби строго горизонтально виробляються тераси. Іноді схили глибоких ярів виполюють за допомогою направлених вибухів. Для цього навколо яру бурять свердловини, в які закладають вибухівку і після відповідної підготовки проводять вибух. Після всіх технічних робіт схили засаджують деревами і чагарниками та засівають травами.

♦ *На п'ятій стадії* (стадії балки) необхідно слідкувати, щоб не сталося порушення ґрунтово-рослинного покриву на схилах і не почалося формування донних, бокових, висячих або вершинних ярів.

19.3. Особливості формування та будови річкових долин

Постійні водотоки (**річки**) в процесі своєї діяльності виробляють від'ємні лінійно витягнуті форми рельєфу, які називаються **річковими долинами**. Основними морфологічними елементами річкової долини, є дно, яке складається з русла та заплави і схили, які можуть бути простими і терасованими.

Русло (річище) – найбільш заглиблена частина річкової долини, по якій постійно протікає водний потік. Русла річок відрізняється за шириною та морфологією в плані (розгалужені, нерозгалужені, меандруючі), але в їх будові є ряд загальних рис. Так, у руслі кожної річки спостерігаються переكاتи, плеса, відмілини та заводі.

Перека́т – мілководна ділянка русла річки, що має вигляд валу з пологим схилом, оберненим проти течії і крутим – за течією. Утворюються переكاتи в результаті нерівномірного розмиву русла водним потоком

Пле́со – глибока ділянка русла річки, розташована між перекатами, поблизу берега, що підмивається водним потоком.

Відмілина – накопичення (нанос) мінеральних частинок біля випуклого берега.

За́водь – невелика, досить глибока затока біля берега річки з уповільненою течією.

Лінія, яка з'єднує найглибші місця вздовж русла, і проходить від плеса до

плеса через середню частину перекату називається *фарватером*.

Для деяких річок характерні також пороги, бистрини і водоспади, які ускладнюють русло.

Пороги (в Сибіру їх ще називають *падуни*) – ділянки повздовжнього профілю русла річки, на яких падіння води збільшується і відповідно зростає швидкість течії.

Бистрини – ділянки річки, де русло звужене і нахил дна помітно збільшується або дно дуже нерівне, і течія в результаті цього стає швидкою і бурхливою.

Водоспади – ділянки річки, де падіння водного потоку відбувається з різко вираженого уступу в руслі, складеного твердими породами, або з кількох уступів. Водоспади бувають двох типів: 1) *широкі та низькі* і 2) *вузькі та високі*.

Прикладом першого типу є такий відомий туристичний об'єкт, як **Ніагарський** водоспад (на р. Ніагара (кордон США та Канади)). Його ширина (1100 м – канадська частина близько 800 м, американська – 300м) значно перевищує висоту (53 м (є дані, що 48 і 51 м)). Найширшим у світі водоспадом є Кон (Кхон) на річці Меконг (на кордоні Лаосу та Камбоджі). Його ширина – 10.8 км, а висота падіння води 15-20 м.

Прикладом другого типу водоспадів є **Йосемітський** (на р. Йосиміті- Крік у США). Його висота має показник 739 м. До такого ж типу водоспадів належить і найвищий водоспад світу – Анхель (1054 м), розташований на р. Чурун (басейн р. Оріноко у Венесуелі).

Русла деяких гірських та передгірних річок ускладнені *катарактом* – значною кількістю уступів різного розміру на відносно короткому відрізку русла річки, що утворюють серію невеликих водоспадів.

Заплавою називається частина дна річкової долини, яка періодично заливається водою під час повені або повідків. Є заплави *низькі* – заливаються водою кожного року, і *високі* – можуть покриватися водою лише раз на 7-10 років.

У рельєфі заплави можна виділити три чітко виражені елементи: приуслову заплаву, центральну і притерасну частини (рис. 85).

Приуслова (бичівка) – найвища частина заплави. Вона розташована вздовж русла і має вигляд приуслового валу, або кількох валів.

Центральна – найширша частина заплави, має вигляд плоскої, іноді полого-хвилястої рівнини. Хвилястості їй надають старі приуслові вали.

Притерасна – найбільш низько розташована частина заплави. Вона має вигляд заболоченої улоговини і витягнута вздовж підніжжя надзаплавної тераси або корінного берега.

Говорячи про рельєф заплави, обов'язково слід згадати таке явище як мандрування.

Меандри (від назви р. Меандр у Туреччині) – вигини русла річки, які безперервно змінюються і зміщуються вниз за течією. Смуга в якій річка меандрує називається *меандровим поясом*. В період повені річка може провати вузьку шийку меандри між двома петлями і залишити її. З часом, залишена меандра все більше відчленовується річковими наносами і перетворюється в озеро – старицю (староріччя) (рис. 86).

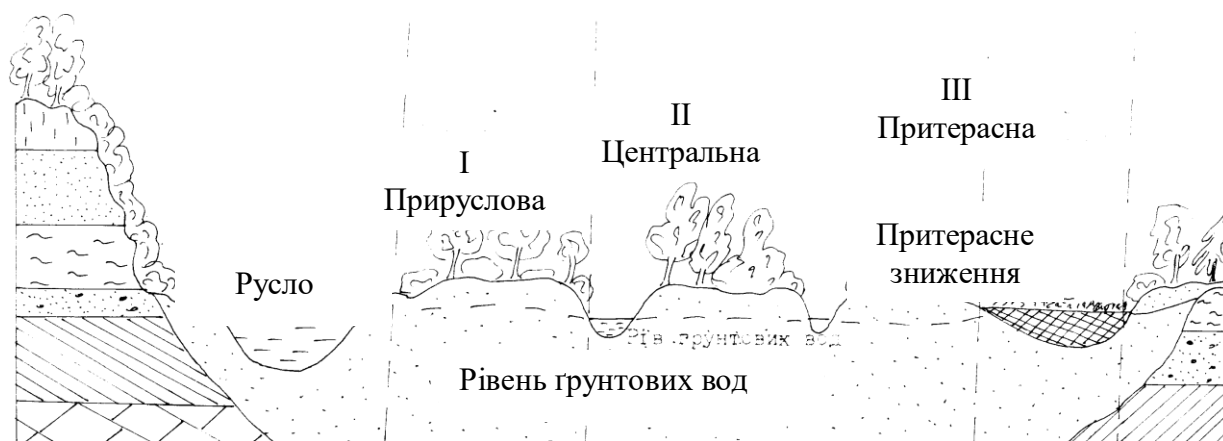


Рис. 85. Елементи заплави

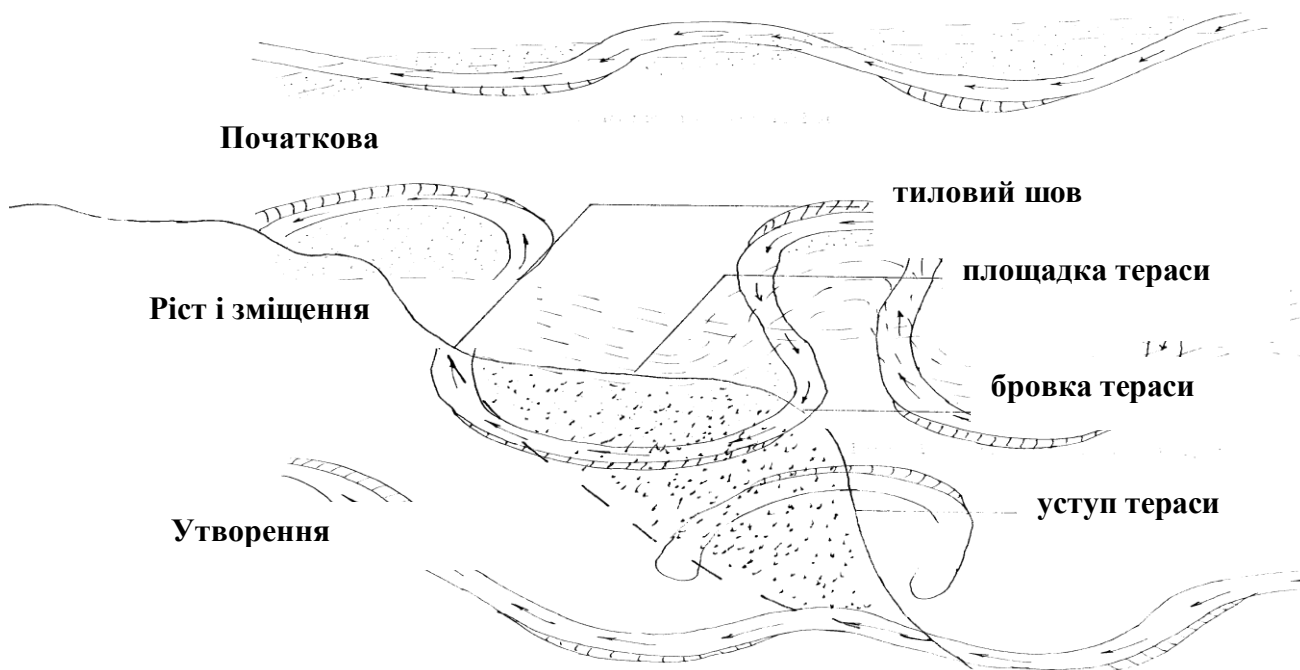


Рис. 86. Механізм утворення меандри і стариці

За зовнішнім виглядом заплави поділяють на три типи – сегментні, гривасті (паралельно-гривасті) та обваловані.

I – Сегментна заплава утворюється тоді, коли річкове русло, меандруючи по широкому дну долини, ділить заплаву на ряд ділянок – сегментів зі схожим мікрорельєфом.

II – Гривиста (паралельно-гриваста) заплава утворюється в результаті меандрування, при якому прируслові вали можуть розташовуватись не у вигляді дуг, паралельних берегу, а утворюють пучки, що розходяться в різні боки, так звані – «віяла блукання». Заростаючи і перекриваючись заплавними відкладами, колишні прируслові вали перетворюються в *гриви*, відокремлені одна від одної улоговинами.

III – Обвалована заплава характерна для річок з майже прямолінійним руслом, по обидва боки якого утворюються суцільні прируслові вали. Як правило,

обваловані заплави виникають вздовж русел у нижній течії річок, які переносять багато наносів (Міссісіпі, Кубань, Сирдар'я та ін.).

Як відзначалось, вище схили річкових долин можуть бути простими і терасованими.

Річкові (надзаплавні) тераси – східчасті форми рельєфу з горизонтальною, або злегка нахиленою у бік русла поверхнею, які розташовуються вздовж одного або двох схилів річкової долини на протязі багатьох сотень і, навіть, тисяч кілометрів і знизу обмежуються уступом. У будові тераси можна виділити *чотири* елементи: уступ, бровку, площадку і тиловий шов (рис. 87).

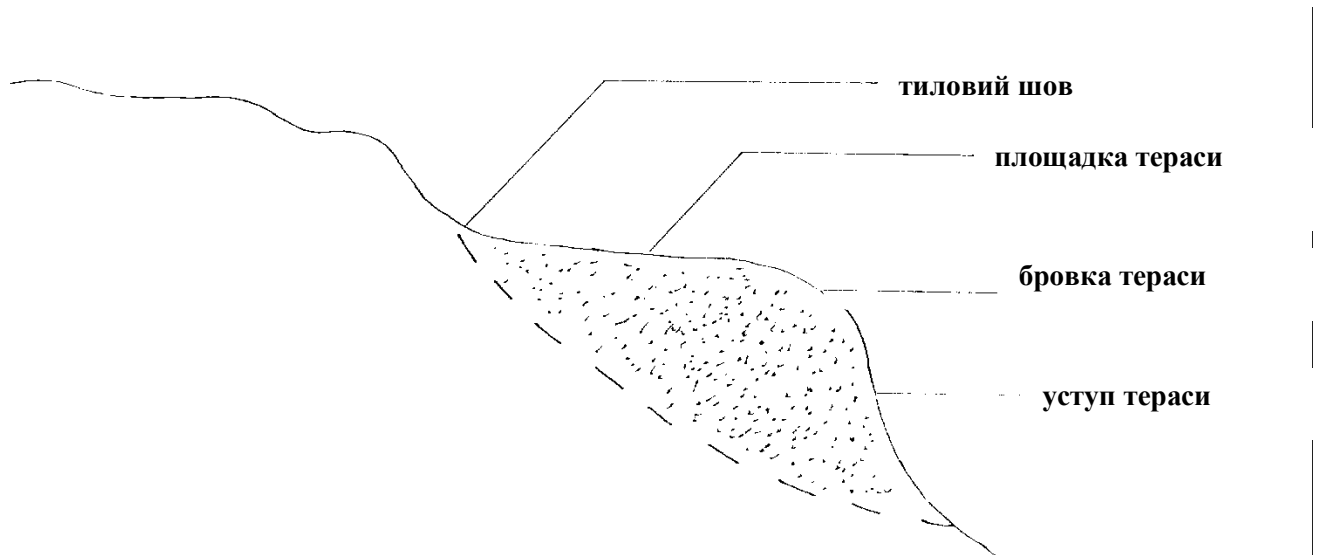


Рис. 87. Будова тераси

В залежності від геологічної будови та походження розрізняють три генетичні типи терас:

- **аккумулятивні** (алювіальні) – залишки колишніх заплав залишених річкою, яка в своєму розвитку заглибила свою долину в алювіальних відкладах і зформувала нову заплаву на більш низькому рівні;

- **ерозійні** (корінні) тераси утворюються при чергуванні періодів рівноваги і врізання річки в корінні породи, їх формування не пов'язане з аккумулятивною діяльністю самої річки;

- **цокольні** (змішані, ерозійно-аккумулятивні) утворюються в результаті процесу аккумуляції, який відбувається в періоди рівноваги. В таких терасах на корінних породах лежать алювіальні відклади (рис. 88)

Причини формування терас:

1– зміна кліматичних умов (головним чином зволоження);

2– зміна положення базисів ерозії (озер, морів, річок, осушення боліт; у пониззі річка врізається в свої ж відклади і утворює терасу на місці колишньої заплави);

3– висхідні тектонічні рухи в долині річки або на її ділянці, що призводить до збільшення кутів нахилу в зв'язку з чим відбувається активізація врізання і, на місці колишньої заплави, формується терасовий рівень.

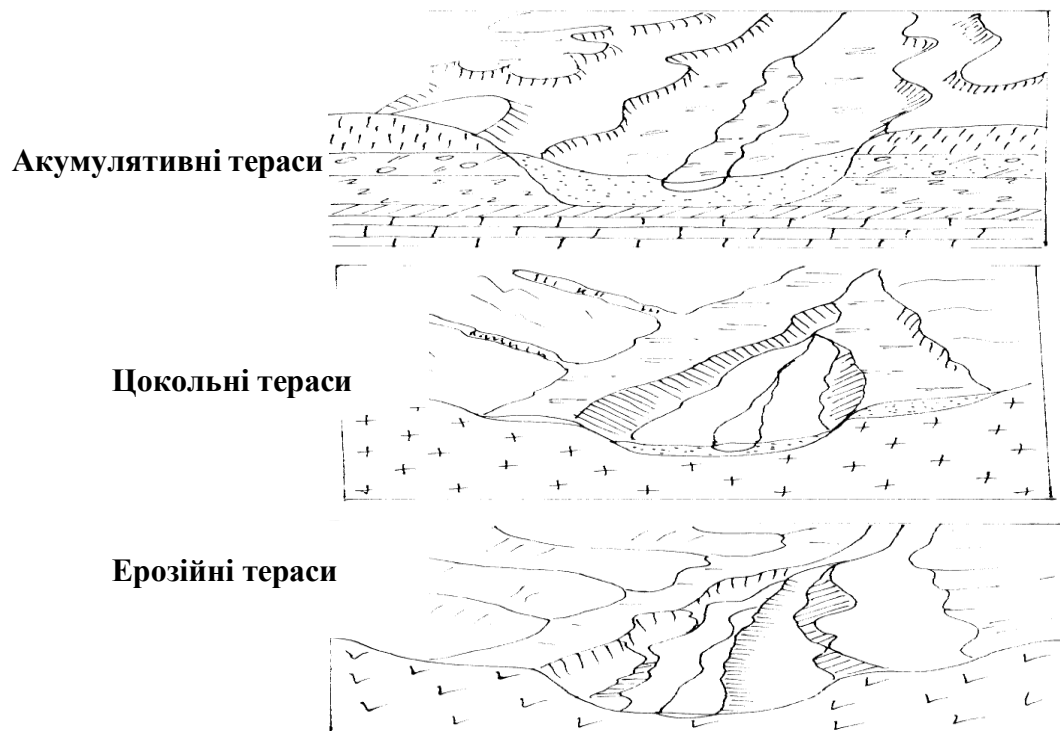


Рис. 88. Генетичні типи річкових терас

19.4.Класифікація річкових долин

Морфологія річкових долин визначається геологічними та фізико-географічними умовами місцевості, яку перетинає річка, а також історією розвитку долини.

При інтенсивному врізанні, що зумовлене підняттям гірської країни, виникають річкові долини типу каньйон, тіснина або ущелина. У всіх трьох типів дно повністю, або майже повністю зайняте руслом, поздовжній профіль відрізняються невірובленістю, численними порогами та водоспадами поперечні профілі таких долин більш – менш симетричні (рис. 89).

Тіснина – долина створена майже виключно глибинною ерозією потоку. Схили такої долини опускаються до річки дуже круто і можуть навіть нависати над нею. Тіснини поширені в гірських масивах, складених стійкими до розмиву породами.

Каньйон (ісп. – труба) – долина з урвистими крутими схилами, що нерідко опускаються до русла уступами і з порівняно вузьким дном, яке зайняте водотоком. Поширені каньйони головним чином у аридних районах і приурочені до зон розломів, які активно проявляються на плато, складених вапняковими породами або лавовими покривами.

Найглибший каньйон у світі – Ель-Каньйон де Колка – має глибину 3223 м. Він знаходиться на території Перу (Південна Америка) (рис. 90).

«Найвідоміший каньйон світу» – каньйон р. Колорадо тягнеться на 446 км. Він має ширину на рівні поверхні плато 8-25 км, а поблизу дна 1 км (інколи 120 м) і досягає глибини 1800 м.

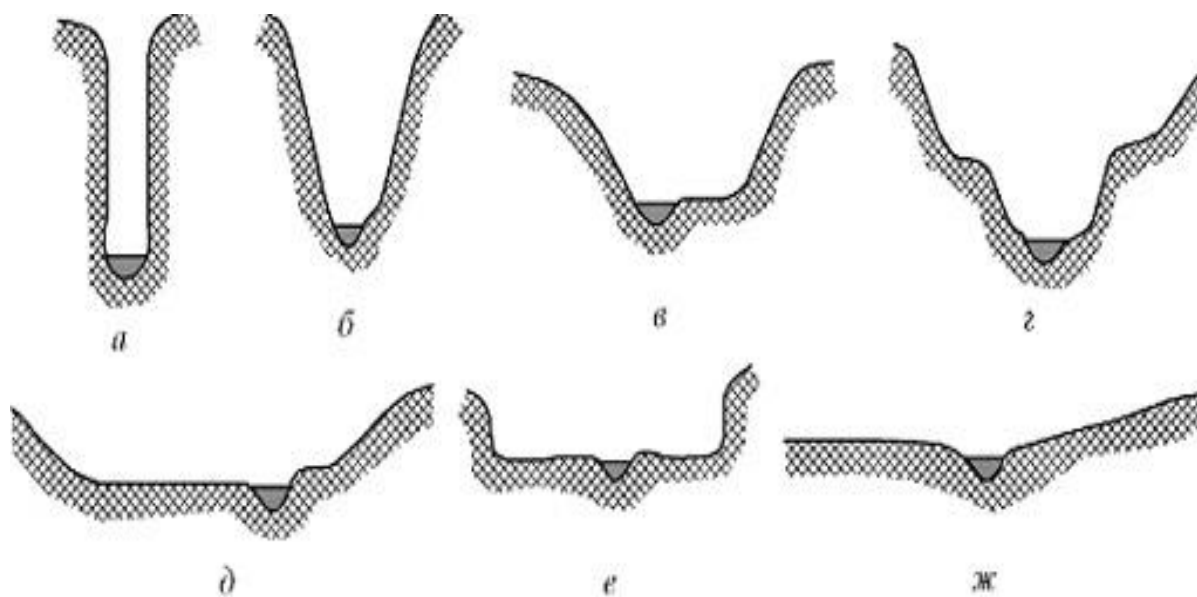


Рис. 89. Морфологічні типи річкових долин: а – тіщина; б каньйон, ущелина; в – U-подібна; г – коритоподібна; д – трапецієподібна; е – ящикоподібна; ж – нечітко виражена долина.



Рис. 90. Ель-Каньйон де Колка

Найглибший каньйон України – Великий Кримський – розташований на північному схилі Ай – Петренської яйли і має глибину 250–320 м, довжину – понад 3 км, а ширина його місцями не перевищує 3 – 4 м.

Ущелина має більш пологі ніж каньйон схили, розчленовані дрібнішими ерозійними формами, іноді ускладнені уступами. Має V – подібний поперечний профіль. Дно заповнене водою. Поширені ущелини на території з великою кількістю опадів та інтенсивним руйнуванням схилів.

Крім вище названих, існують і інші морфологічні типи річкових долин. Так, **заплавні** долини мають широке плоске дно. Русло займає тільки частину дна, інший простір заливається водою під час повені, тобто являє собою заплаву. Над заплавою піднімаються схили, які часто ускладнені надзаплавними терасами. Такі долини характерні для рівнинних річок.

Вони, як правило, мають вироблений поздовжній профіль.

Ящикоподібні (коробчасті) долини виникають при сильній боковій ерозії і в поперечному перерізі нагадують ящик.

Трапецієподібні річкові долини формуються при сильній боковій ерозії, ускладненій площинним змивом та гравітаційними процесами, і в поперечному перерізі нагадує трапецію.

V – подібні долини формуються при досить сильній глибинній ерозії і мають трикутний поперечний профіль.

U – подібні долини утворюються за умов приблизно однакового впливу бокової та глибинної ерозії і мають параболічний поперечний профіль.

Коритоподібні річкові долини часто є насправді троговими (льодовиковими) долинами зайнятими постійними водотоками. У них чітко виділяються дно з U – подібним профілем та плечі.

Жолобоподібні долини відзначаються незначними глибинами. Для них характерні невисокі схили.

Паніморфні (гр. – «всеохоплюючі») долини формують рівнинні ріки, які у своїй нижній течії мають кілька рукавів.

Нечітко вираженими вважаються річкові долини, морфологічний тип яких важко визначити.

За генезисом (походженням) річкові долини поділяються на 3 основні типи: тектонічні, льодовикові і ерозійно- акумулятивні.

I – Тектонічні річкові долини, в залежності від розташування по відношенню до осі геологічних структур, поділяються ще на 3 типи: **поздовжні, поперечні і діагональні**:

А) Поздовжні долини співпадають з осями складок, лініями розломів, простяганням шарів порід і поділяються на 5 підтипів (рис. 91):

1) *синклінальні долини* співпадають з віссю синклінальних складок верств гірських порід, протилежні схили яких мають ухил у бік русла;

2) *антиклінальні долини* простягаються вздовж осей антиклінальних складок, верстви порід падають від річки у протилежні боки;

3) *моноклінальні долини* виникають на крилах складки, простягаючись вздовж неї, або формуються там де поверхня складена пластами осадових порід, які падають в один бік. Один схил такої долини характеризується падінням пластів від

русла, інший – у бік русла;

4) *долини – розломи* закладаються по лініях розломів і скидів, часто не симетричні, їх схили мають різну будову;

5) *долини – грабени* співпадають з депресіями, що виникають при опусканні однієї або кількох вузьких і довгих брил земної кори. Для них характерні: порівняно широке плоске дно, прямі, а для складних грабенів східчасті, схили.

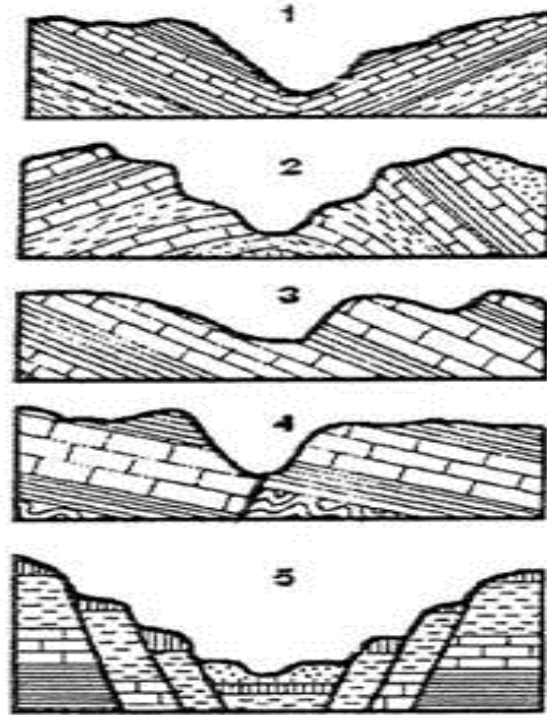


*Рис. 91. Поздовжні тектонічні річкові долини:
1 – синклінальна; 2 – антиклінальна; 3 – моноклінальна;
4 – долина закладена вздовж лінії розлому; 5 – долина грабен.*

Б) Поперечні долини перетинають хребти, які співпадають за напрямком з осями складок та тектонічної лінії. Причиною їх виникнення можуть бути розломи, тріщини тощо. Поперечні долини поділяються на 2 підтипи:

1) *антицедентні* – утворюються в результаті «перепилювання» річкою підняття, які виникають на її шляху і поступово зростають (рис. 92);

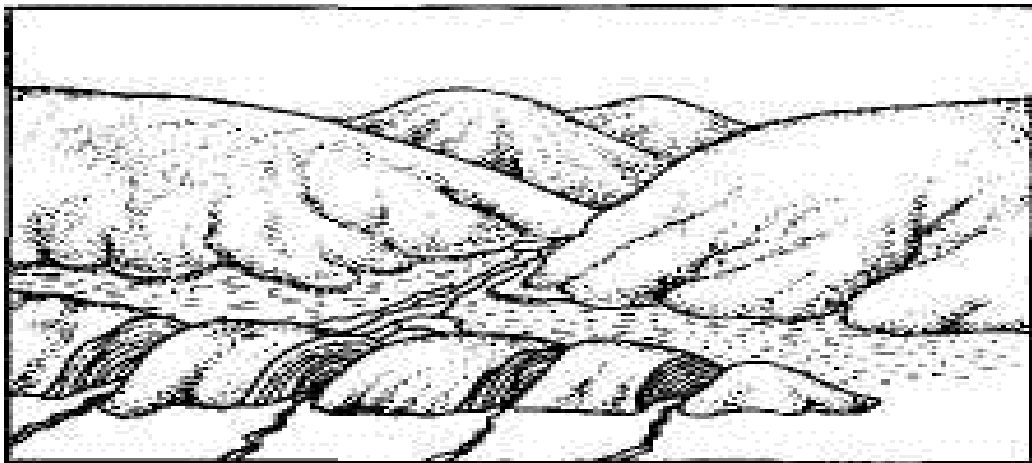


Рис. 92. Антицедентна річкова долина

2) *епігенетичні* – накладаються згори, або виникають внаслідок регресивної ерозії при перепилюванні гірськими потоками вододільного хребта. При цьому може відбуватися перехоплення річки, яка розташована з іншого боку вододілу і менш глибоко врізана (рис. 93).

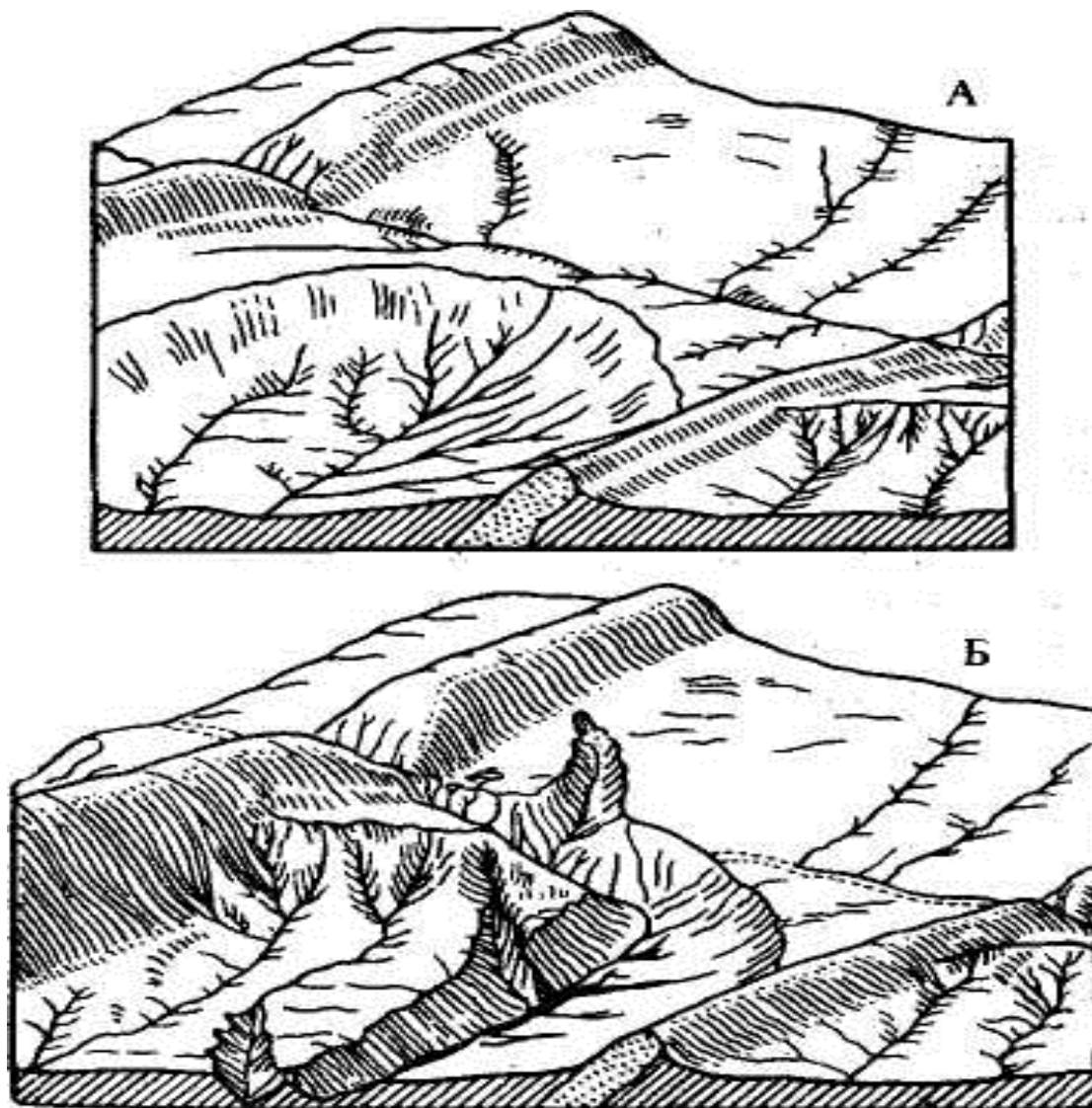


*Рис. 93. Епігенетична річкова долина:
А – намічене перехоплення; Б – здійснене перехоплення.*

В) Діагональні – долини гірських річок де спостерігається чергування поздовжніх та поперечних ділянок, які перетинають гірську країну, під кутом до простирання хребтів (тобто по діагоналі).

II – Льодовикові річкові долини зустрічаються тільки в гірських районах, де розташовані або знаходились раніше льодовики. Ці долини отримали ще назву трогових.

Трог – (нім. – «корито») – гірська долина заглиблена і випрямлена льодовиком, який колись її заповнював. Поперечний профіль трогової долини має U – подібну, або коритоподібну форму з широким пологоввігнутим дном і крутими схилами (рис. 94).

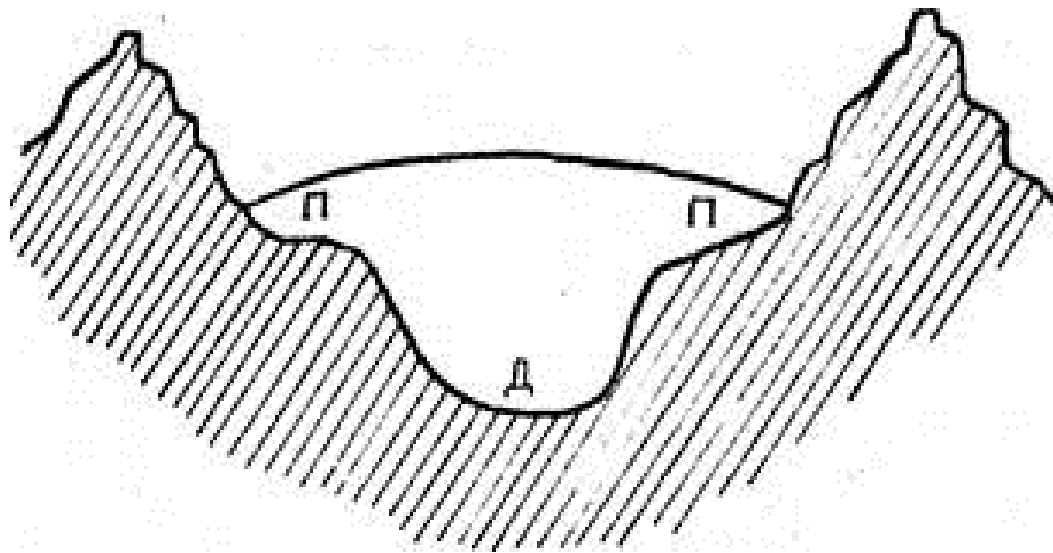


Рис. 94. Трогова долина: П – плечі; Д – дно

III – Ерозійно-аккумулятивні річкові долини характерні для рівнинних територій і є **найбільш поширеними** на земній кулі. Виникають вони в результаті чергування ерозійної та аккумулятивної діяльності водотоків. Мають широке дно, невелику частину якого займає русло (річище), а все інше – заплава. Схили таких долин, як правило, ускладнені надзаплавними терасами (рис. 95).

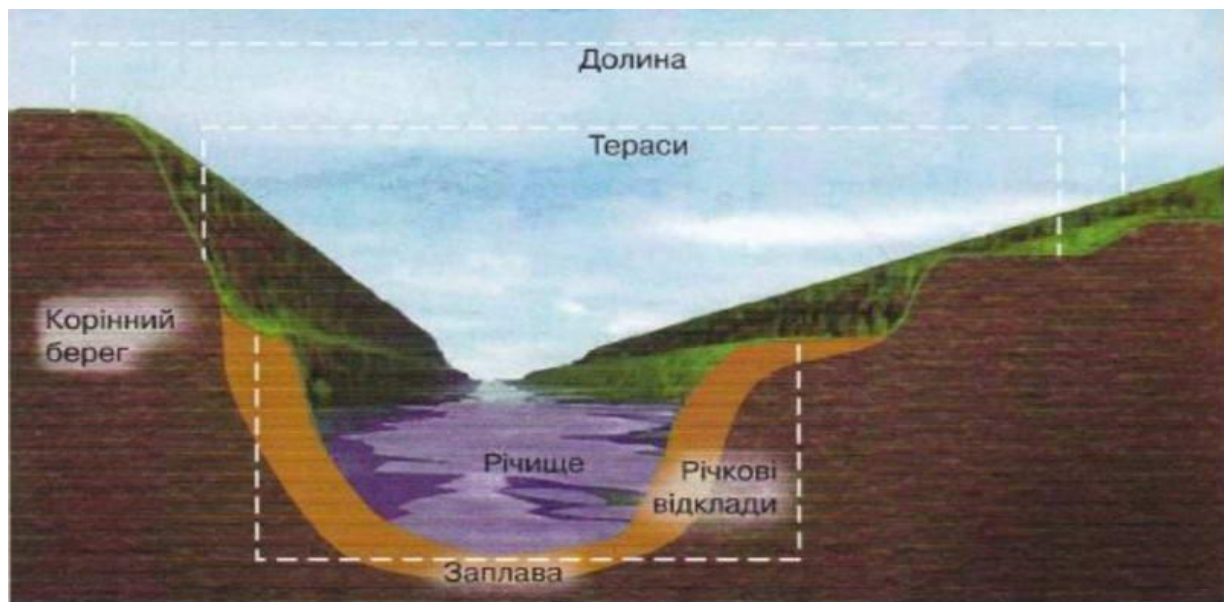


Рис. 95. Схема ерозійно-аккумулятивної річкової тераси

Багато річок мають долини, один з схилів яких короткий і крутий, інший – пологий, або частіше терасований. Такі долини називаються **асиметричними**. Походження асиметрії долин викликано наступними причинами:

- *геологічною будовою* – падіння верств порід в один бік, схили долини складені породами різної стійкості, річка закладена по лінії розлому, по одному з крил якого виходять на поверхню більш щільні породи;

- загально планетарною причиною – обертання Землі навколо своєї осі викликає так звану силу Коріоліса, яка обумовлює відхилення струменів потоків у північній півкулі вправо, в південній – вліво. В результаті у рівнинних річок північної півкулі інтенсивніше підмиваються праві береги, а в південній – ліві і утворюються асиметричні долини. Ця закономірність була помічена російським вченим К.М.Бером і французьким Ж.Бобіне в 1875р. і носить назву «закон Бера-Бобіне».

19.5. Рельєф гирлових частин річок

Для великих річок характерними є три типи гирлових частин: дельти, лимани та естуарії.

У геоморфологічному значенні термін «дельта» об'єднує як надводну, так і підводну (**авандельта**) частини цієї форми рельєфу. Однак здебільшого його вживають тільки для позначення надводної частини, що являє собою акумулятивну форму рельєфу, утворену переважно річковими (алювіальними) відкладами у місці впадіння річки в кінцеву водойму. За обрисами такий тип гирлової частини нагадує грецьку літеру (Δ – «д́елта») (рис. 96).

Межею дельти з боку суходолу слугує ділянка відокремлення від річки першого рукава на прибережній рівнині, а з морського – лінія, яка з'єднує гирла усіх рукавів, що розчленовують дельту.

Найбільш поширеними типами дельт є дзюбоподібні, лопатеві, багаторукавні, дельти виповнення та блоковані (рис. 97).

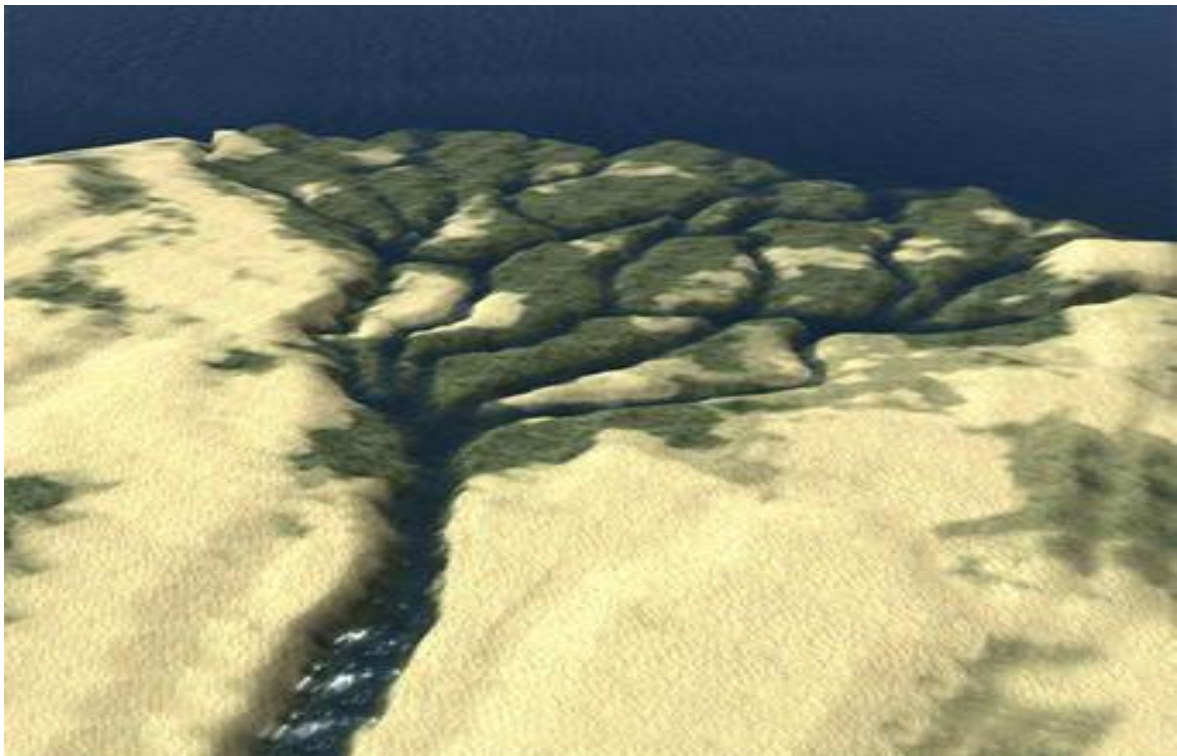


Рис. 96. Дельта Нілу

Естуарії – лійкоподібний тип річкового гирла, розширений у напрямку моря або океану, який виникає при затопленні гирла морем (рис. 98). Припливно-відпливні течії перешкоджають відкладанню наносів і не дозволяють естуарію заповнитися ними та перетворитися на дельту. На півночі Сибіру естуарії називають *губами* (Єнісейська губа, Обська губа тощо)



Рис. 98. Естуарій Ла-Плати

19.6. Схожість і відмінність рельєфотвірної роботи постійних і тимчасових водотоків

Спільні риси характерні для постійних і тимчасових водотоків:

1 – всі руслові потоки займають лінійно-витягнуті заглиблення на земній поверхні, які ніколи не перетинаються, а при зустрічі зливаються одна з одною;

2 – руйнівна діяльність потоку здійснюється головним чином за рахунок його енергії («живої сили»);

3 – робота водотоків залежить від співвідношення енергії потоку (F) та маси уламкового матеріалу (P), що переноситься водою (якщо $F > P$, то в потоці переважають процеси ерозії, при $F = P$ – спостерігається рівновага між процесами ерозії та акумуляції, коли ж $F < P$, домінує акумуляція матеріалу);

4 – головними формами рельєфу, утвореного русловими потоками є долини з розвитком як глибинної (донної), так і бокової ерозії;

5 – у розвитку водотоків, особливо річкових долин, простежуються три основні стадії – 1) молодості, 2) зрілості, 3) старості. Зміна стадій у розвитку водотоків проявляється в їх прагненні якнайшвидше досягти *профілю рівноваги* – плавної кривої, на якій згладжуються всі нерівності поздовжнього профілю русла і встановлюється рівновага між *силою потоку, тертям об ложе та кількістю матеріалу*, що переноситься водотоком. Досягнення профілю рівноваги свідчить про припинення процесу глибинної ерозії.

Відмінності в діяльності постійних і тимчасових водотоків:

- 1 – процес врізання річки проходить більш-менш інтенсивно і проявляється за менший часовий відрізок;
- 2 – річка, на відміну від тимчасових водотоків, постійно транспортує продукти силової ерозії;
- 3 – врізання тимчасового водотоку проходить інтенсивно лише у верхів'ї;
- 4 – виникають різні форми ерозійного рельєфу: *внаслідок діяльності постійних водотоків* утворюються заплави, тераси, терасові ували, стариці, дельти, руслові коси, острови, прируслові вали, а *тимчасовий водний потік* формує борозни, вимоїни (водорії), конуси виносу, яри, улоговини, селеві долини, конуси селевих потоків, яружні тераси;
- 5 – в результаті акумулятивної діяльності утворюються особливі типи відкладів: *пролювій* (тимчасові водотоки) та *алювій* (постійні водотоки), причому алювій буває заплашний, русловий, старичний та дельтовий.

19.7. Типи флювіального рельєфу та практичне значення його вивчення

Типи флювіального рельєфу

Внаслідок діяльності постійних і тимчасових водотоків формуються наступні типи рельєфу: долинно-балковий, яружно-балковий, сиртовий, пластово-ступінчастий, островних столово-останцевих височин, бедленд, куестовий та гривистий.

Долинно-балковий тип рельєфу являє собою виразне чергування річкових долин і балок різних розмірів з плоскими межирічними просторами. Такий тип рельєфу найбільш характерний для рівнин, які складені воднольодовиковими супісками, суглинками і глинами (рівнини півдня лісостепу і частково степу).

Яружно-балковий тип рельєфу має переважне поширення у лісостепах та степах, де верхня частина геологічного розрізу представлена породами лесової формації, здатними до легкого руйнування глибинною ерозією (Середньо-Руська височина, Придніпров'я, Поділля, Ергені тощо). Він являє собою густе розчленування ярами і балками пластово-денудаційних височин. **Сиртовий** тип флювіального рельєфу поширений у сухих степах пониззя Волги. Особливо він характерний для височини Загальний Сирт (рос. «Общий Сырт»). Тут має місце густа мережа тимчасових водотоків, які повільно руйнують щільні глини з водотривкими властивостями. Рельєф поверхні виглядає як чергування спади́стих увалів та широких знижень між ними.

Пластово-ступінчастий тип рельєфу (**рельєф «колорадського» типу**) характерний для районів планети, де річкові долини глибоко врізаються в товщі осадових порід, для яких характерне чергування стійких та легко-розмивних шарів (Плато Колорадо, Ставропольська височина тощо).

Рельєф островних столово-останцевих височин являє собою вирівняну пластову рівнину, серед якої піднімаються високі ерозійно-денудаційні останці з броньованими плоскими вершинами (плато Устюрт та ін.).

Бедленд (англ. – «погані землі») – це хаотичне поєднання численних ярів і вузьких ерозійних останців, що робить неможливим будь-яке господарське

використання території. Формують його тимчасові водотоки за відсутності скільки-небудь значного ґрунтово-рослинного покриву головним чином у передгірських областях з семіаридним та аридним кліматом (передгір'я Тань-Шаня, Копетдагу та інших гірських масивів).

Куестовий тип рельєфу утворюється при моноклінальному заляганні пластів різної стійкості на схилах гір або височин під впливом вибіркової денудації. Він являє собою поєднання паралельних хребтів або пасм із асиметричними схилами (пасма Кримських гір). Куести виглядають як повалені сходи, пологий схил яких співпадає з кутом падіння стійкого пласта, а крутий – «зрізає голови» пластів.

Гривистий тип флювіального рельєфу формується при поєднанні широких річкових долин, які простягаються паралельно одна одній, із невисоким плоскими межиріччями. Він має значне поширення на півдні Західного Сибіру на межиріччі Обі та Іртиша.

Практичне значення вивчення флювіального рельєфу.

Той факт, що річкові долини розвиваються упродовж тривалого часу, має велике значення для розуміння практичного значення флювіального рельєфу та відкладів, пов'язаних із ним.

По-перше, алювіальні відклади, що формуються у відповідності із численними закономірностями (характером неотектонічних рухів, динамікою руслового потоку, кліматичними умовами тощо), є продуктом розмивання різних гірських порід на значних теренах водозбірних басейнів.

Часто розмивання земної поверхні постійними чи тимчасовими водними потоками торкається гірських порід, що мають значний вміст корисних копалин (переважно руд). Уламковий матеріал рудних родовищ, розмитих ерозійними процесами, разом із водним потоком у завислому стані чи шляхом волочіння пересувається вниз за течією і за наявності сприятливих гідродинамічних умов відкладається, утворюючи розсипні родовища. Тому, вивчення історії розвитку певної річкової долини або водозбірного басейну стає у нагоді при пошуках розсипних родовищ золота, алмазів, металевих руд тощо.

Щодо місця нагромадження цінних компонентів алювію, то розрізняють наступні види розсипів: річкових кос, руслові, заплавні, терасові, дельтові та ін. розсипи, що утворилися у різні стадії розвитку річкових долин.

Важливим є також наявність величезних мас піску, що використовується як будівельний матеріал.

По-друге, рельєф річкових долин часто є дуже сприятливим для інженерно-будівельної діяльності, адже тривала історія їх розвитку сприяє формуванню значних вирівняних ділянок земної поверхні, складених однорідними за походженням і механічним складом породами – алювієм. Ці ділянки є зручними для цивільного та промислового будівництва, транспортних шляхів, гідротехнічного будівництва тощо, а заплави часто служать цінними сільськогосподарськими угіддями.

По-третє, у межах річкових долин та водозбірних басейнів відбувається упродовж тривалого часу значна міграція мінеральних мас та енергетичних потоків. Із мінеральними масами мігрують різні хімічні елементи, що утворюються унаслідок різної господарської діяльності. Часто вони мають негативне екологічне

значення, тому аналіз пересування речовинних та енергетичних потоків у межах флювіального рельєфу має важливе екологічне значення.

Здатність річкових систем відчувати на собі вплив катастрофічних повеней ставить вивчення флювіального рельєфу в розряд першочергового при прогнозуванні їх причин і наслідків та при створенні системи захисних споруд. Як відомо, в Україні внаслідок дії таких процесів, найбільше потерпає територія Карпатського регіону.

20. КАРСТОВО-СУФОЗІЙНА МОРФОСКУЛЬПТУРА

20.1. *Поняття «карст», умови його виникнення та основні типи*

Карст – це сукупність процесів і явищ, пов'язаних з розчиненням і вилугуванням поверхневими і головним чином підземними водами легкорозчинних гірських порід (вапняків, доломітів, гіпсів, солей, крейди, мергелів), винесенням їх за межі району залягання та формуванням специфічного (поверхневого та підземного) рельєфу.

Термін «карст» походить від назви вапнякового плато Карст, або Крас біля Трієсту у Словенії. Саме тут було вперше досліджено це явище. Слід відзначити, що понад 50% території Словенії є сприятливими для розвитку карсту (лише печер тут існує понад 10 000).

Для виникнення карсту необхідні певні **умови**:

- наявність значної потужності легкорозчинних порід (вапняк, доломіт, гіпс, крейда, кам'яна та калійна сіль);
- наявність тріщин, які роблять ці породи водопроникними;
- підвищене залягання порід, що карстуються, або низьке положення рівня ґрунтових вод;
- особливості рельєфу території (невеликий нахил поверхні, що дозволяє воді не тільки стікати, але й просочуватись);
- сприятливі кліматичні умови (температура, опади, мерзлота тощо);
- характер рослинного покриву території;
- достатня, але не надмірна кількість води;
- наявність у воді кислот, які роблять її хімічно активною;
- рух підземних вод.

Типи карсту

Типологія карсту за складом гірських порід. В залежності від типу гірської породи, в якій розвивається карстові процеси та явища виділяють ***карбонатний, гіпсово-ангідритний, соляний і тропічний брадикарст*** (гр. «bradys» – повільний, короткий) ***у залізистих кварцитах*** (рис. 100).

Найбільш поширеним є карбонатний карст, оскільки гіпс, сіль і, тим більше, залізисті кварцити не мають такого глобального поширення, як карбонати. Підраховано, що неглибоке залягання карбонатних порід займає 40 млн. км², гіпсів та ангідритів – 7 млн. км², а солей – 4 млн. км². Ці цифри дають підстави говорити про те, що більш як на третині загальної поверхні суходолу існують геологічні передумови для розвитку карстових процесів.

Зонально-кліматичні типи карсту. У зв'язку з тим, що карстовий процес по-різному протікає в різних кліматичних умовах виділяють три основні його зональні

типи: *середземноморський, помірний і тропічний*.

Середземноморський тип карсту характерний для гірських областей із середземноморським субтропічним кліматом. Карстовим процесам там сприяють не тільки геологічна будова території (переважання у складі гірських порід вапняків та інших карбонатних порід), а й клімат (зокрема, зливовий характер атмосферних опадів).

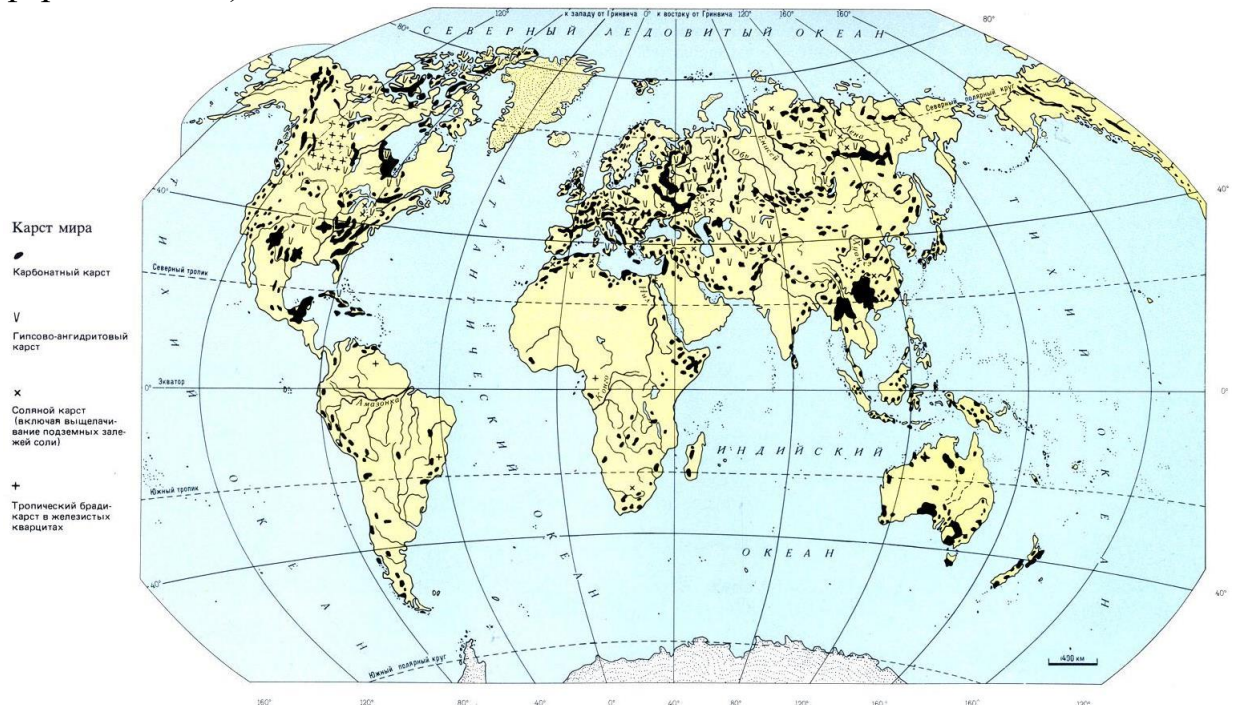


Рис. 100. Типи карсту

Помірний тип карсту розвивається в областях з помірним типом клімату. Карстові процеси там також розвиваються доволі інтенсивно, але породи, що карстуються, майже завжди прикриті шаром наносів і добре розвиненими ґрунтово-рослинними покривом.

Характерною особливістю цих двох зонально-кліматичних типів карсту є утворення від'ємних карстових форм рельєфу.

Тропічний тип карсту зустрічається в умовах тропічного гумідного клімату і відрізняється від середземноморського та помірного карсту переважанням не від'ємних, а додатніх форм рельєфу у вигляді куполів, башт або конусів, які піднімаються над деяким середнім рівнем поверхні. Тут є також і великі карстові улоговини.

Типологія карсту за особливостями залягання гірських порід, що карстуються. У відповідності із особливостями залягання гірських порід, що піддаються розчиненню та вилуговуванню поверхневими і підземними водами, розрізняють *відкритий* і *покритий*, а М.А. Гвоздецький виділяє ще й *задернований* та *похований* карст:

- **відкритий** (голий) – породи, що карстуються, виходять безпосередньо на поверхню. Поширений відкритий карст на крутих схилах у горах і передгір'ях. Його утворенню сприяє зливовий характер опадів, які змивають з поверхні залишки не розчинених гірських порід і перешкоджають формуванню ґрунтового покриву (Альпи, Балкани, Крим, Кавказ тощо). Цьому типу карсту притаманна найбільша

активність розвитку та велика різноманітність форм рельєфу;

- **покритий** (його ще називають Середньо-Європейським) – породи, що карстуються, перекриті згори нерозчинними породами. Цей тип карсту переважає на рівнинних територіях Східної Європи;

- **задернований** – колись був відкритим, але в силу зміни фізико-географічних умов (клімату, гідрогеологічного режиму та ін.) на його поверхні сформувався незначний ґрунтовий покрив;

- **похований** – породи, що карстуються залягають на певній глибині під досить потужними товщами нерозчинних пухких гірських порід.

20.2. Форми карстового рельєфу та стадії розвитку карсту

Серед карстових форм рельєфу переважають замкнуті від'ємні **поверхневі** (карри, понори, блюдця, лійки, улуговини, поля тощо) та **підземні** (глибинні) (печери, колодязі, шахти) форми карстового рельєфу (рис. 101 *берегової лінії властивий грецькому узбережжю Егейського моря*).

Далматинські береги – утворюються при підтопленні складчастих гірських структур, які мають простягання, наближене до загального простягання берегів. Верхівки складчастих структур височать над поверхнею води у вигляді численних островів і острівців, розділених затоками і протоками, загалом орієнтованими паралельно до берега. Це – хорватське узбережжя Адріатичного моря, південний острів Нової Землі тощо.

У тропіках, як вище зазначалося, часто зустрічаються додатні карстові форми рельєфу: башти, конуси, куполи тощо.

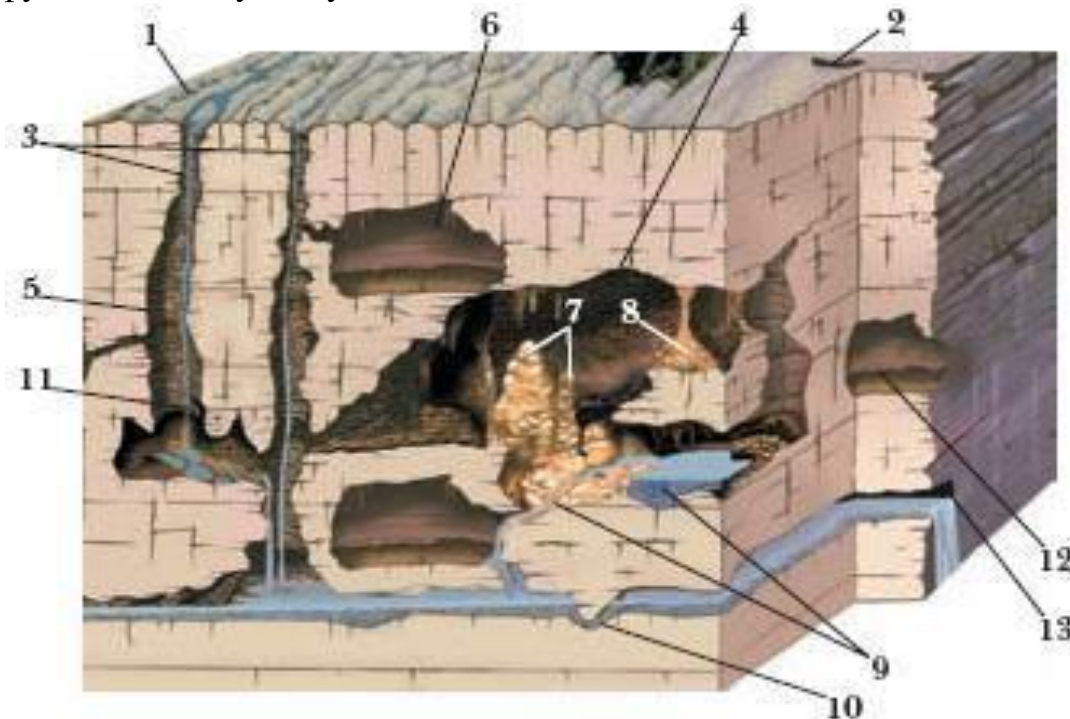


Рис. 101. Схема карстових процесів у масиві гірської породи:

- 1 – карри; 2 – лійки; 3 – природні шахти; 4 – горизонтальні печери;
- 5 – вертикальна печера; 6 – сталактити; 7 – сталагміти; 8 – сталагнат;
- 9 – підземні річки та струмки; 10 – сифон; 11 – підземний водоспад;
- 12 – грот; 13 – вхід у печеру

Карри (шрати) – система гострих гребенів та виступів розділених вимоїнами і глибокими борознами (до 2 м). Вони характерні для районів відкритого (голого) карсту і є результатом роботи поверхневих вод.

Каррові поля – покриті каррами простори, як правило, відкриті, позбавлені рослинності вапнякові плато (Крим, Кавказ) та прибережна смуга деяких морів (Адріатичного та ін.) (рис. 102).



Рис. 102. Каррове поле

Терра-росса (лат. – «червона земля») – характерна для карстових ландшафтів Середземномор'я нерозчинна, переважно глиниста кора вивітрювання червоного кольору, яка накопичується на поверхні порід, що карстуються. При значних об'ємах вона здатна закупорити карри і, навіть, припинити процес протікання карсту.

Понори – отвори (канали), що утворюються в тріщинах в місцях просочування води в глибину, в результаті розчинення порід (рис. 103).

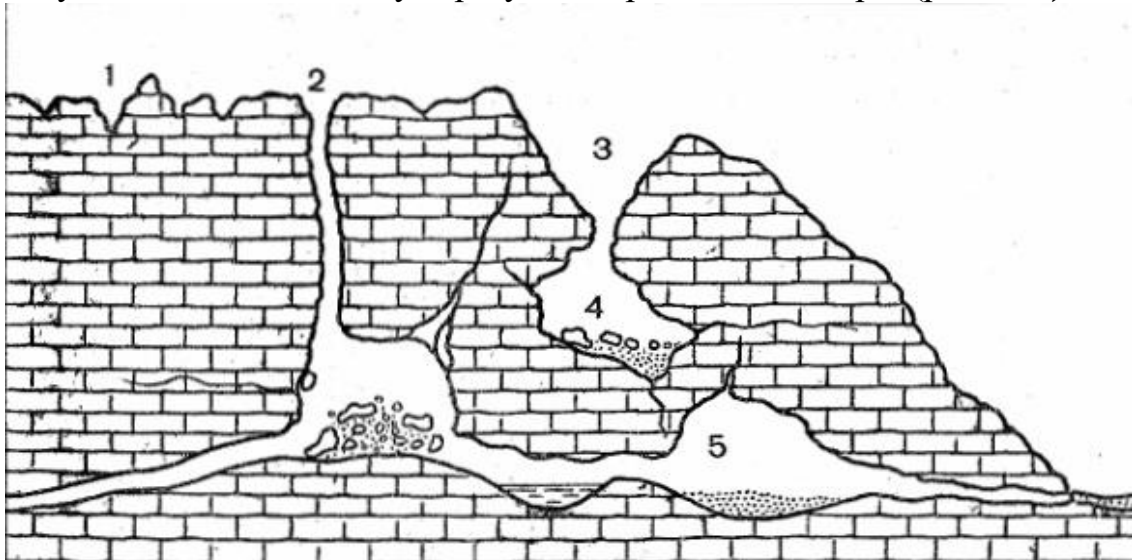


Рис. 103. Деякі форми карстового рельєфу:

1 – карри, 2 – понор, 3 – лійка, 4 – порожнина, 5 – печера

Карстові блюдця – це незначні заглиблення (переважно овальної або округлої форми) на земній поверхні, в місцях поширення карсту. У породах під карстовими блюдцями виникає досить значна кількість понорів, які й викликають просідання земної поверхні (рис. 104).

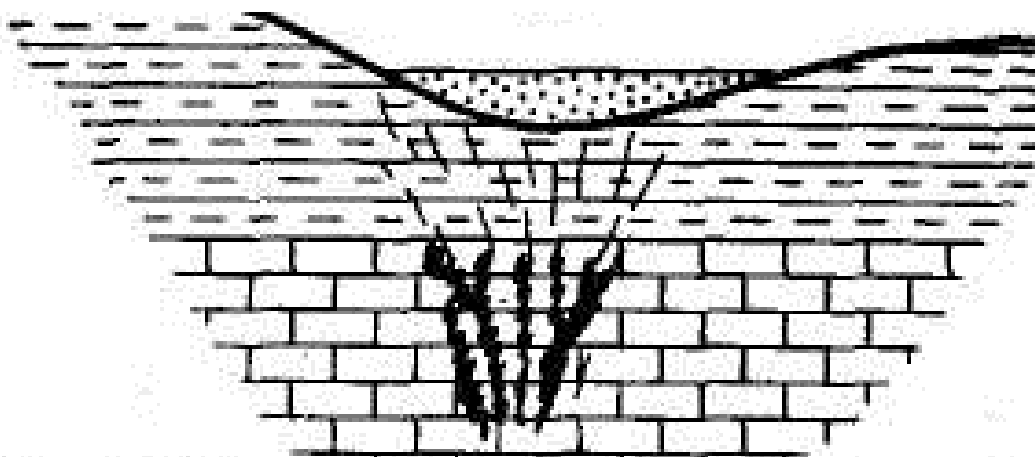


Рис. 104. Схема карстового блюдця

Карстові лійки – конусоподібні форми рельєфу, які мають округлу або овальну форму в плані з добре вираженою бровкою. Їх діаметр може становити від декількох сантиметрів до **130 м**, а глибина – до **25 м** (рис. 105).

За походження розрізняють три типи лійок: 1) **лійки поверхневого розчинення** утворюються в гирлах понорів в результаті розчинення водою порід, що карстуються і розширення понора; якщо понори закупорюються нерозчинними глинистими породами, то в районах з вологим кліматом у лійках утворюються озера; такі лійки характерні для областей відкритого (голого) карсту; 2) **провальні лійки** виникають в результаті обвалювання покрівлі карстових печер; 3) **лійки просочування** формуються в результаті розчинення порід, що карстуються на глибині і механічного виносу водою піщано-глинистих частин з поверхневих горизонтів в більш глибокі через понори; при закупоренні понорів збільшення таких лійок уповільнюється, або припиняється зовсім.

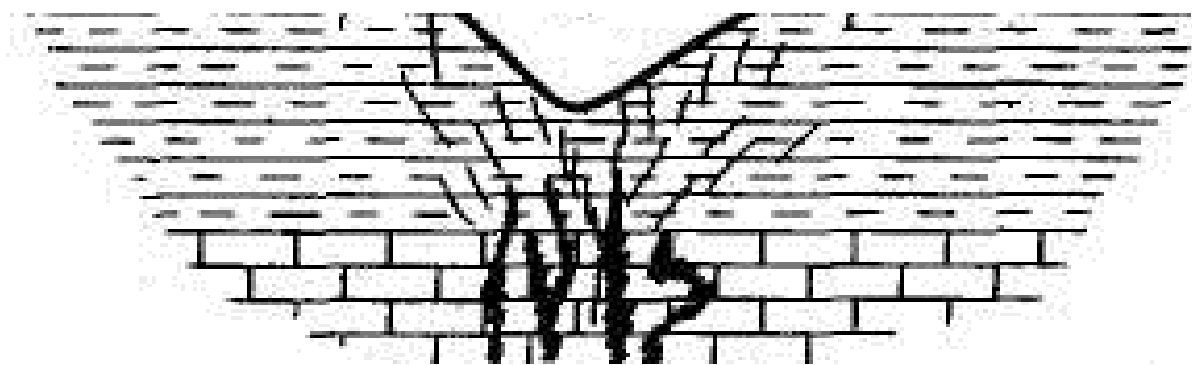


Рис. 105. Схема карстової лійки

Сліпі яри – утворюються внаслідок злиття карстових лійок, розташованих в одну лінію.

Увала' – чудернацькі форми рельєфу глибиною близько 30 м, а шириною до 700 м, утворені з карстових лійок.

Карстові колодязі (провалля) виникають при розширенні тріщин і понорів (внаслідок розчинення порід), або при обвалюванні склепінь підземних порожнин, дна лійок. Вони мають прямовисні стінки (Рис. 106, 107).

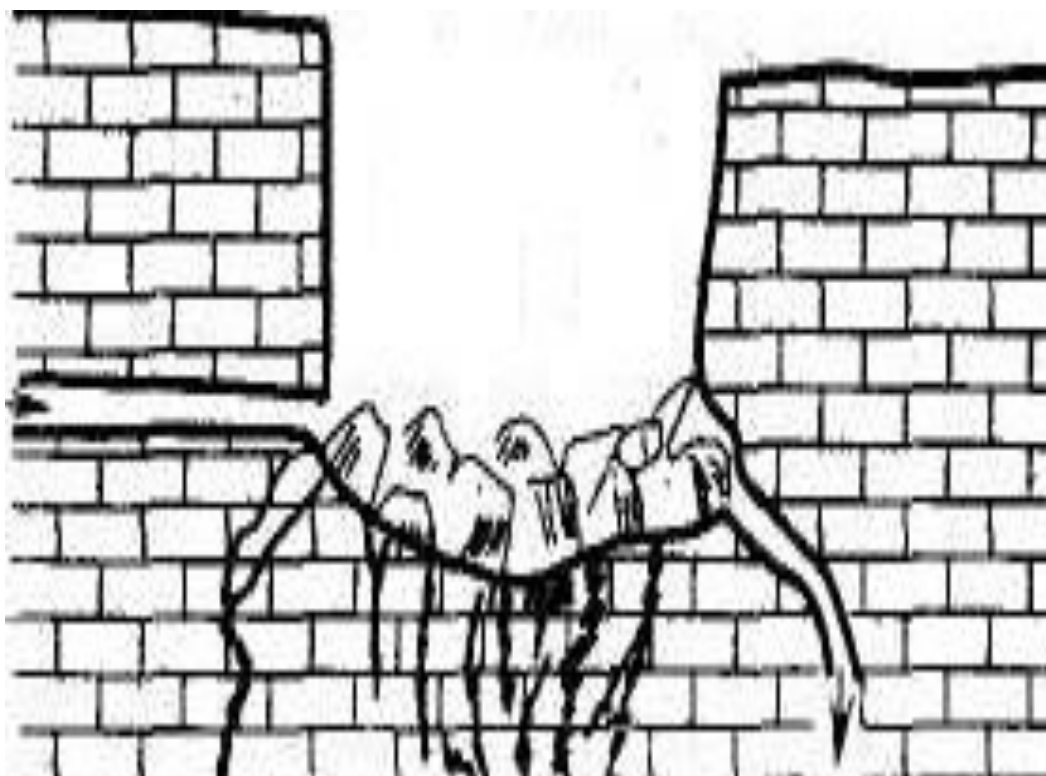


Рис. 106. Карстовий колодязь провального походження

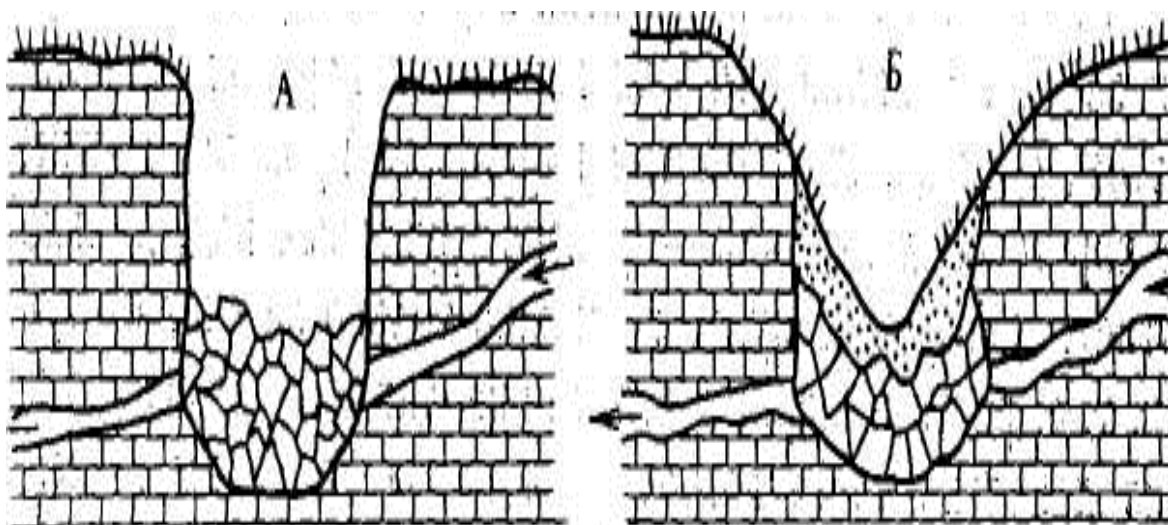


Рис. 107. Схема перетворення карстового колодязя (А) у лікоподібну западину (Б).

Карстові шахти – формуються в результаті подальшого розширення колодязів або успадковують глибинні тріщини і бувають як горизонтальними, так і вертикальними. Вони мають значно більшу глибину, ніж карстові колодязі (рис. 108).

Карстові улоговини утворюються в результаті злиття окремих декількох карстових ліжок, іноді їх формуванню сприяють тектонічні рухи і розломи земної кори (рис. 109). Вони являють собою замкнуті або відкриті в 2-х напрямках плоскостонні зниження довжиною до 1000 м, глибиною – десятки метрів, а ширину мають у 2–5 разів меншу від довжини. Для більшості з них характерні круті схили і складне дно (Ай–Петрінська яйла в Криму).

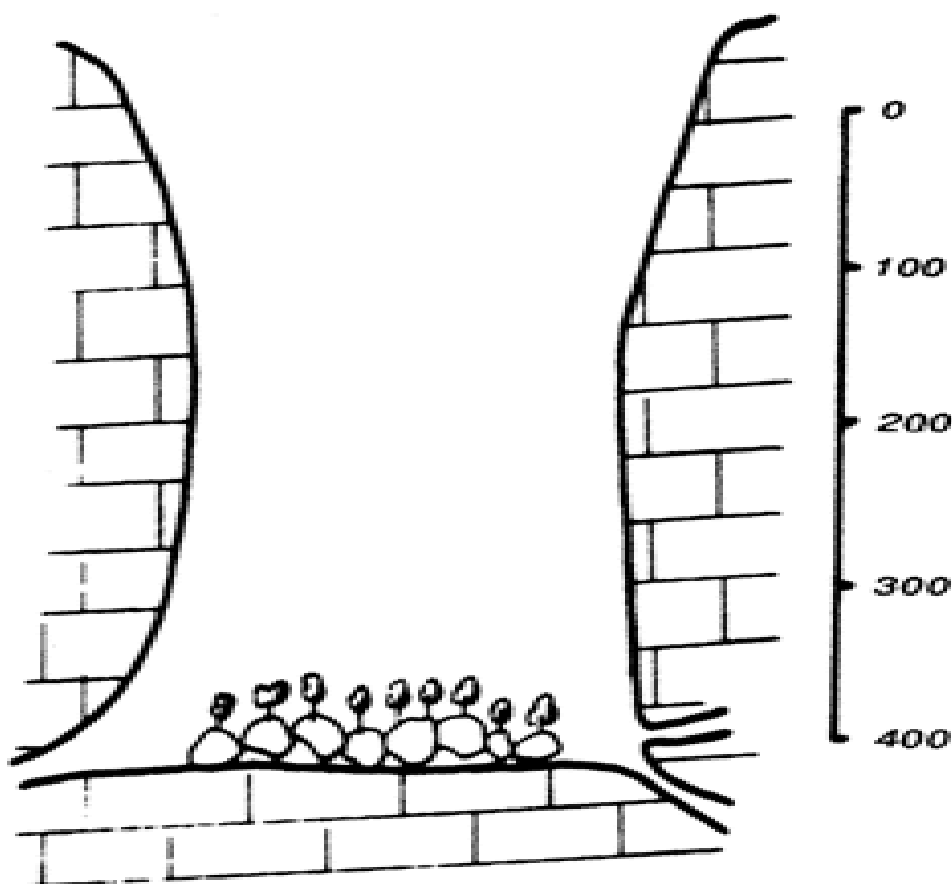


Рис. 108. Розріз карстової шахти Міньє (Папуа-Нова Гвінея)



Рис. 109. Карстова улоговина

Поля – замкнуті зниження великого розміру (до сотень км²), як правило, з крутими схилами висотою до кількох сотень метрів і плоским дном, над яким можуть височіти останці (рис. 110). Інколи по дну протікає тимчасовий або постійний водотік, що зникає в понорах. Для дна окремих польїв характерна наявність озер. Утворюються поля внаслідок злиття великої кількості карстових лійок та блюдець.

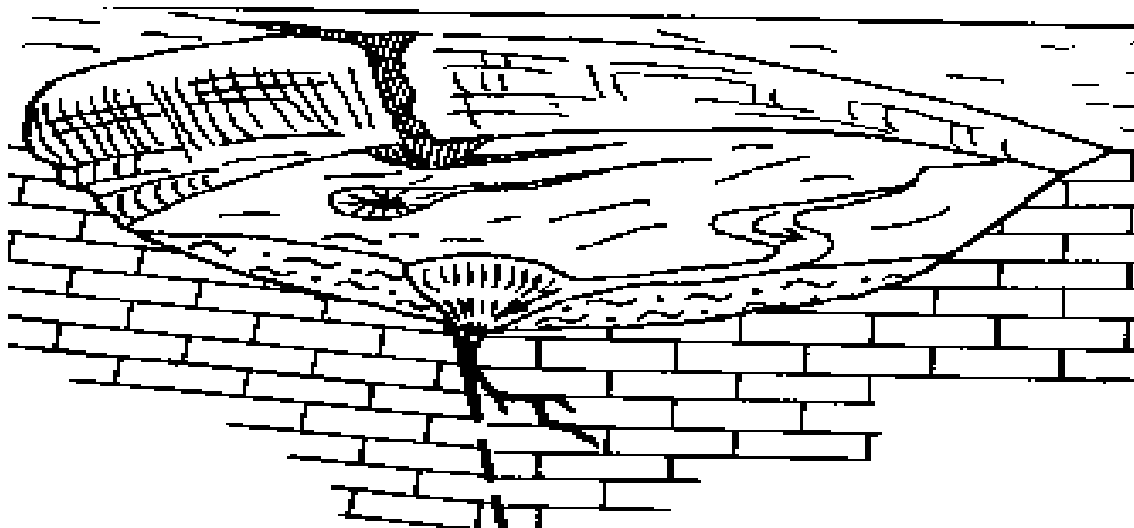


Рис. 110. Поля

Печери – порожнини в поверхневих товщах земної кори різноманітної форми і розмірів, які сполучаються з поверхнею одним або кількома отворами (рис. 111).

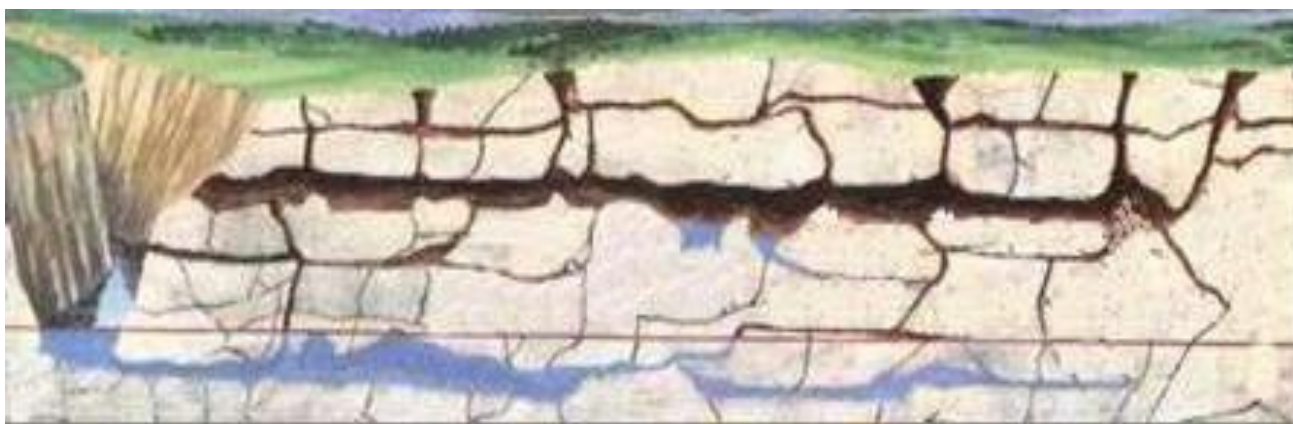


Рис. 111. Схема карстової печери

Якщо печера має один вихід її називають *сліпою*, а якщо печера має виходи з обох боків – *прохідною*. Сліпі печери поділяють на *холодні* та *теплі*. Холодні печери мають вихід, який розміщується вище підземної порожнини, де застоюється холодне зимове повітря і навіть накопичується лід. У теплих печерах вихідний отвір розміщується нижче її підземної порожнини і тепле літнє повітря витісняє з неї холодне зимове повітря.

Виникають печери у товщах вапняків, гіпсів, кам'яної солі в результаті розширення тріщин, під дією підземних, зокрема ґрунтових вод.

Найдовшою карстовою печерею в світі є Флінт-Мамонтова (США, штат Кентукі) – 560 км, а на території України – Оптимістична (Тернопільська обл.) – 165 км. Найглибша карстова печера світу (Вороняча в Абхазії) має глибину 1680 м. До недавнього часу найглибшим вважалось провалля Резо-Жан-Бернар (Савойські Альпи, Франція), глибина якого 1602 м. Найглибшою карстовою печерею в Україні є Солдатська (Карабі-Яйла, Крим) – 500 м.

У печерах часто виникають натічні утворення, шляхом відкладу карбонату

кальцію, гіпсу та інших солей, які приносяться водою з вище розташованих розчинних порід. Це: **сталактити** – бурульки, які звисають зверху; назустріч їм піднімаються **сталагміти**; з'єднуючись вони утворюють натічні колони – **сталагнати (сталактони)**. Коли на стелі печери в один ряд розташовується уілька сталактитів, вони утворюють **натічну занавіску**.

Найдовший у світі сталактит (59 м) знаходиться в печері Куева-де- Нерья (Малага) в Іспанії, найвищий сталагміт (63м) – у печері Лас-Вільяс на Кубі, а найбільший сталагнат (39 м) – в печері Летючий Дракон у Китаї.

В умовах тропіків, внаслідок карстових процесів і явищ, формуються не лише лійки, колодязі, печери, шахти тощо, а й останцеві гори у вигляді башт, стовпів, піків та конусів, які часто покриті тропічним лісом. Крім того, тут зустрічаються улоговини досить значних розмірів.

У зв'язку з цим тропічний карст поділяють на **куполоподібний, баштовий, конічний** та **улоговинний**.

Куполоподібний карст характеризується скупченням куполоподібних піднять (до 150 м), які розділені вузькими сідловинами.

Для **баштового** карсту характерні крутостінні, ізольовані одне від одного підняття, які нагадують башти. Висота таких утворень може досягати 300 м. Ці підняття розташовуються на значній відстані одне від одного. Заглиблення та розширення знижень між підняттями у місцях існування таких типів карстового рельєфу вже майже не відбувається (рис. 112).

Конічний карст відрізняється від баштового тим, що підняття мають форму конусів, тобто їх схили значно пологіші. Виположування схилів відбулося завдяки активному розвитку схилвих процесів.

Для **улоговинного** карсту характерна наявність увігнутих улоговин, відокремлених одна від одної гостроверхими вапняковими гребенями. Формування улоговин відбувається при глибокому заляганні ґрунтових вод. Досить часто в улоговинах розміщуються мальовничі озера та морські затоки.



Рис. 112. Останцеві гори у вигляді башт та стовпів

Аналізуючи умови виникнення та морфологію форм карстового рельєфу від найменших, до найбільших, логічно припустити, що для розвитку карсту характерна стадійність. Найбільш доцільно в його еволюції виділяти **три стадії**: *початкову (стадію молодого карсту), стадію зрілості та стадію старості*.

На **початковій стадії** (стадії молодого карсту) виникають карри, з'являються лійки та колодязі.

Для **стадії зрілості** характерним є формування широких провалль, злиття лійок та утворення улоговини, поява польвів, відхід води з поверхні вниз по тріщинах, виникнення печер.

На **стадії старості** зплющуються лійки, розширюються поля, на поверхні накопичуються важкорозчинні продукти гіпергенезу, закупорюючи пори. Зруйнована поверхня опускається до рівня ґрунтових вод.

20.3. Псевдокарстові процеси

Поряд зі справжнім карстом у багатьох районах планети протікають явища і процеси, в результаті яких утворюються форми рельєфу зовні схожі на карстові, але причини їх виникнення принципово відрізняються від карсту. Такі явища, процеси і форми рельєфу називають **псевдокарстовими**. До них, насамперед, належать **глинистий карст і термокарст**.

Причиною формування глинистого карсту є **суфозія** (лат. «suffosio» – «підкопування», «підривання») – процес вимивання і винесення ґрунтовими та поверхневими водами, що просочуються в товщі гірських порід, дрібних мінеральних частинок з пухких відкладів. Він зумовлений не розчинною, а механічною дією води.

Суфозія приводить до порушення структури ґрунтів і вимивання в глибину найдрібніших частинок, які надалі виносяться підземними водами. Це зумовлює осідання всієї вище розташованої товщі і утворення на поверхні замкнутих знижень різного розміру (рис. 113). Процеси суфозії найкраще представлені в районах розповсюдження глинистих порід або лесових суглинків (Україна, Китай).



Рис.113. Суфозійні западини

Найпоширенішими формами рельєфу, що виникають внаслідок суфозії, є блюдцеподібні зниження, які в Україні називають **степовими блюдцями**. Вони являють собою плоскі, як правило округлої форми, зниження, в лісостеповій та степовій зонах. Глибина степових блюдців найчастіше коливається в межах від 0,5 до 2 м, а діаметр може становити кілька десятків і, навіть, досягати 100 м.

Великі замкнені зниження округлої або овальної форми суфозійно-просадочного походження називають **подами**. Вони можуть мати довжину до 10 км і глибину 5-8 м.

Крім блюдців та подів, у сильно карбонатних суглинках і глинах за умови добре розвинутої тріщинуватості утворюються глибокі підземні ходи і провалля, які дуже нагадують карст. Це також різновид *глинистого карсту*.

Необхідно відзначити, що на відміну від порожнин і поверхневих форм класичного карсту, вік яких може досягати сотень тисяч і мільйонів років, форми глинистого карсту не такі довговічні. Вони руйнуються упродовж перших років чи десяти років.

Термокарст має зовсім іншу природу ніж глинистий карст. При термокарсті також утворюються різноманітні провальні та просадочні форми (**улоговини, западини, блюдця, провальні порожнини (готи)**), але їх утворення пов'язане з таненням похованого льоду або відтаванням мерзлих порід в областях поширення багаторічної мерзлоти. Завдяки термокарсту виникають також великі округлі плоскодонні зниження поверхні, які в Якутії називають **аласами**. Вони часто відіграють роль озерних улоговин.

Термокарст може бути зумовлений наступними причинами:

- *кліматичними* (загальне потепління клімату, підвищення середньорічної температури, посилення континентальності, щільність та висота снігового покриву, глибина сезонного промерзання);
- *місцевими* (вплив окремих форм рельєфу, водойм тощо);
- *техногенними* (виникають при порушенні ґрунтового та рослинного покриву технічними засобами).

До **псевдокарстових явищ** належить також здатність деяких гірських порід швидко ущільнюватись при змочуванні. Такою здатністю володіють лесові породи та засолені ґрунти. Перші ущільнюються внаслідок руйнування їх мікропористості, а другі – в результаті розчинення солей. Морфо-логічним наслідком цього процесу є утворення псевдокарстових блюдців та лійок (степи України).

Псевдокарстом можна також вважати і формування підземних **порожнин** внаслідок руйнування пухких порід каналізаційними водами, що виходять з міських мереж водозабезпечення, або через відкачування підзем них вод.

20.4. Практичне значення карстових процесів і карстової морфоскульптури

Як у будь-якого іншого природного явища, що може бути використаним у прикладних цілях, карстові процеси і відповідно карстова морфоскульптура мають позитивне і негативне значення, що зайвий раз доводить діалектичну природу матеріального світу.

Позитивним в оцінюванні карсту є те, що більшість карстових порожнин (а

вони сформувалися за активної участі підземних вод) і досі є **джерелами можливого водопостачання**.

Оскільки, для здійснення процесу вилуговування підземні води мусять містити низку природних хімічних елементів, тобто, бути агресивними щодо гірських порід, що їх уміщують, то самі по собі такі підземні води мають різний ступінь мінералізації, що дозволяє їх використовувати як **мінеральні води**.

Карстові печери, що є необхідним атрибутом підземного карсту, як правило мають великий об'єм, містяться на значній глибині, мають сталий температурний режим, атмосферний тиск та вологість, тому можуть бути придатними для влаштування тимчасового мешкання (**бути укриттями**) на випадок несприятливих обставин на земній поверхні (військові дії, несприятливі природні явища тощо).

Інша позитивна функція підземних порожнин – **лікувальна**, особливо серед тих печер, які вироблені у сольових породах, де повітря вміщує чималу кількість іонів, корисних для здоров'я хворих на астму та інші важкі захворювання органів дихання. Але й сама по собі стабільність температури, тиску та вологості у карстових печерах є придатною для лікування й інших хвороб. Крім того, пристосованість карстових печер до напрямків розломних порушень у земній корі викликає наявність значної позитивної геофізичної енергії у таких дозах, що серйозно покращує лікування.

Крім того, варто відзначити, що екзотичний інтер'єр більшості карстових печер (хімерні натічно-крапельні форми, ярусність порожнин, наявність підземних річок та озер тощо), феноменальність самого явища карсту роблять їх визначними **пам'ятками природи і місцями активного туризму**.

Негативними у карстовому процесі з позицій практичного використання є наступні положення:

1) Карстові явища (поверхневі та підземні) значно **погіршують умови господарського використання** таких районів. Їх обов'язково необхідно враховувати при спорудженні **об'єктів водного господарства (гідровузлів, меліоративних систем)**, оскільки несподіваний перебіг карстових процесів може поглинути створювані водосховища, воду із магістральних каналів тощо.

2) Неврахування особливостей геологічної будови карстових масивів може викликати **погіршення умов спорудження** тунелів, кар'єрів через можливе **розвантаження у їхні межі потужних потоків підземних вод**.

3) Сама наявність у гірських породах порожнин різних розмірів і особливо їхнє багаторусне розташування **погіршує інженерно-геологічні властивості порід**, що можуть бути підвалинами та фундаментами промислових і цивільних споруд. Тому враховувати їх необхідно, у першу чергу, для об'єктів що мають статус небезпечних у випадках надзвичайних ситуацій. Для України такими є атомні електростанції, греблі потужних водосховищ, екологічно небезпечні виробництва тощо.

21. ГЛЯЦІАЛЬНА, ФЛЮВІОГЛЯЦІАЛЬНА ТА КРІОГЕННА МОРФОСКУЛЬПТУРА

21.1. Поняття про гляціальні процеси рельєфотворення

Гляціальні (лат. «glacialis» – льодовикові) рельєфоутворюючі процеси зумовлені діяльністю льоду.

Обов'язковою умовою для їх розвитку є **зледеніння** – тривале існування мас льоду в межах певної ділянки земної поверхні.

Це можливо лише в умовах «**хіюносфери**» (гр. «chion» – сніг та «spháira» – шар) – частини тропосфери (області суходолу), в якій можливий постійний позитивний баланс низьких температур і твердих атмосферних опадів. Нижньою її межею є **снігова лінія**, вище якої можливе накопичення твердих опадів, а верхня межа не встановлена, оскільки на планеті відсутні гори такої висоти, де б її можна було відслідкувати.

Процес утворення льодовика проходить за наступною схемою:

СНІГ

↓

ФІРН

(давньонім. «firni» – тогорічний, старий)

↓

БІЛИЙ ФІРНОВИЙ ЛІД

↓

ГЛЕТЧЕРНИЙ ЛІД

(лід льодовиків суходолу)

Глетчерні льодовикові простори (зледеніння) поділяються на **покривні** або материкові (Антарктида, Гренландія та інші острови Північного-Льодовитого океану), **гірські** та **проміжні** (гірсько-покривні) (головним чином Скандинавія та о-ви Канадського арктичного архіпелагу) (рис. 114).



Рис. 113. Типи льодовиків

За **часом** існування зледеніння можна поділити на давнє та сучасне.

Давні зледеніння пов'язані з періодами глобальних похолодань в історії Землі. У такий час льодовики існували не тільки в високогірних та високих широтах, але й спускались на рівнини і покривали величезні площі в помірних широтах.

Основними причинами виникнення зледенінь були:

- **астрономічні** (періодична зміна положення Землі відносно Сонця, циклічність активності Сонця);
- **внутрішньоземні** (горотворення; переміщення літосферних плит; розширення Землі; вплив суперконтинентів, які мали місце в геологічній історії планети; зміни у надрах Землі);
- **зміни газового складу атмосфери** (зміна прозорості атмосфери внаслідок виверження вулканів, коливання рівня CO₂, O₂ тощо);
- **зміна циркуляції вод Світового океану** (перерозподіл теплих і холодних океанічних течій, коливання рівня тощо).

Найбільшого впливу на сучасний рельєф і сучасні ландшафти, особливо в Європі, Північній Азії та Північній Америці, завдали великі покривні зледеніння **плейстоцену** (середньочетвертинні).

Встановлено **чотири** плейстоценові епохи зледеніння, що розділялися теплими міжльодовиковими епохами, під час яких льодовики на рівнинах помірних широт зникали.

У різних регіонах світу плейстоценові зледеніння носять місцеві назви і відрізняються певними геоморфологічними, геологічними та палеогеографічними наслідками (табл. 16).

Таблиця 16

Епохи плейстоценових зледенінь

Східна Європа	Західна Європа	Північна Америка	Час існування
Окська	Гюнц	Небраська	Q1 – 620-680 тис.р
Дніпровська	Міндель	Канзаська	Q2 – 240-455 тис.р
Московська	Рісс	Іллінойська	Q2 – 125-200 тис.р
Валдайська	Вюрм	Вісконсінська	Q3 – 15-70 тис.р

Центрами поширення льодовикових покривів у **Євразії** були Скандинавські гори, Кольський п-ів, Нова Земля, Полярний Урал, Таймир та шельф Баренцового моря, а у **Північній Америці** – Гренландія, о-ви Канадського Арктичного архіпелагу та Аляска.

Форми рельєфу, утворені льодовиками, постійно змінювались. Їх збереженість залежала від ступеня переробки процесами, що діяли у післяльодовиковий час. Найкраще збереглися утворення останньої льодовикової епохи, яка закінчилась **12 – 10** тисяч років тому.

Щодо зледеніння на території України, то існує думка, що територія нашої держави зазнала впливу двох епох плейстоценового зледеніння – Окської та Дніпровської. Відклади та рельєф Окського зледеніння сильно трансформовані і слабо ідентифікуються, а Дніпровське зледеніння залишило після себе багато

геоморфологічних, геологічних та палеогеографічних пам'ятників.

В межах України існувало два «дніпровські» крижані «язики» різного розміру. *Перший* (малий або західний) був обмежений лінією **кордон з Польщею – Мостиська – 10 км північно-західніше Львова – 15 км північно-західніше Луцька – Сарни – Дубровиця – кордон з Білоруссю**.

Межа *другого* (великого, «дніпровського») проходила по лінії: **Овруч – 20 км західніше Коростеня – Житомир – верхів'я річки Рось – 10 км південніше Богуслава – 20 км західніше Сміли – Олександрія – Дніпро-дзержинськ – Кобеляки – Гадяч – Білопілля – кордон з росією** (рис. 115).



Рис. 115. Льодовикові «язики» на території України

21.2. Руйнівна діяльність льодовиків та утворені нею форми рельєфу

Формуючи гляціальний рельєф, льодовики виконують **три** види роботи: руйнують гірські породи, транспортують уламки та відкладають їх (часто досить далеко від місця утворення).

Процес руйнування гірських порід льодовиком називають **екзарацією** (лат. «exaratio» – виорювання). Розрізняють *абразивну екзарацію* і *екзарацію відщеплення*.

Абразивна екзарація – це руйнування гірських порід внаслідок тертя льоду і вмерзлих в нього уламків об підстилаючі породи. Завдяки їй утворюються тонкі продукти розтирання – *«льодовикове борошно»*, а на породі утворюються *поліровані поверхні, льодовикова штриховка* («льодовикові шрами») та *борозни* (рис. 116).



Рис. 116. Льодовикові борозни

Крім того, в процесі руху льодовика в його тілі утворюються особливі форми рельєфу – **бергширунди** (нім «Bergschrund», від «Berg» – гора і «Schrund» – тріщина, розрив) (рис. 117), а між боковою частиною льодовика та схилом долини, по якій він рухається, завдяки впливу теплового потоку від скель, виникають улоговини (тріщини, щілини) танення, що отримали назву **рандкльофти** (нім «Rand» – край і «Kluft» – розщелина, розрив) (рис. 118).

Рандкльофт зазвичай утворюється на бокових частинах льодовика у тих місцях, де він близько підходить до освітлених і нагрітих схилів та починає танути, а **бергширунд** формується при розриві сніжно-льодовиково схилу під дією сили тяжіння.

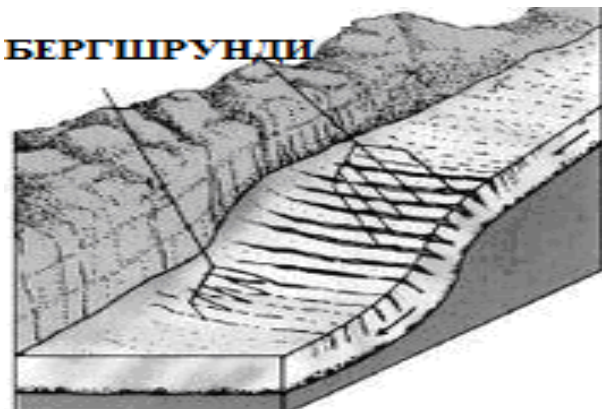


Рис. 117. Бергширунди у льодовику, що рухається

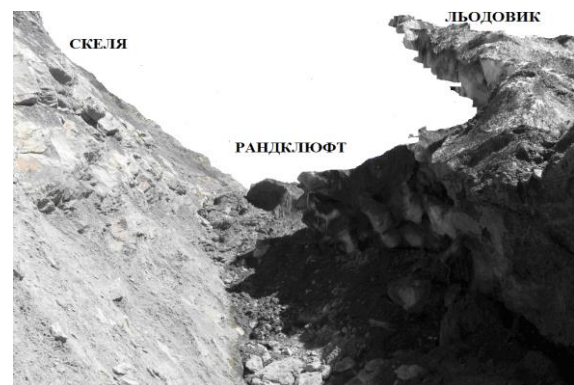


Рис. 118. Рандкльофт

Екзарация відщеплення відбувається під дією горизонтально направленою тиску на виступи корінного ложа. При цьому можуть відламуватись і дуже великі уламки породи.

Результатом екзарацийної діяльності є утворення таких форм рельєфу, як кари, карлінги, трого, рігелі, улоговини, сельги, ванни виорювання, баранячі лоби та кучеряві скелі.

Кари («льодовикові цирки», «коррі» (Шотландія) – «крісло») – це кріслоподібні або чашкоподібні заглиблення у привершинній частині схилів гір, на рівні і вище снігової лінії, що утворюються під дією невеликих льодовиків, сніжників, морозного гіпергенезу в полярних та високогірних областях. Задні та

бокові стінки карів круті, часто урвисті, дно полого увігнуте, зайняте льодом, багаторічним снігом або озером (рис. 119).

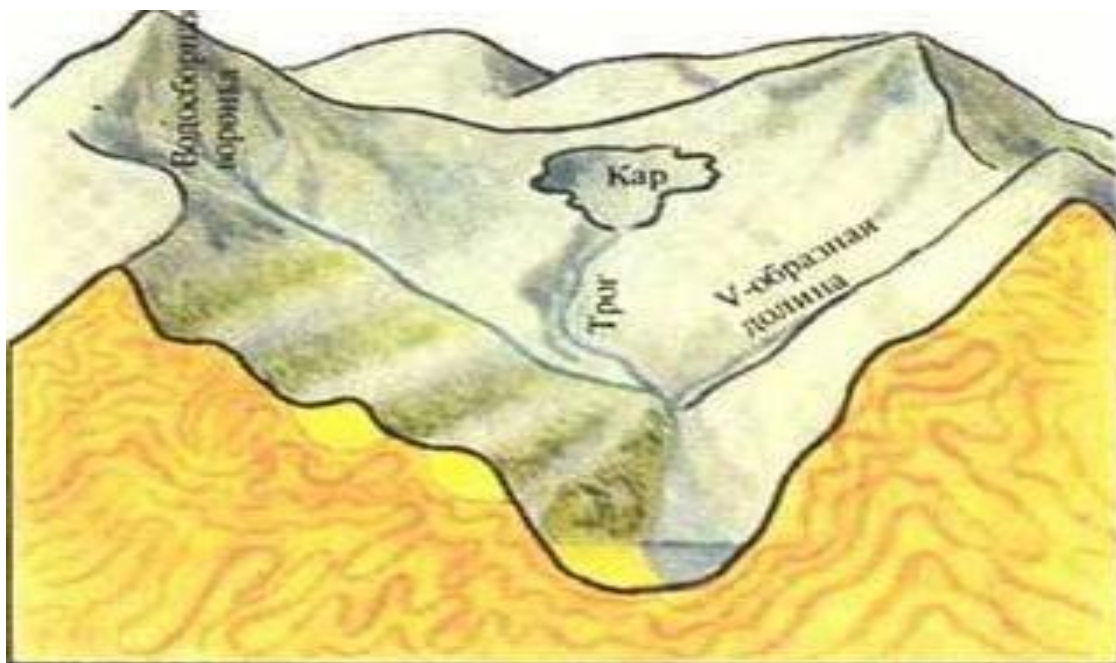


Рис. 119. Кар

Пірамідальні, як правило, трьохгранні, гостроконечні вершини, що утворилися в результаті відступу внутрішніх стінок карів і врізання їх у гірський масив називаються **Каролінгами** (рис. 120). У їх формування суттєву роль відіграє не тільки льодовикова екзарація, а й **снігова коразія**.



Рис. 120. Карлінг

Троги (нім. «Trog» – «корито») – це коритоподібні, змінені льодовиком ерозійні долини в горах з широким, полого увігнутим дном і крутими схилами (рис. 121).

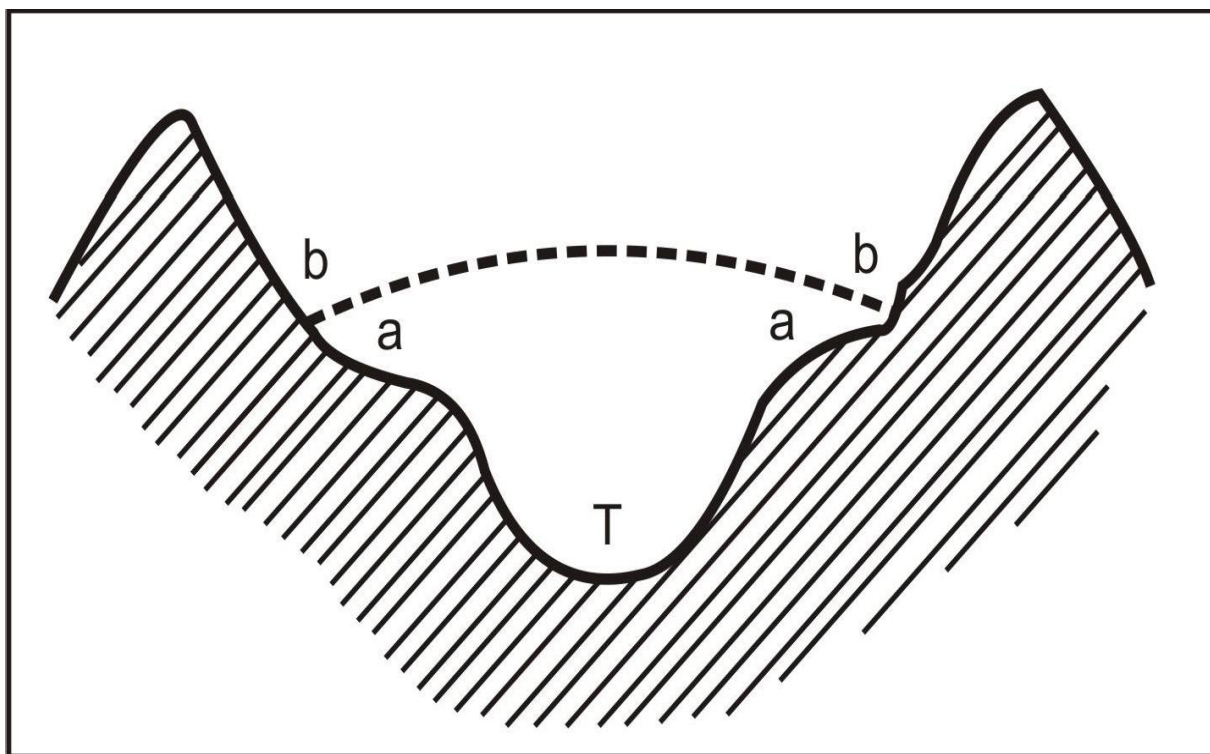


*Рис. 121. Поперечний профіль трогоу:
Т – дно трогоу; а – а – плечі трогоу; б – б – рівень, до якого долина була заповнена льодом*

Поперечні скелясті пороги або сходи на дні трогів, відокремлені один від одного **улоговинами**, утвореними льодовиковим виорюванням, називають **рігелями** (нім. «Riegel» – «засув», «перепона») (рис. 122).

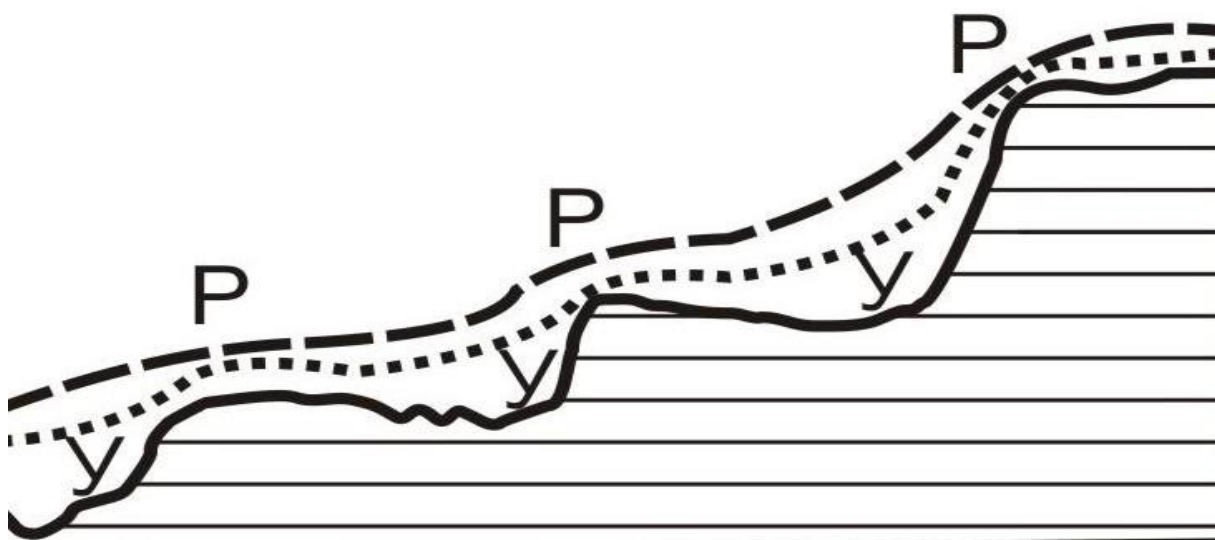


Рис. 122. Лінія поздовжнього профілю трогової долини, ускладнена рігелями (Р) та улоговинами (У).

Сельги (фін. «Selkä» – кам'янисте пасмо) являють собою скелясті, згладжені і відшліфовані пасма, висотою понад **50 м**, складені твердими породами. Сельги розділені западинами («**ваннами виорювання**»), які часто зайняті озерами, або болотами (рис. 123).

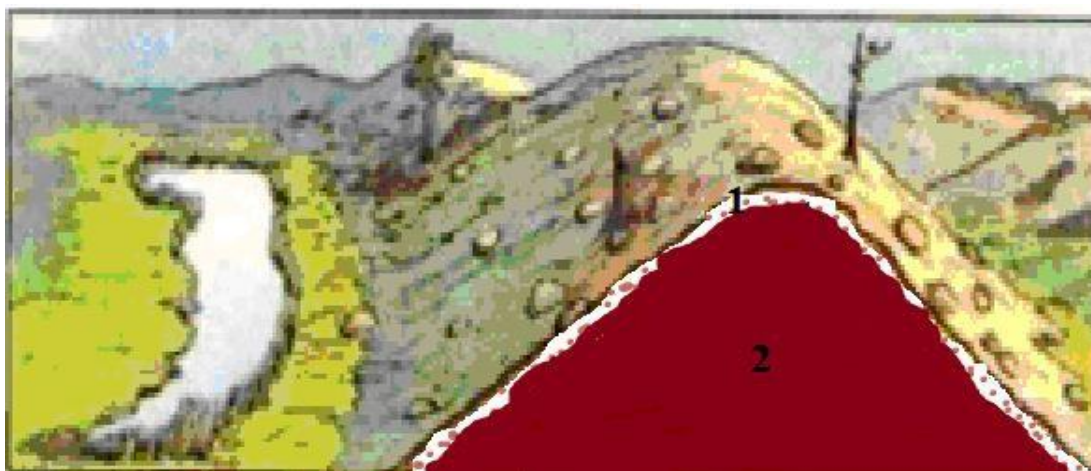


Рис. 123. Сельги (1- тонкий шар пухкої породи, 2 – кристалічна порода) та ванни виорювання

Баранячі лоби – це відполіровані льодовиком виступи кристалічних порід з асиметричними схилами. Довжина їх може коливатись від **10** до **100** м, а висота досягає **50** м (рис. 124).



Рис. 124. Баранячі лоби

Кучеряві скелі («групи баранячих лобів») представлені комплексом скелястих виступів, складених кристалічними гірськими породами, які округлені та відполіровані льодовиком. Поверхня місцевості де є кучеряві скелі має хвилястий вигляд. Для них характерна також асиметрія схилів – пологі схили, обернені у бік льодовика, а більш круті – у протилежний бік (рис. 125).



Рис. 125. Баранячі лоби та кучеряві скелі

21.3. Транспортуюча і акумулююча діяльність льодовиків та її морфологічні наслідки

Транспортуюча та акумулятивна діяльність льодовика пов'язана з перенесенням і відкладенням морени.

Морена (місцева назва, яка вживається в Швейцарських та Французьких Альпах) – уламковий матеріал, який переносить льодовик і в місцях танення відкладає його.

Внаслідок великого тертя моренні відклади являють собою подрібнену, дрібно землисту, глинисто-піщану, порошкоподібну масу з обкатаними уламками (іноді зустрічаються навіть валуни).

Морену, як правило поділяють на *рухому* та *відкладену*, які в свою чергу поділяються ще на ряд підтипів.

Рухома морена – це весь уламковий матеріал який рухається з льодовиком. Він може знаходитись на поверхні льодовика (бічна і серединна), всередині (внутрішня) і під льодовиком (донна) (рис. 126).

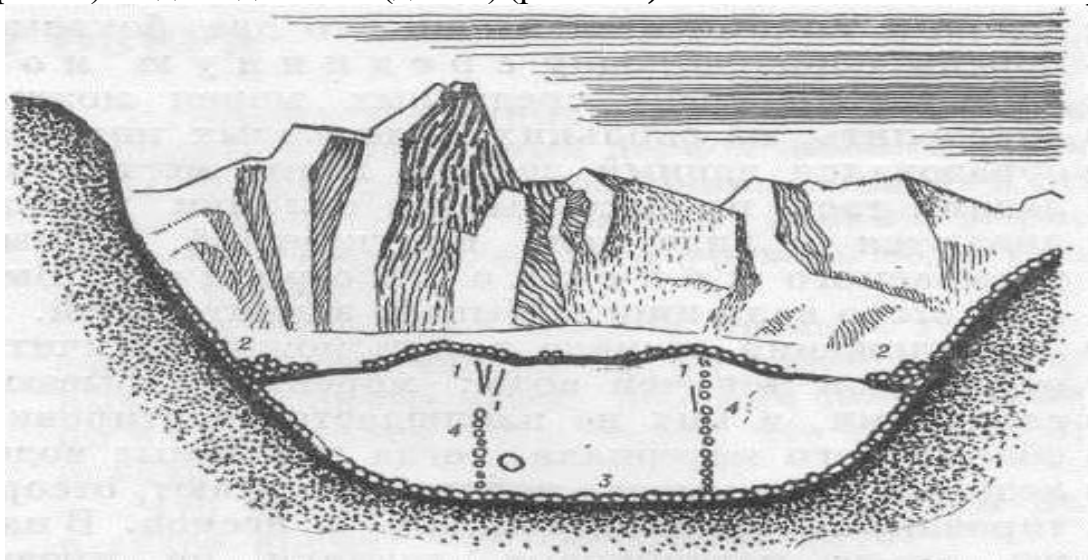


Рис. 126. Рухома морена: 1 – серединна, 2 – бічна, 3 – донна, 4 – внутрішня

Відкладеною мореною називають уламки (валуни (окремі досить великих розмірів), галька, пісок, глина, суглинки тощо), які опинились на ложі льодовика під час його руху і танення

Розрізняють кілька підтипів відкладеної морени (*кінцеву, берегову, основну*) і відповідних форм рельєфу.

При тривалому стоянні льодовика вздовж нижнього нерухомого краю він нібито звантажує уламки і створює **кінцеву морену**. В рельєфі вона виражена **кінцево-моренними пасмами**, що являють собою **прильодовикові вали** і накопичення великої кількості **горбів** (рис. 127).

Уламковий матеріал, що залишається на схилах льодовикової долини називають **береговою мореною**. Найчастіше він розташовується у вигляді **валів** та **пасм** (рис. 128).

Основна морена – це потужний покрив уламкових відкладів, що утворюється при повному відступі льодовика, коли на оголеному ложі залишається

донна, внутрішня і поверхнева морени.



Рис. 127. Кінцева морена



Рис. 128. Берегова морена

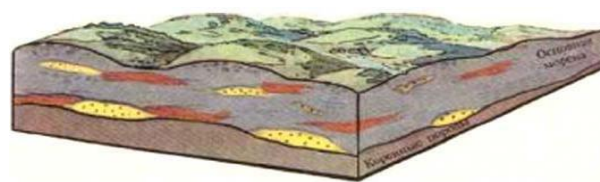


Рис. 129. Основна морена

В рельєфі вона виражена плоскими і горбистими **моренними рівнинами**. **Моренні горби** мають пологий схил, округлі обриси, іноді витягнуту форму, різноманітну висоту й безладно розташовані. У межах моренних рівнин зустрічаються також **зниження** зайняті озерами та болотами (рис. 129).

Напірні морени виникають при інтенсивному наступі льодовика після його тимчасового відступу. Внаслідок цього відбувається деформація і перенесення раніше відкладеної кінцевої морени. Форми рельєфу, які при цьому виникають, називають **гляціодислокаціями** («Канівські гори», «Пивиха» (Градизьк)) (рис. 130).



Рис. 130. Схема утворення напірної морени

Серед моренних горбистих рівнин зустрічаються також друмліни та відторженці.

Друмліни – це витягнуті за напрямком руху льодовика асиметричні горби. Словом «Drumlin» їх називали спочатку в Німеччині, Франції та деяких інших країнах Європи. Вони мають висоту (5 – 45м), ширину (100 – 200) іноді до 400 м і довжину 2-3 км. Виникають друмліни в результаті зупинки крижаної маси перед виступом корінних порід або давніх льодовикових відкладів (рис. 131).

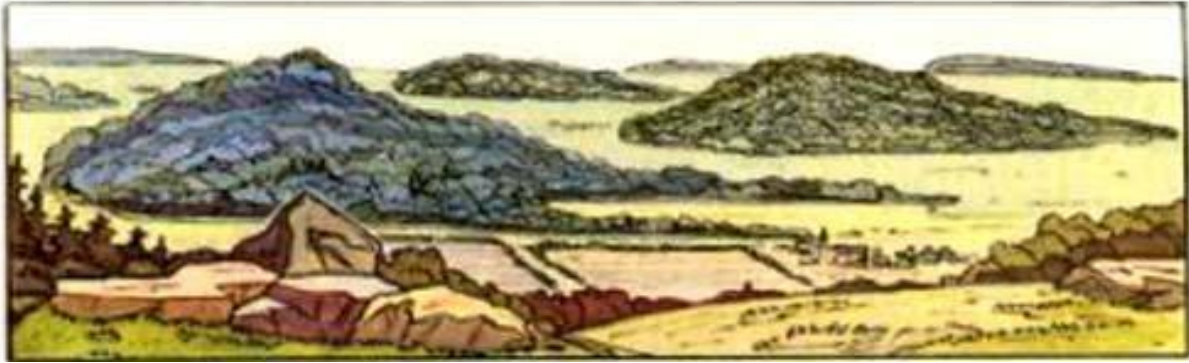


Рис. 131. Друмліни

Відторженці являють собою брили гірських порід розміром від кількох до сотень м³, зірвані й перенесені льодовиком на десятки і сотні кілометрів від місця корінного залягання гірської породи (рис. 132).



Рис. 132. Відторженець у моренній товщі

21.4. Флювіогляціальна морфоскульптура

Флювіогляціальні форми рельєфу розглядають як окремий тип морфоскульптури, сформований в результаті відкладення гірських порід талими льодовиковими водами.

Найпоширенішими флювіогляціальними формами рельєфу є **ками**, **ози** (ескери) і **зандри** (зандрові рівнини, «викопні пустелі»). Рідше зустрічаються **улоговини стоку талих льодовикових вод** («прохідні долини») і **сполучні улоговини** («маргінальні канали»).

Ками (нім. «Kamm» – гребінь) – це невисокі (від 2-5 до 30 і більше метрів) округлі горби та їх групи часто із плоскими вершинами і крутими схилами (15-45м), що хаотично або в якомусь порядку поширені в областях колишнього зледеніння (рис. 133).

Утворюються ками поблизу відступаючого льодовика. Вони *складені* пісками, супісками та глинами з домішками грубоуламкової (гравійної) морени з горизонтальною та косою верстуватістю озерного типу.

Ози (швед. «ås» – хребет, пасмо) або **ескери** (ірл. «eiscir» пасмо, височина) являють собою витягнуті за напрямком руху льодовика, прямо- лінійні або звивисті пасма (вали), які нагадують залізничні насипи (рис. 134. Утворені вони потоками талих льодовикових вод. Ширина озів може коливатися від кількох до **150 м**, дожина досягає до **30 – 40 км**, а висота – до кількох десятків метрів. Складені ози головним чином піщаними, рідше гравійно-галечниковими відкладами.



Рис. 133. Кам



Рис. 134. Ози (ескери)

Зандрові рівнини (ісланд. «sandr» – пісок) – плоскі або слабохвилясті низовинні рівнини, які *утворились* за зовнішнім краєм кінцевої морени. Вони *сформовані* широкими конусами виносу льодовикових потоків, що витікають з-під крижаного покриву, тому їх називають ще *водно-льодовиковими рівнинами*. Складені зандрові рівнини нагромадженням піщаних, гравійних та галечникових відкладів. П.А. Тутковський називав зандрові рівнини північної України «викопними пустелями».

Улоговини стоку талих льодовикових вод являють собою зниження, по яких відбувалося стікання талої води як від краю льодовика, так і вздовж нього. Великі, шириною до 30 км, коритоподібні зниження поверхні, які служили каналами відведення надлишку талих вод на південь, одержали назву «*прохідних льодовикових долин*», а зниження (сполучні улоговини), розташовані вздовж краю льодовика, по яких з'єднувались між собою ланцюжки прильодовикових озер називають «*маргінальними каналами*».

21.5. Наукове та практичне значення вивчення льодовикових процесів і форм рельєфу

НАУКОВЕ ЗНАЧЕННЯ.

Як частина сучасного морфогенезу (сукупності процесів, які змінюють земну поверхню), льодовикові процеси мають у ньому свою важливу частку. Навіть сьогодні вони поширені на значних площах земної поверхні та постійно змінюють рельєф полярних і високогірних областей, тому сучасні дослідження дозволяють одержувати нові дані про діяльність льодовиків. Це дозволяє глибше вивчати

наслідки льодовикових процесів у минулому, відтворювати палеогеографічні обстановки тих часів, виразно розуміти роль покривних зледенінь у змінах природи і еволюції людини. Суттєво уточнюються також важливі космічні та астрономічні події, здатні викликати ритмічні етапи похолодань та потеплінь на Землі у минулому.

З іншого боку, виникнення, функціонування і наслідки льодовикових процесів тісно пов'язані з іншими складовими довкілля – атмосферою та гідросферою. За умов інтенсивної господарської діяльності стан різних складових довкілля зазнав суттєвих змін, що може значно вплинути на перебіг льодовикових процесів у сучасну епоху та у майбутньому. Тому, науково обгрунтовані знання причин і механізмів сучасного і давніх зледенінь сприятимуть їхньому врахуванню людством і застереженню від небажаного розвитку. Частковим прикладом такого висновку можуть служити прогнози танення льодовикових покривів Гренландії та Антарктиди, що може призвести до суттєвого підвищення рівня океану і створення кризових ситуацій довкілля планети. Тому не випадково вже кілька десятків років багато країн світу проводять ґрунтовні дослідження усіх аспектів функціонування полярних регіонів на стаціонарних та пересувних арктичних і антарктичних станціях.

ПРАКТИЧНЕ ЗНАЧЕННЯ.

Здійснюючи значні перетворення земної поверхні і впливаючи на функціонування інших складових довкілля, льодовикові процеси і рельєф, утворений ними, мають практичне значення у трьох аспектах.

По-перше, у результаті переміщення велетенських мінеральних мас по земній поверхні, а також унаслідок інтенсивної руйнівної та акумулятивної діяльності знання про льодовикові процеси і відповідну морфо- скульптуру стають підставою для розшуку низки корисних копалин. І хоча сама по собі діяльність покривних льодовиків не створює розсипів корисних копалин промислового значення, а лише впливає на їхнє поховання, усе ж руйнування чи перевідкладення може сформувати льодовикові або водно- льодовикові розсипи.

По-друге, розуміння гляціального морфогенезу і знання гляціальної морфоскульптури сприяють вирішенню низки завдань з інженерного використання рельєфу та відкладів льодовикового походження. Такими є завдання розміщення у рельєфі певних інженерних споруд (поселень, промислових об'єктів, комунікацій, об'єктів гідроенергетики тощо), вивчення сучасних льодовикових процесів і прогнозування їхнього розвитку для вжиття застережних заходів на випадок їх несприятливого розвитку, а також розробка спеціальних захисних споруд для забезпечення нормальної роботи гірських автошляхів, рекреаційних зон (високогірних курортів, гірсько- лижних баз) тощо.

По-третє, льодовикові процеси і утворений ними рельєф земної поверхні виступають у довкіллі потужним екологічним чинником. Наприклад, зростаючий вплив господарської діяльності з часом призведе до змін у глобальних показниках атмосфери, гідросфери, літосфери та біосфери, що неминуче змінить режим перебігу льодовикових процесів. Тому, вирішувати назріваючі екологічні проблеми, не володіючи знаннями про ці важливі геоморфологічні процеси і льодовиковий рельєф, буде важко.

21.6. Кріогенна морфоскульптура

У формуванні кріогенного рельєфу (гр. «kryos» – холод, мороз та «genēs» – народжений) головну роль відіграє зміна теплового режиму ґрунтів, пов'язана з явищем *сезонної* та, особливо, *багаторічної* мерзлоти.

Сезонна мерзлота – це явище промерзання ґрунтового покриву на досить обширних територіях планети, які характеризуються значними показниками від'ємних зимових температур.

Багаторічна мерзлота (багаторічно мерзлі гірські породи) зустрічається більш як на 25% території суходолу, де промерзлий ґрунт ніколи за сучасних кліматичних умов не розтає (рис. 135). Потужність промерзлого шару коливається від кількох метрів до сотень, а іноді і тисяч метрів. Так, у Забайкаллі (хр. Удокан) вона досягає **900 м**, у межах Канадського Арктичного архіпелагу (зокрема на о-ві Елсмір) – **1000 м**, а у верхів'ї річки Марха (Західна С а х а (Якутія)) фіксуються *масимальні на планеті* значення багаторічної мерзлоти – **1400-1450 м**.

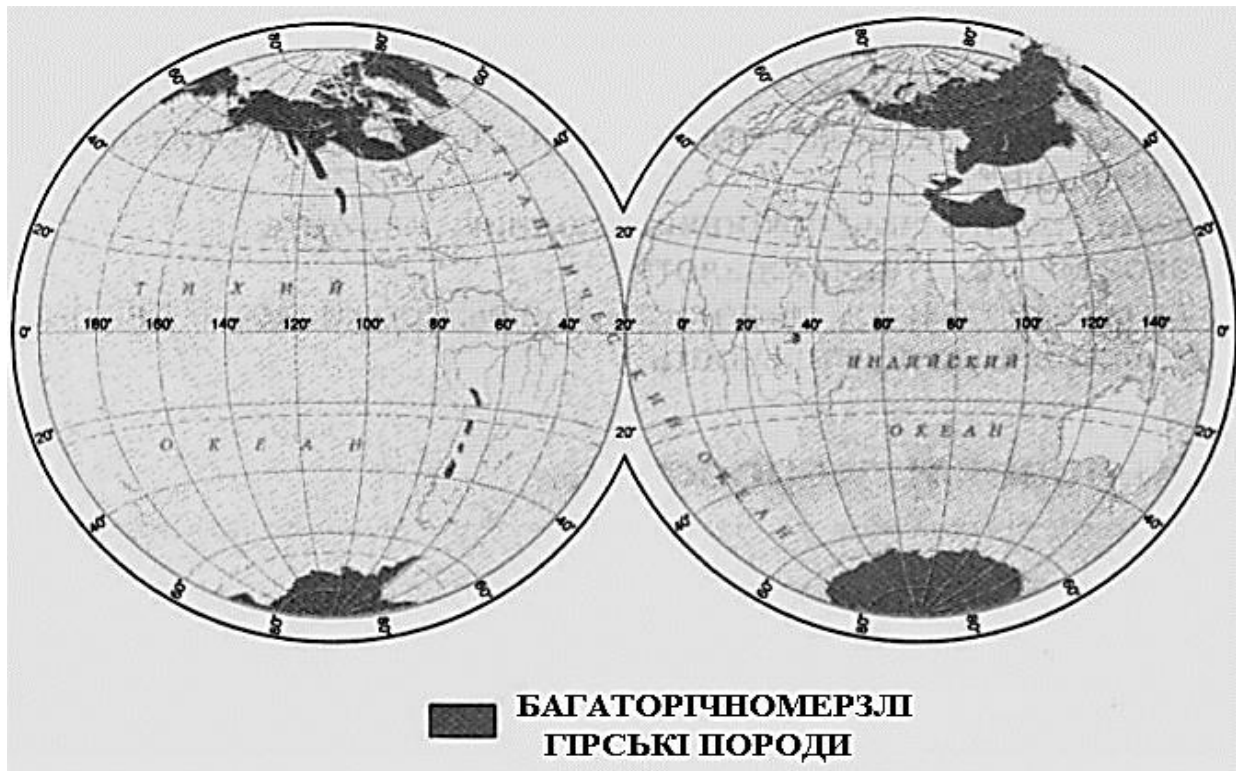


Рис. 135. Регіони поширення багаторічно мерзлих гірських порід

Необхідно відзначити, що лід у мерзлих породах присутній в різних формах:

- у формі льодового цементу (замерзлі води у порах та капілярні води);
- у вигляді льодових включень;
- у вигляді великих льодових тіл (лінз або жил).

За умовами утворення породи багаторічної мерзлоти можуть бути *сингенетичними* або *епігенетичними*.

Сингенетичні багаторічно мерзлі породи утворюються одночасно з нагромадженням осадів на певній території, а **епігенетичними** є породи, що зазнали промерзання вже після свого нагромадження.

На поверхні багаторічних мерзлих порід знаходиться шар потужністю (1-4 м), який влітку розтає, а взимку знову замерзає. Цей шар отримав назву **діяльного (сезонно-талого)** шару. Саме в цьому шарі і відбуваються різноманітні рельєфоутворюючі процеси та формуються специфічні форми рельєфу. Неодноразовий перехід води із одного фазового стану в інший надає товщі діяльного шару рухомості.

Для мерзлотних рельєфоутворюючих процесів важливе значення мають підземні або ґрунтові води. Вони поділяються на **надмерзлотні, міжмерзлотні та підмерзлотні**. Перші – циркулюють у діяльному шарі. Другі – утворюють всередині багаторічної мерзлоти лінзи або зони відтавання, так звані – «таліки». Вони бувають двох видів – **не наскрізні й наскрізні**. Через останні відбувається інфільтрація поверневих вод до глибоких водоносних горизонтів (рис. 136). Підмерзлотні води розташовуються під шаром багаторічної мерзлоти. *Найбільша різноманітність деформацій мерзлих ґрунтів і відповідних форм рельєфу пов'язана з діяльністю надмерзлотних вод.*

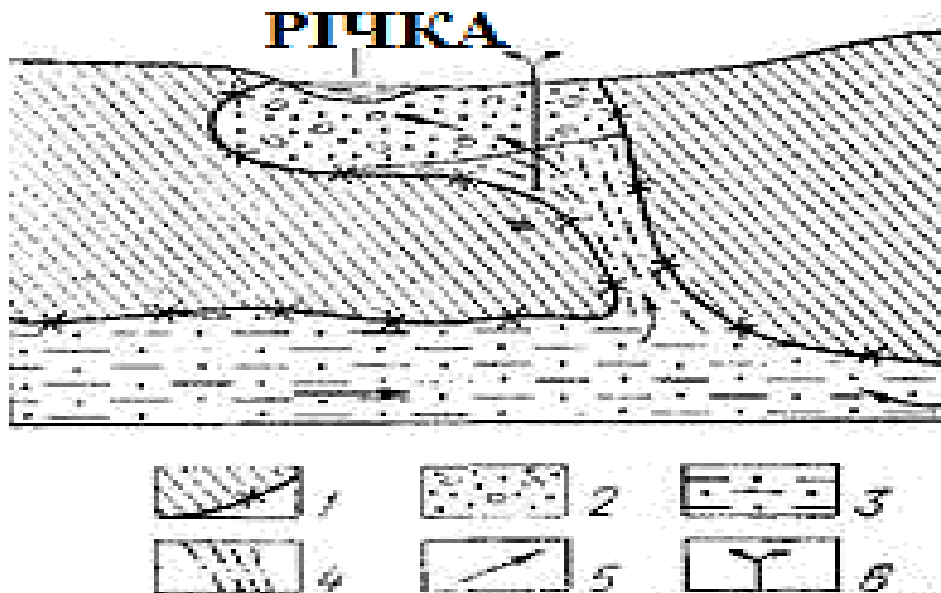


Рис. 136. Наскрізний талік: 1) багаторічно мерзлі породи; 2) піщано-гравійні відклади; 3) горизонт під мерзлотних вод; 4) міжмерзлотні води наскрізного таліка; 5) напрямок потоку підземних вод; 6) фонтануюча свердловина

Найбільш важливими рельєфоутворюючими процесами в областях поширення багаторічної мерзлоти є *соліфлюкція, термокарст, пучення (випинання), морозне розтріскування та сортування ґрунтів і термоабразія*.

Соліфлюкація (лат. «solum» – ґрунт і «fluctio» – стікання) – повільне стікання, сповзання вниз по схилу відтанувших ґрунтів або гірських порід, що виникає під впливом почергового промерзання та відтавання, дії сили тяжіння, міграції вологи, антропогенного впливу тощо. Швидкість руху соліфлюкаційних опливів у середньому становить кілька сантиметрів за рік, а при катастрофічних опливаннях доходить до сотень метрів за годину.

Завдяки соліфлюкації утворюються різноманітні форми мікрорельєфу:

- **тераси** (фрагменти горизонтальних поверхонь на схилі),

- **потоки** (сліди спрямованого руху мас гірських порід),
- **складки** (результат зминання гірських порід),
- **вали та пасма** (наслідок фронтального сповзання порід),
- **язики** (незначні за довжиною потоки),
- **шлейфи при підніжжі** (результат нагромадження гірських порід за тривалий час сезонного спливання),
- **дрібні горби** (рис. 137).



Рис. 137. Соліфлюкційний схил, ускладнений «язиками» та горбами

Термокарст (гр. «θέρμη» – тепло і нім. «Karst» – карст) – процес танення підземного льоду, що супроводжується просіданням земної поверхні і утворенням від’ємних форм рельєфу – **блюцеподібних западин, лійок, підземних порожнин, великих округлих западин з плоским дном (аласів)** (рис. 138). Розвивається термокарст внаслідок зміни температурного режиму окремих ділянок земної поверхні, викликаной природними та антропогенними причинами.



Рис. 138. Алас у тундрі

Пучення («випинання») – найбільш поширений тип деформації мерзлих ґрунтів, який полягає у збільшенні їх об'єму в результаті переходу води з рідкої фази до твердої. Додатні форми, що при цьому утворюються, називаються **«горбами пучення»**, висота їх, як правило, не перевищує 3 м. Часто у вершинній частині вони розбиті радіальними морозобійними тріщинами.

При підтіканні до місця пучення міжмерзлотних або підмерзлотних вод утворюються дуже великі горби з крижаним ядром. Їх називають **гідролаколітами**. Висота гідролаколітів може досягати **70 м**, а діаметр основи – **200 м**. Влітку з розташованих на їх поверхні тріщин витікає вода. У Сибіру такі горби називають **«булгунями»**, а на Алясці та в Канаді – **«пінго»** (рис. 139).



Рис. 139. Гідролаколіт

Загалом у світі гідролаколітів досить багато. Лише описаних налічується понад **5000**. Так, у Росії їх більше **1000**, у США (Аляска) – понад **1500**, в Канаді – понад **1850**. Крім того, подібні форми рельєфу є у Скандинавії, Китаї (Тибет), Монголії, Антарктиді, Гренландії та на архіпелазі Шпіцберген.

Районом **найбільшої концентрації** гідролаколітів у світі є півострів Тактаякак (Туктоаяктук) у дельті Маккензі (тут їх **1350**).

Якщо підземні води (міжмерзлотні або підмерзлотні) знаходять вихід на поверхню (особливо на схилах річкових долин), вони створюють особливі крижані форми рельєфу – **«наледі»**. Їх танення зумовлює інтенсивну соліфлюкцію ґрунту. Наледі, які утворюються на поверхні крижаного покриву при промерзанні річок до дна, називають **«таринами»**.

Морозне розтріскування та сортування ґрунтів відбувається головним чином в межах діяльного (сезонно-талого) шару. Так, за низьких температур і майже повної відсутності теплоізолюючого снігового покриву верхня частина пухких порід промерзає на значну глибину і, внаслідок стискання ґрунтів, виникають **морозобійні тріщини** шириною 1-3 см. Тріщини мають правильне орієнтування і утворюють мережу із багатокутників (квадратів, шестикутників, трапецій тощо) або кілець шириною від 10 см до 2-3 м.

Осередок багатокутників складений однорідним глинистим матеріалом, а тріщини, які його оконтурюють, наповнені валунно-галечниковими уламками таким чином, що утворюють валик (рис. 140). Це пояснюється виморожуванням уламкового матеріалу до денної поверхні, пученням центральних частин

багатокутників внаслідок промерзання насиченого талими водами ґрунту і сповзання уламків у бік знижених тріщин. Внаслідок такого морозного сортування формується рельєф, який називають **полігональним** (гр. «poly» – багато і «gōnia» – кут).



Рис. 140. Кам'яні багатокутники

Серед полігональних форм рельєфу розрізняють кам'яні кільця, багатокутники та смуги, а також плями-медальйони і плямисті тундри.

В результаті сортування неоднорідної ґрунтової маси, насиченої водою, при багаторазовому її замерзанні та відтаванні на рівній поверхні виникають **кам'яні багатокутники** (багатогранники) і **кам'яні кола**, а на схилах – **кам'яні смуги**.

При почерговому замерзанні та відтаванні однорідних глинистих ґрунтів в тундрі часто утворюються так звані **плями-медальйони**. Це позбавлені рослинності глинисті чи глинисто-щебнисті плями округлої або неправильної форми, розміри яких коливаються від **0,5 м** до **кількох метрів** у діаметрі.

Виникнення таких плям пов'язують з проривом по тріщинах на поверхню рідких глинистих ґрунтів, затиснутих між двома мерзлими шарами порід, які постійно зближуються. Значна кількість таких плям розсіяна серед покритої рослинністю поверхні тундри. Їх поверхня плоска або підвищується над задернованими ділянками на **5 – 20 см**. Тундру з таким рельєфом часто називають **плямистою** або **медальйонною** (рис. 141).

У районах поширення полігональних поверхонь зустрічається й такий різновид горбів пучення, як **байджарахи** (**байджерахи**; якут. – горби) – конусоподібні горби висотою до 3-4 м. Це останці мерзлого ґрунту, які виникли внаслідок ерозійного розмиву тріщин полігональних поверхонь.

Кріогенні рельєфоутворюючі процеси спостерігаються і при дії морського хвилювання на береги, складені багаторічно мерзлими породами. Такий процес називається **термоабразією** (гр. «θέρμη» – тепло. лат. «abrasio» – зіскоблювання) При цьому біля лінії берега виробляється **ніша витавання** (**термоабразійна ніша**), яка по мірі заглиблення зумовлює обвалювання **карнизу** (**термоабразійного кліфа**), що над нею нависає.

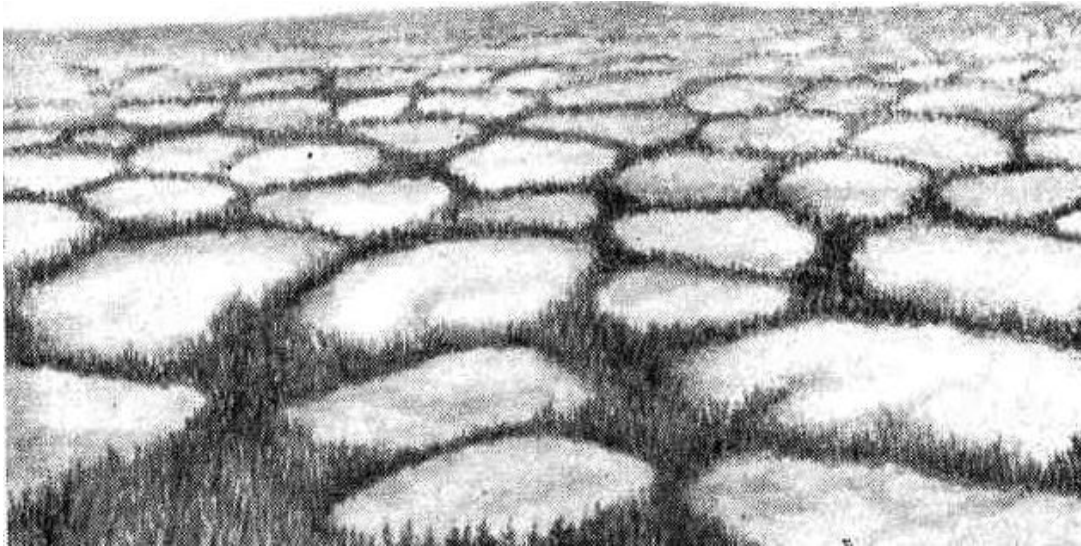


Рис. 141. Плямиста (медальйонна) тундра

В областях багаторічної мерзлоти дуже добре розвинуті і ерозійні форми рельєфу (улоговини, яри, долини), які тут отримали назву **термоерозійних**, оскільки вони виникають завдяки не тільки механічному та хімічному, а й термічному впливу поверхневих водотоків на дно і береги, складені багаторічно мерзлими породами.

Необхідно відзначити також, що багаторічно мерзлі гірські породи мають суттєвий вплив на антропогенні форми рельєфу. Вони, зокрема, спричиняють деформацію шляхів сполучення, будівель, трубопроводів тощо.

21.7. Практичне значення вивчення багаторічно мерзлих гірських порід

Оскільки дослідження мерзлотних явищ стало проводитись не так давно, то у знаннях про ці процеси і форми рельєфу є чимало прогалин. Одним із перших серйозних імпульсів до зростання наукових спостережень у **геокріолітозоні** (гр. «Γαῖα» – Земля; «kryos» – холод, мороз, лід; «lithos» – камінь та «zone» – пояс) був період другої світової війни, коли стало очевидним, що військово-стратегічні проблеми полярних областей, включаючи завдання будівництва у високих широтах, не можуть бути вирішені без знання суті кріогенних процесів. Подальше протистояння у вигляді

«холодної війни» двох світових систем і супердержав (США та колишнього СРСР), територія яких практично розділяється лише Північним Льодовитим океаном, також посилює цікавість до кріолітозони. Додатковими стимулами вивчення кріогенних процесів стало відкриття тут родовищ корисних копалин світового значення (нафта й газ Східного Сибіру та Печорської низовини, золото Забайкалля та Колими, алмази Якутії, мідні руди Удокану тощо). Не меншим є перелік мінеральної сировини й у Північній Америці (нафта й газ Аляски, руди Канадського щита тощо).

Практичне значення вивчення багаторічно мерзлих гірських порід включає наступні позиції:

1. Детальні знання будови і термічного режиму сприяють вирішенню численних інженерних завдань, якими супроводжується будівництво промислових

і цивільних споруд, прокладання комунікацій (зокрема, Байкало-Амурської магістралі у Росії), розвідка та експлуатація родовищ корисних копалин, використання лісових та гідроенергоресурсів, спорудження злітно-посадочних смуг, чисельних військових об'єктів. Особливої ролі набуває картографування поширення багаторічно мерзлих порід різних типів – суцільного, переривчастого, спорадичного, а також точне визначення меж таликів, на яких інженерна діяльність відбувається за найменших ризиків.

2. Вивчення таликів та їхньої динаміки сприяє вирішенню низки гідрогеологічних проблем, оскільки талики є своєрідними «гідрогеологічними вікнами», через які до водоносних горизонтів проникає у вигляді інфільтрації поверхневий стік.

3. Необхідність досліджень диктується і завданнями попередження шкідливих наслідків інженерної діяльності людини у полярних ландшафтах, які відзначаються надзвичайною уразливістю і, зазнавши порушень, відновлюються у край повільно. Тому, визначення граничних значень тиску техногенної діяльності у таких регіонах має виразне екологічне значення, оскільки дозволяє керуватися інформацією щодо порогів, за якими стає невідворотним несприятливий розвиток кріогенних процесів та інших складників довкілля геокріолітозони.

4. У переліку зазначених проблем важливе місце належить рельєфу та кріогенним процесам зони поширення порід багаторічної мерзлоти, оскільки їхня динаміка визначає багато рис функціонування інших складових довкілля. Прикладом може слугувати ланцюжок типу: **техногенне порушення цілісності ґрунтового та рослинного покриву → поява і динамічний перебіг термокарстових процесів → утворення озерних водойм → наступне їхнє спускання під впливом розвитку полігонального рельєфу → перетворення сухих днищ озерних котловин на ділянки лучної рослинності.**

22. АРИДНА МОРФОСКУЛЬПТУРА ТА ЕОЛОВИЙ РЕЛЬЄФ

22.1. *Поняття про аридну морфоскульптуру та особливості рельєфотвірної діяльності вітру*

До **аридної морфоскульптури** (від лат. «aridus» – сухий) – належать форми рельєфу, що виникають в умовах посушливого клімату (пустелі, напівпустелі, сухі степи).

Особливості поверхні аридних областей формуються завдяки впливу комплексу рельєфоутворюючих процесів:

- **діяльності вітру** (дефляція, коразія, еолова акумуляція),
- **дії гравітації,**
- **пустельного гіпергенезу,**
- **площинного змиву,**
- **ерозії тимчасових водотоків.**

На височинах, плато, передгір'ях та в гірських умовах у межах аридних областей домінують головним чином форми рельєфу, що виникли внаслідок аридної денудації й ерозії (*педименти, бедленди*).

Для рівнинних просторів характерні кам'янисті, щебенисті, глинисті, солончакові та піщані пустелі, а в також великі та малі безстічні западини

(Турфанська (154 м) – зах. Китай; Карагіє (132 м) – п-ів Мангішлак). В результаті аридної денудації виникають також острівні гори, та уступи («**чінки**») плосковершинних останців, які в Середній Азії отримали назву «**туткулі**». Яскравим прикладом аридно-денудаційних пластових рівнів є плато Устюрт, яке з усіх боків оточене урвистими чінками (туткулями).

У межах глинистих та солончакових пустель зустрічаються засолені озерні западини й *такири*, а поверхня піщаних пустель являє собою сукупність еолово-аккумулятивних форм рельєфу (*бархани*, *барханні ланцюги* тощо).

В аридних областях різних материків планети є також і форми рельєфу створені ерозією (**сухі русла**) (рис. 142), які мають специфічні місцеві назви:

- **уеди** (Північна Африка);
- **ваді** (Передня Азія);
- **сайри** (Гобі);
- **кріки** (Австралія);
- **сайї** (Середня Азія).



Рис. 142. Сухі русла (ріки-кріки) в пустелі (Австралія)

ПРОВІДНОЮ ж при рельєфоутворенні в аридних умовах є діяльність вітру (**еолові процеси**), оскільки тут майже повністю відсутній рослинний покрив і значні простори покриті незакріпленим дрібноуламковим матеріалом. Форми рельєфу створені вітровою діяльністю називаються **еоловими**.

Еолові, як і всі екзогенні процеси, виконують **три функції**:

- руйнування гірських порід (денудація);
- транспортування уламкового матеріалу;
- акумуляція уламків.

Еолова **денудація** (руйнування), як правило, проявляється у двох процесах: **дефляції** та **коразії**.

Дефляція (лат. «deflatio» – видування, здування, розвіювання) – процес видування і розвіювання вітром найдрібніших частинок пухкого ґрунту та піску. Завдяки дефляції утворюються: **улоговини видування** (дефляційні улоговини); **пасмові піски, комірчасті, (барханні) піски, лункові піски (фульджі), яранги, западини великих розмірів** (10 і більше км²).

Дефляційна улоговина (улоговина видування) – витягнута, переважно овальна, від’ємна форма рельєфу довжиною від кількох до кількох сотень метрів, орієнтована за напрямком виносу пухкого матеріалу за межі його початкового залягання (рис. 143).

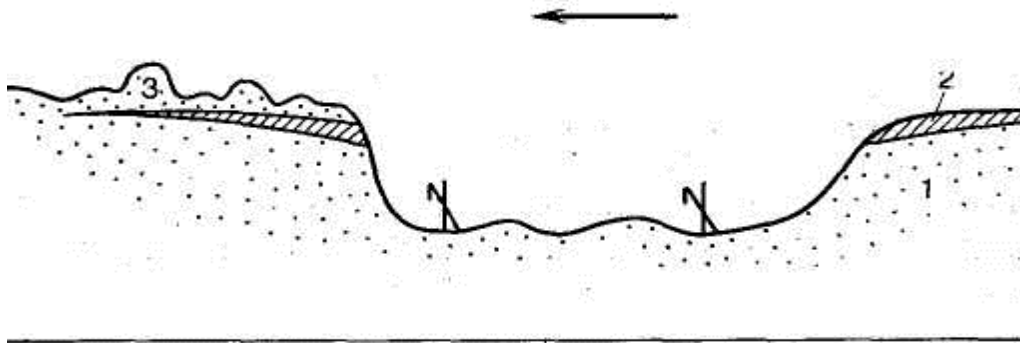


Рис. 143. Схема дефляційної улоговини: 1- піски у корінному заляганні; 2 – ґрунтовий горизонт; 3 – піски, видуті вітром з улоговини; (←) – напрямок вітру

Пасмові піски формуються вихороподібними вітровими потоками і являють собою паралельно розташовані вузькі і довгі звивисті пасма, орієнтовані за напрямком пануючих вітрів. Довжина пасмових пісків може досягати кілька десятків кілометрів. Напівзарослі пасма мають висоту від кількох до 80 метрів, а позбавлені рослинності – до 200м. На міжпасмових зниженнях часто зустрічаються такири (рис. 144).

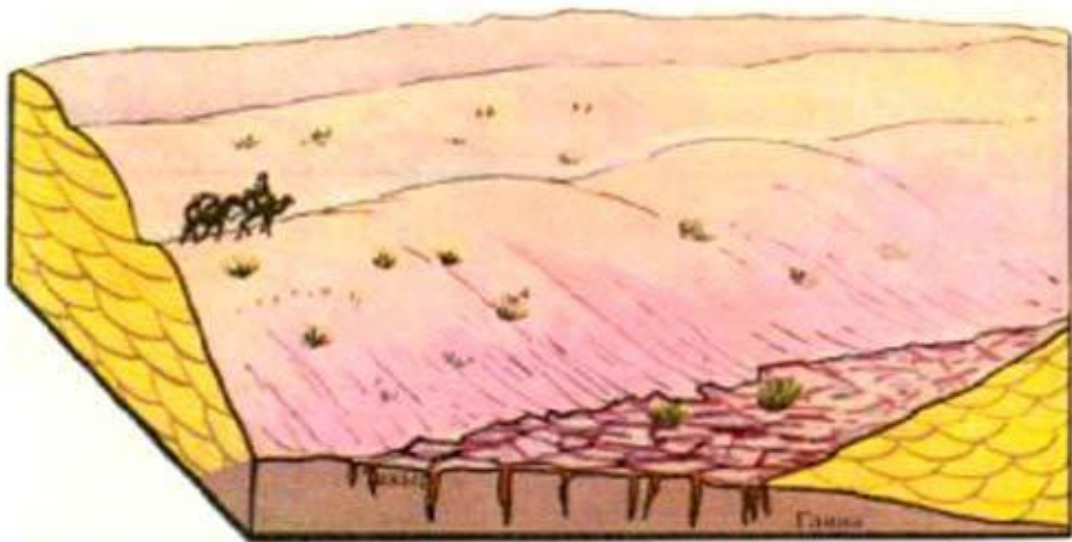


Рис. 144. Пасмові піски з такиром

Комірчасті (барханні) піски виникають при нерівномірному розвіюванні пухкого матеріалу і вітрах змінних напрямків, внаслідок поєднання улоговин видування різного розміру та перетинків між ними. Останні є ділянками акумуляції частинок матеріалу, що виноситься з улоговин (рис. 145).



Рис. 145. Комірчасті піски

Ще однією специфічною формою рельєфу є **лункові піски**. Це западини у межах піщаних пустель, що виникають при вітрах, напрямок яких майже не змінюється. Вони в ході дефляції набувають певного орієнтування і часто мають форму у вигляді півмісяця. На Аравійському п-ві (тут їх називають **фульджами**) глибина таких западин може досягати 70 м (рис. 146).

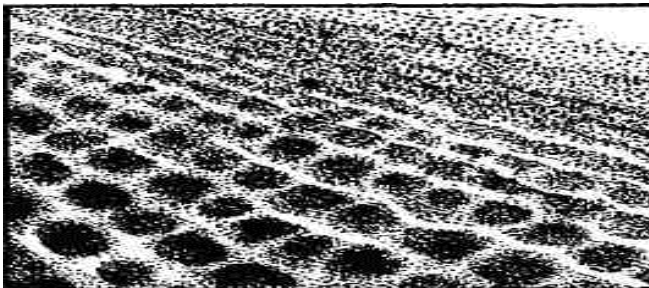


Рис. 146. Лункові піски

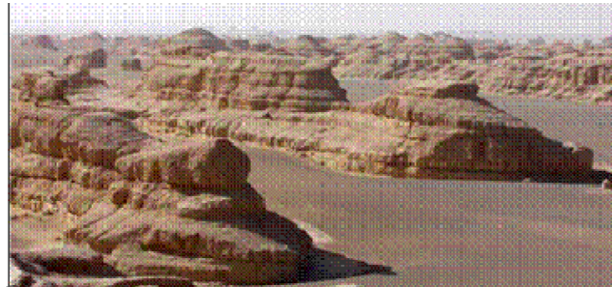


Рис. 147. Ярданги (пустеля Такла-Макан)

У глинистих пустелях або в пустелях, поверхня яких складена не дуже щільними пісковиками, завдяки дефляції виникає мережа паралельних борозен розділених вузькими гребенями. Такі форми рельєфу називають **ярдангами** (тюрк. – урвистий горб, круте пасмо). Вони виникають при смугастому заляганні гірських порід, які зазнають дефляції, або при розвіюванні вздовж доріг та інших штучних утворень, що мають витягнуту форму (рис. 147).

Коли дефляційний процес проходить у взаємодії з іншими денудаційними процесами (гравітацією, ерозією, коразією тощо) формуються **гігантські западини** (10 і більше км²).

Еолова **коразія** (лат. «corrado» – зіскрібаю) – це процес механічного *обточування, шліфування, висвердлювання і руйнування* твердих гірських порід уламковим матеріалом, який переміщується під дією вітру.

У кам'янистих пустелях завдяки коразії **виникають**: *кам'яні гриби, монументи, піраміди, стовпи, обеліски, ліси обелісків, острівні гори, колонади, капітелі.*

Біля підніжжя крупних уступів у породах, що порівняно легко руйнуються (слабозцементовані пісковики, мергелі, глини, алеврити) **формується: коразійні арки, тунелі, гроти, печери, ніші, карнизи.**

Крім аридних областей нашої планети еолові процеси також представлені у межах непокритих рослинністю ділянок **позааридних** територій:

- на акумулятивних (переважно піщаних) узбережжях океанів, морів, озер, на косах річок;
- на територіях, де природний рослинний покрив знищений людиною (кар'єри, полігони);
- на територіях тимчасово позбавлених рослинного покриву (сільсько-господарські угіддя).

На сільськогосподарських угіддях, особливо у степовій зоні, внаслідок **дефляції** має місце видuvання верхнього шару ґрунтів і виникають **чорні** пилові бурі.

У тундрі, на позбавлених рослинності ділянках (результат людської діяльності, витоуптування оленями тощо), внаслідок видuvання піску утворюються улоговини, які називаються **яреями**. Площі яреїв можуть досягати декількох гектарів, а глибина – 2-4 м.

На поверхні пісків, які частково закріплені рослинністю, при нерівномірному розвіюванні і вітрах змінних напрямків утворюється **рельєф ніздрюватих пісків**, що являє собою хаотичне чергування улоговин видuvання та перегородок між ними.

На цеглинах у стінах споруд, переважно давніх, спостерігаються густо розташовані невеликі заглиблення, що утворилися внаслідок **коразії**.

22.2.Еолові акумулятивні форми рельєфу

Формування еолових акумулятивних форм рельєфу тісно пов'язане з транспортуванням уламків, яке залежить від швидкості вітру. Сила, з якою вітер переносить частини сухого ґрунту або піску, прямо пропорційна його швидкості і обернено пропорційна розмірам частинок, що переносяться.

Велике значення має також і характер руху повітряних мас, виникнення в них горизонтальних та вертикальних струменів і утворення вихорів. Особливо сильні вихори (**смерчі, торнадо**) здатні піднімати в повітря і переносити на далекі відстані велике каміння, тварин, людей і, навіть, будівлі.

У більшості випадків на поверхні відбувається переміщення частинок ґрунту шляхом **перекочування і сальтації** (серії стрибків по дугоподібній траєкторії).

При достатній силі вітру тверді частинки піднімаються над поверхнею і утворюють у приземному шарі вітро-піщаний та вітро-пиловий потік. У більш високі шари атмосфери вертикальними струменями піднімаються лише найдрібніші пилові частинки, які можуть тривалий час знаходитись в атмосфері і переноситись на відстань у кілька тисяч кілометрів. Такий атмосферний пил, джерелом якого служать пустелі центральних частин материків (Азії, Африки), виноситься і осідає в океанах.

Для еолової акумуляції в аридних умовах характерні певні закономірності. Так. Зокрема, Ф.П. Ріхтгофен та В.О. Обручев обґрунтували концепцію про **концентричність** еолових процесів у пустелях.

Суть цієї концепції полягає в поділі пустельних районів на **три** зони:

I – центральні частини внутрішньоконтинентальних пустель (Сахара, Гобі тощо) є в основному областями дефляції та еолового виносу матеріалу;

II – зона накопичення переважно піщаних відкладів з характерним еоловим піщаним рельєфом;

III – периферійна зона, в якій осідає пил і утворюється лес.

У зоні накопичення еолова акумуляція протікає особливо активно, що призводить до формування комплексу різноманітних форм рельєфу. В залежності від орієнтування еолових акумулятивних форм відносно напрямку вітру їх поділяють на **поздовжні, поперечні та поодинокі**.

Серед **поздовжніх** (орієнтованих за напрямком вітру) форм виділяють: горбики-коси, нерухомі дюни, рухомі дюни та піщані пасма.

Горбик-коса є найпростішою акумулятивною формою, що утворюється при обтіканні вітром якої-небудь перешкоди (куща, дерева, великого уламку породи, різкого виступу поверхні). Пісок, який переноситься вітром, починає акумулюватися навколо перешкоди і формує **горбик-косу**.

З часом перешкода опиняється похованою під навіяним піском і утворюється **нерухома симетрична дюна**, яку ще називають «**горбом навіювання**».

При подальшому зростанні сили вітру починається дефляція навітряного схилу горба. Пісок перевалюється через його вершину і зсипається на підвітряний схил. Виникає **рухома асиметрична дюна**, яка орієнтована за напрямком вітру. Її підвітряний схил крутий, а навітряний – полигий і витягнутий. У плані така форма рельєфу нагадує неправильний овал. Рух дюн відбувається завдяки систематичному перекиданню піску з навітряного схилу на підвітряний (рис. 148).

Необхідно також відзначити, що у вітчизняній геоморфології термін «**дюна**» застосовують, як правило, до піщаних форм рельєфу **позааридних** («позапустельних») областей, які зустрічаються на берегах великих водойм або зандрових рівнин. На «Заході» ж терміном «**дюна**» називають всі акумулятивні еолові форми рельєфу незалежно від кліматичних умов і територій їх утворення.

Піщані пасма («**китові спини**») є більшими за розміром, у порівнянні з раніше розглянутими, поздовжніми еоловими акумулятивними формами рельєфу. Деякі вчені розглядають їх утворення, як результат струминно-вихрового розподілу швидкостей вітру, що викликає штопороподібний рух вітро-піщаних струменів у горизонтальному напрямку. Вітер видуває пісок зі знижень і накидає його на пасма, що утворюються між зниженнями.

До **поперечних** еолових акумулятивних форм рельєфу належать: *бархани, барханні ланцюги та пасма і параболічні дюни*.

Бархан – це рухома акумулятивна форма рельєфу, що в плані має обриси півмісяця і орієнтована випуклим, більш пологим, схилом (**15°-18°**) на зустріч вітру. Протилежний схил бархана значно крутіший (до **35°**). Бархани бувають одиночні, складні та групові (рис. 149, 150, 151).

Формування барханів схоже на формування горбиків-кос, але масштаби цього процесу значно більші. Бархани виникають при великих потужностях вітрового потоку перед якою-небудь перешкодою. Вже на початковій стадії свого

розвитку бархан сам стає перешкодою для вітру і вітровий потік, огинаючи його, формує так звані «*роги*» бархану. Одночасно відбувається і пересипання піску з навітряного схилу на підвітряний.

Рух барханів в цілому відбувається за напрямком вітру. На рівнинній поверхні одиночні бархани рухаються досить швидко (при вітрі 15 м/с за добу бархан може переміститися на 7-20 м).

Бархани мають різноманітні розміри. Висота маленьких барханів, як правило, коливається від 3 до 8 м. У Лівійській пустелі, Каракумах, пустелі Атакама та в інших районах поширення піщаних пустель зустрічаються бархани висотою 35-40 м, а інколи 100 і, навіть, більше метрів.

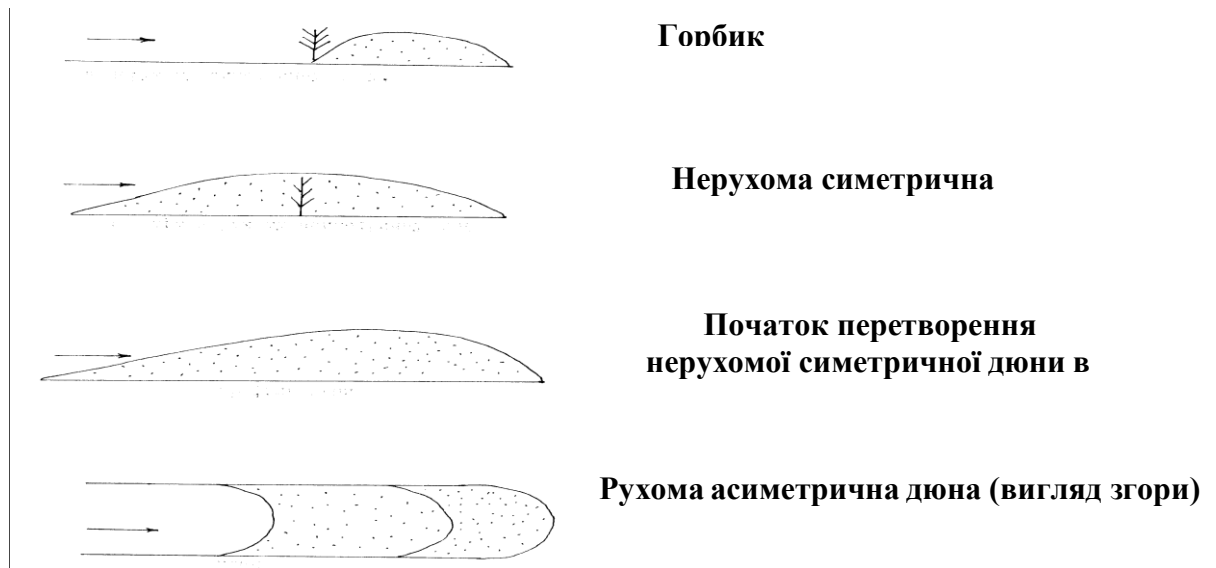


Рис. 148. Схема перетворення горбика-коси

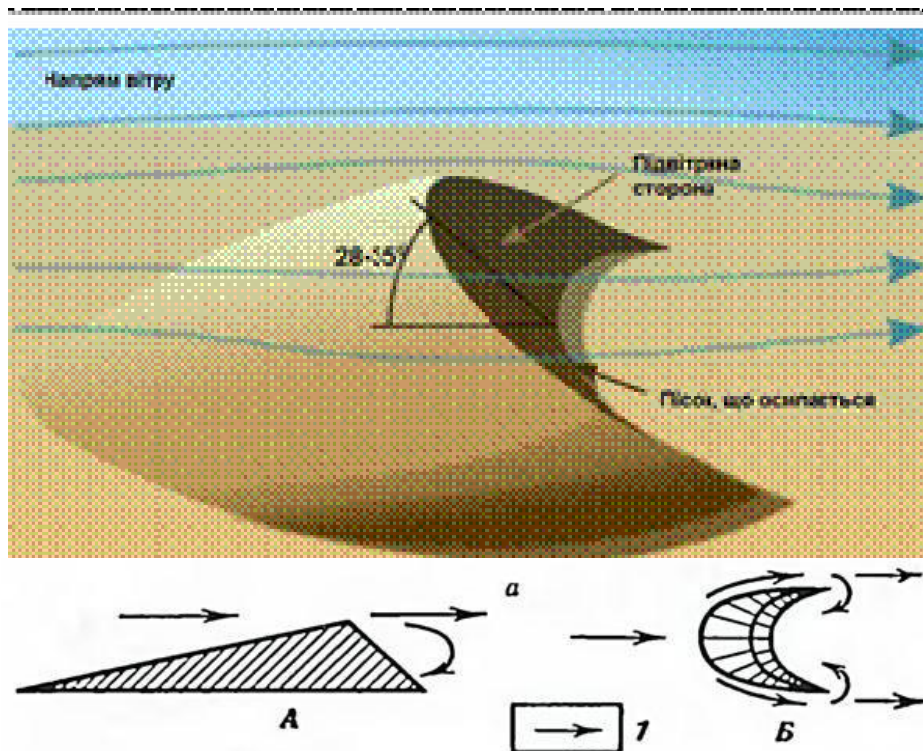


Рис. 149. Схема бархана із зазначенням напрямку його руху

Маленькі бархани переміщуються швидше ніж великі і при цьому ніби, наповзають на пологі, навітряні схили великих барханів, ускладнюючи їх будову. Такі утворення називають *складними* або *полісинтетичними* барханами.

Одиночні бархани зустрічаються досить рідко. Значно частіше спостерігається накопичення кількох, а інколи й десятків чи навіть сотень барханів, де вони зедеуються іж собою «рогами» утворюючи **барханні ланцюги**. Довжина барханних ланцюгів може становити десятки кілометрів, а розташовуються вони, як правило, окремими пасмами.

Своєрідну будову і механізм формування мають **параболічні дюни**. Вони виникають при повторному розвіюванні дюн закріплених рослинністю, яка на них сформувалась. В результаті руйнування ґрунтово-рослинного покриву на навітряному схилі дюни формується *улоговина видування*. Видутий пісок накопичується на підвітряному схилі. В результаті цього середня частина дюни переміщується все далі й далі вперед за напрямком вітру, тоді як її бокові частини, де потужність піску менша і вони добре закріплені корінням рослин, сильно відстають у цьому русі і витягуються за напрямком вітру. Контури такої дюни нагадують параболу (рис. 152). За своєю конфігурацією параболічна дюна схожа на бархан, але співвідношення схилів по ухилах у неї зворотне: увігнутий схил спадастий, а опуклий – крутий.

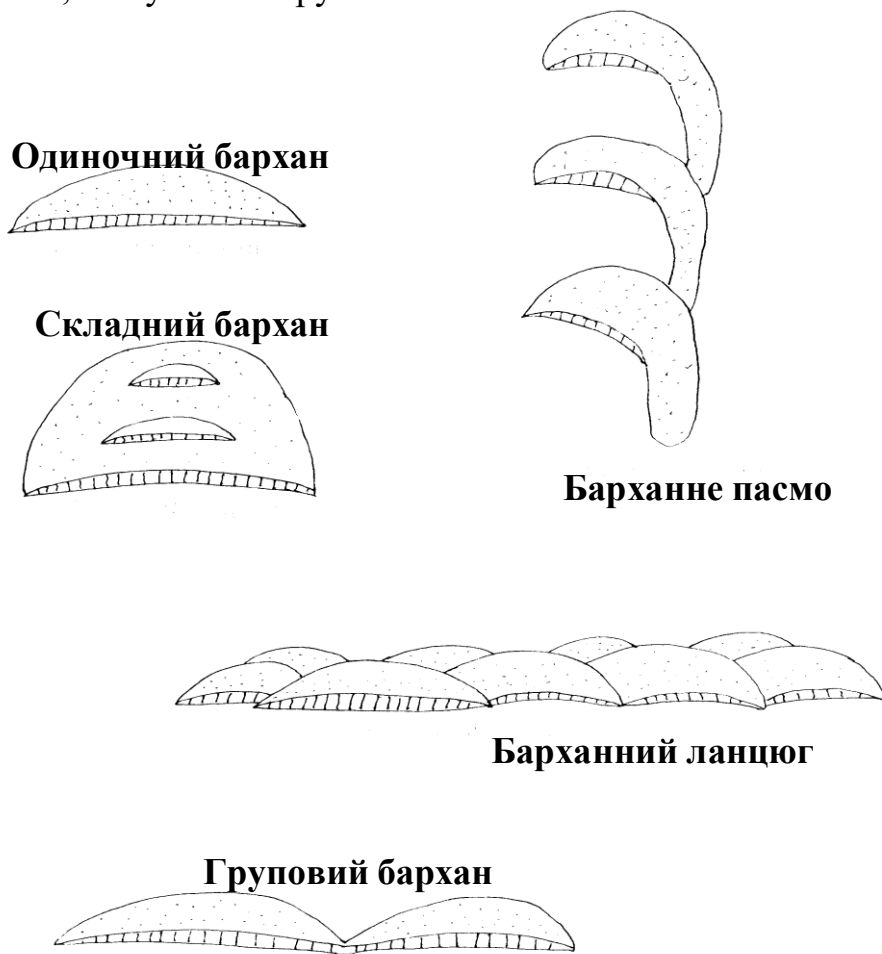


Рис. 150. Типи барханних утворень



Рис. 151. Барханні ланцюги (аерознімок)



Рис. 152. Схема параболічної дюни

Еоловими акумулятивними формами рельєфу є також **поодинокі пірамідальні** дюни та **прихилені** дюни. Вони зустрічаються досить рідко, але, разом з тим, є найбільшими еоловими утвореннями.

Пірамідальні дюни формуються в результаті дії вітрів різних напрямків за умов, коли кожен з вітрових потоків має область живлення піщаним матеріалом. Вони мають вигляд піщаних горбів висотою сотні метрів з однією *гострою вершиною* і кількома *гребенями*, які радіально від неї розходяться (рис. 153).



Рис. 153. Пірамідальна дюна

Яскравим прикладом поодинокі дюни є дюна Сарикум (Саріхум), розташована у Північному Дагестані. Вона має висоту 262 м і розташовується на перетині декількох напрямків вітрових потоків.

На узбережжі аридних областей, поблизу розташованих поряд з морем уступів гірських хребтів або плато виникають значні за висотою **прихилені дюни**. При їх утворенні уступ виявляється перешкодою, на яку наповзає рухомий пісок. Тому прихилена дюна є своєрідним піщаним *шлейфом*, навіяним морським вітром на схил, що межує з піщаною рівниною. Така дюна, висотою до 400 м, існує на острові Сокотра. Областю живлення для неї служить пляж і піщана поверхня морської тераси.

Піски, що розвіюються та не рухомі піски, як у пустелях, так і на побережжі не мають суцільного поширення. Набагато більшу площу займають *давні еолові форми*, які в наш час в тій чи іншій мірі закріплені рослинністю. Деякі вчені вважають, що сучасні кліматичні умови навіть у пустельних областях не сприяють розвіюванню та утворенню рухомих пісків. Це явище розглядають як вторинне, зумовлене господарською діяльністю людини, головним чином випасанням худоби при кочовому або відгонному скотарстві та випалюванням трави.

Слід також відмітити, що на навітряних схилах акумулятивних еолових форм майже завжди існують **вітрові брижі**. Це низькі (висотою 2-5 см) асиметричні піщані валики, які простягаються на десятки метрів і розташовуються перпендикулярно до напрямку вітру (рис. 154).



Рис. 154. Вітрові брижі

22.3. Літологічні типи пустель та особливості їх рельєфу

За рельєфом та особливостями геологічних порід, що складають земну поверхню виділяють *гірські* та *рівнинні* пустелі.

Гірські пустелі характеризуються різким рельєфом, представленим чергуванням невисоких, але відкритих і скелястих пасм, хребтів, масивів і ущелин з крутими стінами. Дно таких ущелин часто буває плоским, вистеленим щебенем і сухим. Вода в ньому з'являється лише під час злив у вигляді бурхливих потоків.

Рівнинні пустелі є в основному *кам'янистими, щебенистими, гравійно-галечниковими, глинистими, глинисто-солончаковими та піщаними*.

Кам'янисті пустелі займають головним чином поверхню столових плато, які відокремлені від прилеглої низовинної території крутими уступами або низкою пластових сходинок. Поверхня кам'янистих пустель вкрита тонким (до 1-2 м) плащем уламкового матеріалу – госторокутними уламками брил та щебеню з домішкою гравійного, піщаного та пилюватого матеріалу (рис. 155). У Північній Африці такі пустелі називають терміном «**гамада**» («**хамада**»), в Австралії – «**джиббер**», а в Монголії – «**гобі**».

У таких пустелях камені та щебінь досить часто бувають покриті чорною, темно-коричневою або бурою блискучою кіркою, товщиною кілька міліметрів. Таку кірку називають «**пустельною засмагою**». Вона складається переважно з оксидів заліза та марганцю, які колись були розчинені водою, що містилася в породі. Завдяки капілярному підтягуванню водних розчинів оксиди опинялись на поверхні. При нагріванні вода випарувалась, а оксиди залишались формуючи *пустельну засмагу*.



Рис. 155. Кам'яниста пустеля

Слід відзначити, що багато уламків з часом згладжується еоловою коразією і набуває тригранної форми. Такі уламки називають «**вітрогранниками**» або «**багатогранниками**» чи «**драйкантерами**».

Інколи, під уламковим матеріалом розміщується горизонт суглинків або супісків, в якому майже повністю відсутні великі уламки. Він насичений солями. Ще нижче може розташовуватись товща відкладів, складена сумішами дрібнозему і великих уламків.

Щебенисті пустелі («**серіри**» – від англ. «*serir*») являють собою великі плоскі простори столових височин (наприклад, плато Устюрт) а також Сахари (зокрема в Лівії, де навіть одне з нафтових родовищ носить назву «серір»), зайняті скупченням щебеню і гальки зі значною домішкою гравійного, піщаного та пилюватого матеріалу.

Гравійно-галечниковими пустелями називають одноманітні, рівні як стіл, або слабо хвилясті простори, вкриті гравієм і галькою часто в перемішку з піщаним та пилюватим матеріалом. Такі пустелі можуть займати площу у тисячі км² (рис. 156). Зрідка в їх межах зустрічаються дуже незначні замкнуті зниження, схожі на *блюдця*, які заповнені тонким уламковим матеріалом. На блюдцях є характерна для посушливих районів рослинність, яка на решті пустельного простору відсутня.



Рис. 156. Гравійно-галечникова пустеля

Глинисті пустелі («плаї») складені з поверхні озерними, алювіальними та пролювіальними глинами і суглинками (рис. 157). Вони мають значне поширення в областях напівсухого клімату помірних широт. Глинистий або суглинковий шар, який складає з поверхні такі пустелі, може бути глинистим чи мулистим алювієм сучасних великих річок, а також давніми озерними та річковими відкладами. Досить багато глинистих пустель у Середній Азії, на півдні Казахстану та в деяких інших районах планети.



Рис. 157. Глиниста пустеля

Характерною формою рельєфу глинистих пустель є **такири** (тюрк. – «гладенький, рівний»). Це плоскі, як правило, замкнуті зниження з покритим глинистою кіркою дном, яка в сухий період розбита полігональною мережею тріщин усихання, а у вологий – покрита тонким шаром води (рис. 158).

Такі, як правило, зустрічаються в найбільш знижених ділянках передгірних пролювіальних рівнин та в улоговинах і западинах між піщаними пасмами. Сегменти, які утворюють тріщини, бувають різного розміру й форми. Поверхня кожного з них укрита кіркою у вигляді тонкої плівки, яка при висиханні частково згортається в трубочки, за що дослідники називають їх «**папірусом пустелі**».



Рис. 158. Поверхня такирів

Іноді, на великих просторах глинистих пустель, через відсутність суцільного рослинного покриву, поряд з еоловими процесами розвивається інтенсивна водна ерозія. У деяких місцях мережа яружних форм стає настільки густою, що ерозійні ландшафти набувають характеру типового «**бедленду**» (англ. – «погані землі»). Це явище спостерігається в пустелях Каракуми, Сахара, Деште-Кевір, Деште-Лут та ін.

Глинисто-солончакові пустелі утворюється за умов, коли дощові води несуть до пустельних улоговин не тільки тонкі глинисті частинки, а й вимиті з гірських порід солі, які залишаються тут при випаровуванні води, поступово нагромаджуючись у поверхневих шарах ґрунту. Завдяки цьому глинисті породи улоговин, як правило, бувають засолені і в сухий період їх поверхня часто вкривається *кіркою солі*.

Слід відзначити також, що засолення пустелі може відбуватися й через близьке залягання від поверхні сильно мінералізованих підземних вод. Вони по капілярах можуть досягати поверхні та, випаровуючись, залишати шар солі, який призводить до утворення солончаку.

У різних районах планети глинисто-солончакові пустелі називають по-різному. Так, у Середній Азії для їх означення використовують термін «**сор**» або «**шор**», в Африці – «**себх**», а в пустелях Іранського нагір'я – «**кевір**».

Поверхня **піщаних пустель** складена різноманітними піщаними відкладами.

Тут у великій кількості зустрічаються еолові денудаційні та акумулятивні форми рельєфу (дефляційні улоговини, пасмові піски, бархани тощо). Необхідно зазначити, що в різних регіонах планети існують місцеві назви піщаних пустель. У Середній Азії їх називають «**кумами**», у Північній Африці – «**ергами**», а на Аравійському півострові – «**нефудами**» (рис. 159).



Рис. 159. Піщана пустеля

Важливим питанням існування піщаних пустель є походження їхніх пісків. У одних випадках піски мають *морське походження* (відклади колишніх трансгресій та регресій епіконтинентальних морських басейнів), ав інших – *алювіальне* (руслів й терасові відклади річок). Допускається також можливість утворення пісків внаслідок *вітрового сортування* уламків, що сформувалися внаслідок дії процесів гіпергенезу.

Досить висока фільтраційна здатність пісків сприяє легкому проникненню вглиб мізерних, характерних для пустель, атмосферних опадів. У значних товщах піску зворотна віддача таких вод шляхом поверхневого випаровування майже виключається через малу здатність піску до капілярного підняття. Це дає підстави стверджувати, що піски є хорошими збирачами атмосферної вологи і довго зберігають її в собі.

Рослини, які з'являються на рухомих пісках, використовують верхній «висячий» горизонт вологості, а рослини з довгою кореневою системою – глибинні запаси підземної води. Пронизуючи своїми коренями піщану масу, рослини сприяють закріпленню пісків і їхньому переходу в стаціонарний стан. Острови рослинності посеред пустель, розташовані у зниженнях, до яких приурочені природні водойми (озера, струмки, джерела) називають **оазисами** (оазами).

23. РЕЛЬЄФ МОРСЬКИХ БЕРЕГІВ, ОСОБЛИВОСТІ ЙОГО ФОРМУВАННЯ ТА БУДОВИ

23.1. *Поняття берегова зона. Чинники берегового рельєфотворення*

Берегова зона – це сукупність берега та підводного берегового схилу. Вона є областю сучасної постійної взаємодії суходолу та моря і однією з найважливіших і найбільш яскраво виражених «контактних зон в океані». На її території формується своєрідний комплекс з особливим рельєфом.

Межа берегової зони на суходолі лежить на тій лінії, якої досягають хвилі, під час штормів, а з боку океану – на глибині, де проявляється діяльність хвильових процесів. Довжина берегової зони Світового океану складає приблизно 777 000 км (Чорного моря – 4431 км (в межах України – 1621 км), Азовського моря – 799,8 км).

У будові берегової зони можна виділити шість елементів: берег, берегову лінію, підводний береговий схил, прибережжя, побережжя і пляж.

Берег – це межа суходолу та моря. Він представлений смугою суходолу, яка примикає до берегової лінії водойми, де проявляються результати діяльності хвиль (прибійного потоку).

Берегова лінія («уріз води») – лінія перетину горизонтальної водної поверхні океану (моря, озера, водосховища) з поверхнею суходолу. Оскільки рівень водойм не постійний, то берегову лінію умовно проводять по середньому багаторічному положенню рівня даної водойми.

Підводний береговий схил – смуга морського дна, що примикає до берегової лінії і перебуває під впливом морського хвилювання. В напрямку моря підводний береговий схил поступово переходить у шельф.

Прибережжя – акваторія моря, розташована над підводним береговим схилом.

Побережжя – смуга суходолу вздовж берега водойми, на якій є сліди сучасної і давньої взаємодії суходолу та водойми у вигляді характерних форм рельєфу (найчастіше у вигляді морських терас).

Пляж – смуга пухких наносів (черепашник, пісок, галька), які переносяться хвилями впоперек і вздовж берега.

Характер і конфігурація берега залежить від багатьох чинників, які мали вплив раніше і діють зараз. Всі **чинники берегового рельєфотворення** можна згрупувати у дев'ять основних груп:

- 1) нерівномірність нагрівання суходолу й водної поверхні, внаслідок чого вітри (мусони, пасати, бризи) стають причиною хвилювання води та руйнування берегів;
- 2) тектонічні рухи та вулканізм (зміна обрисів берега через обвали та осипи, поява нових островів);
- 3) літологічний склад порід та умови їх залягання (впливає на стійкість берегів);
- 4) робота річок і льодовиків (формування товщ наносів та руйнування);
- 5) припливи, відпливи, прибережні течії (переміщення уламків та біомаси, формування відмілин, кос тощо);
- 6) трансгресії та регресії морів (утворення терас та пухких відкладів);
- 7) існуючий рельєф берегової зони (можливість виникнення обвалів, осипів,

зсувів);

8) вплив біоти (життєдіяльність тварин (головним чином коралів) і рослин);

9) господарська діяльність людини (зведення портових споруд, дамб, штучних островів, насипних та наливних пляжів).

23.2. Морська абразія. Будова абразійного берега

Абразія – (лат. «abrasio» – зіскоблювання) – руйнування хвилями прибою гірських порід, що складають береги океанів (морів).

Прибій – процес руйнування хвилі при зіткненні з берегом, внаслідок чого утворюється плаский потік води (**прибійний потік** або **накат**).

Виділяють три основні типи морської абразії:

Механічна – руйнування гірських порід, які складають берег силою гідравлічного удару та шляхом бомбардування і оброблення гірської породи уламками цієї ж або іншої породи;

Хімічна – руйнування здатних до розчинення гірських порід, що складають берег (солей, вапняків, гіпсів) морською водою з подальшим утворенням ніш, карнизів, сот і гротів, які поширені головним чином у районах з теплим кліматом;

Термічна – руйнування морських берегів складених льодом та багаторічно мерзлими гірськими породами в результаті одночасної механічної дії прибою і теплового впливу морської води та повітря.

Абразія призводить до утворення високих та крутих **абразійних берегів**. Характерним елементом такого берега є **кліф** – урвистий береговий уступ у нижній частині якого (на рівні урізу води) знаходиться **хвилеприбійна ніша** (заглиблення або виїмка утворена хвилями прибою). Нижче від неї формується слабо нахилений у бік моря, вироблений у тому ж масиві корінної породи, що й ніша хвилеприбійний майданчик – **бенч**.

З боку водойми до нього примикає **прихилена підводна акумулятивна тераса**. У верхній частині бенчу, особливо за умови його значної ширини, нагромаджується шар осадів невеликої товщини, які формують **пляж**. Осади, що складають пляж, є дуже рухомими й мають ознаки сортування: у зоні прибійного потоку переважають грубі уламки, а в зоні відкочування – дрібні (рис. 160).

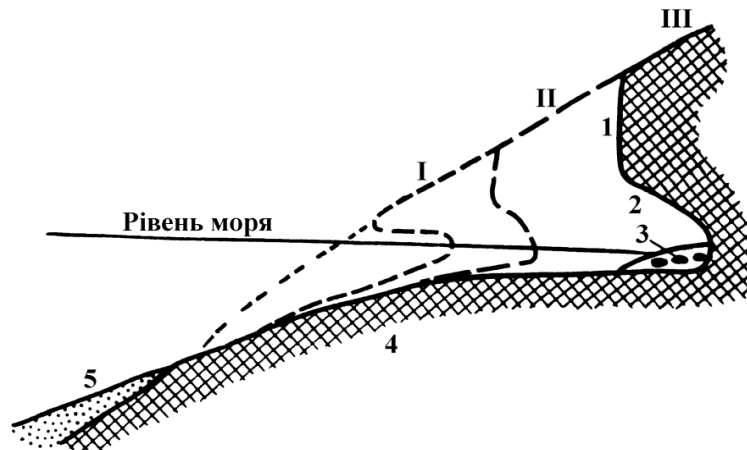


Рис. 160. Схема розвитку та основні елементи абразійного берега: I, II, III – стадії відступу берега; 1 – кліф; 2 – хвилеприбійна ніша; 3 – пляж; 4 – бенч; 5 – прихилена підводна акумулятивна тераса

Розташування окремих елементів абразійних берегів постійно змінюється. Хвилі, руйнуючи гірську породу, поглиблюють хвилеприбійну нішу, що, в свою чергу, спричиняє обвалювання кліфа. Швидкість протікання цього процесу залежить від геологічної будови берегів. Так, максимальні швидкості руйнування кліфів спостерігалися на берегах, складених пухкими відкладами. Тут швидкість відступання кліфу становить в середньому 2-4 м/рік, максимум – 13 м/рік. На морях, де береги складені піщаними відкладами – швидкість відступання кліфу – 2 м/рік (Балтійське море), а лесовими – 1,5-4 м/рік (Азовське море). Швидкість відступання кліфу, складеного осадовими і вулканогенними породами (район Карадагу, Чорне море), становить 1-3 см/рік, а на берегах, складених гранітами і діабазами, зміни можуть не простежуватися впродовж тисячоліття.

23.3. Акумулятивні морські береги

Акумулятивні береги існують у місцях тривалого і стійкого надходження та накопичення морських наносів. Акумулятивні береги існують в місцях тривалого і стійкого надходження та накопичення морських наносів. Це як правило низовинні береги, які утворюються при регресії моря і виході на поверхню частини морського дна на мілководному шельфі, або ж наносний суходіл, який з'явився в результаті виносу річками алювію в море. Акумулятивні береги формуються, як правило, шляхом переміщення і відкладу уламкового матеріалу на суходолі під водою береговими течіями і морським прибоєм. Хвилі переміщують наноси в підвищеному стані і перекочують їх по дну, поступово переміщуючи в бік берега. При накаті хвилі на берег під прямим кутом пісок викидається хвилею на берег формуючи **пляж**, а на кромці прибою – **береговий вал** (рис. 161).

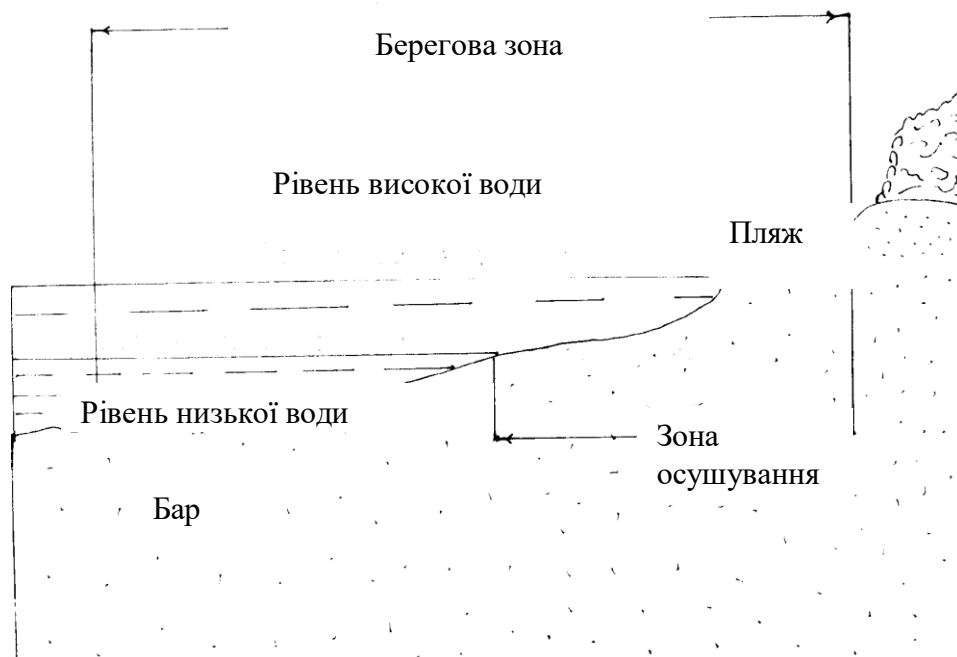


Рис. 161. Схема Будови акумулятивного берега

З процесами поперечного переміщення наносів пов'язане також утворення підводних, розміщених в основному вздовж берега, валів – **барів** (рис. 162). Зону між лініями припливу і відпливу називають **зоною осушування**.

При зниженні рівня моря бари виступають над морською поверхнею у вигляді кос (Арабатська стрілка, п-ів Ханко (Фінляндія)), На березі Мексиканської та Гвінейської заток і на атлантичному узбережжі США висота таких кос може становити 5-7 м, а на їх поверхні навіть відбувається процес перевіювання пісків та формування дюн.

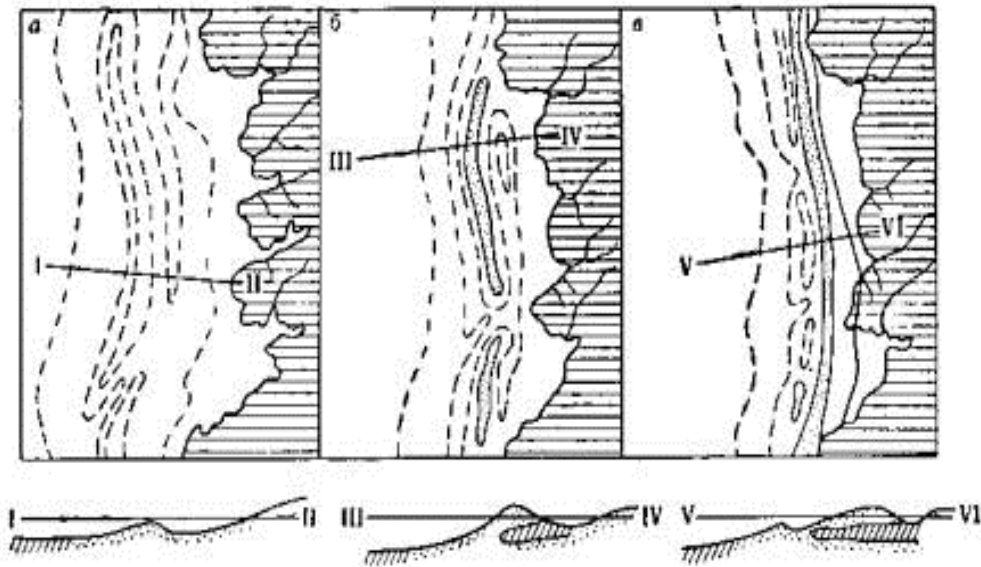


Рис. 162. Стадії розвитку берегового бару в плані (а, б, в) та в розрізі (I-II, III-IV, V-VI). а – підводна, б – острівна, в – берегова

На пляжі при косонабігаючих хвилях можуть з'являтися недовговічні утворення рельєфу – **пляжні фестони**, які являють собою вали, що розташовуються перпендикулярно до берегової лінії, в її напрямку вони виклинюються і знижуються, відстань між ними від 5 до 70 м і більше.

При масовому переміщенні дрібно уламкового матеріалу пляжів виникає стійкий вздовж береговий потік наносів. В місцях, де потік втрачає свою транспортуючу спроможність, відбувається акумуляція наносів і виникають нові берегові форми (рис. 163).

На внутрішніх кутах беергу з'являються широкі мілководні ділянки, які прилягають до берега і з часом перетворюються в широкі пляжі. На виступах і поворотах берегу нарастають **коси** – невисокі акумулятивні вали (смуги), приєднані одним кінцем до берега. Через те, що закінчення кос не прилягають до початкового контуру берега їх називають **вільними акумулятивними формами**.

По мірі росту коси в довжину вона починає загинатись у бік берега. Це відбувається, як правило там, де великі глибини і акумулятивні наноси переміщуються припливними або вздовж береговими течіями. Біля входу в затоки (бухти, лимани) коси часто з'єднуються і утворюють **пересип** – вал, що складається з уламкового матеріалу (галечника, піску, глини) і відокремлює лиман або бухту від моря. Це відбувається в тому випадку,

якщо річка, що впадала в затоку (лиман), пересохла. Затока, таким чином, перетворюється в озеро – лиман (Чорноморське узбережжя України).

Є навіть пересип, оспіваний у піснях та віршах – це історичний район Одеси. Його територія виникла внаслідок «замкнення» гирл Куяльницького та Хаджибейського лиманів шляхом їх «пересипання».

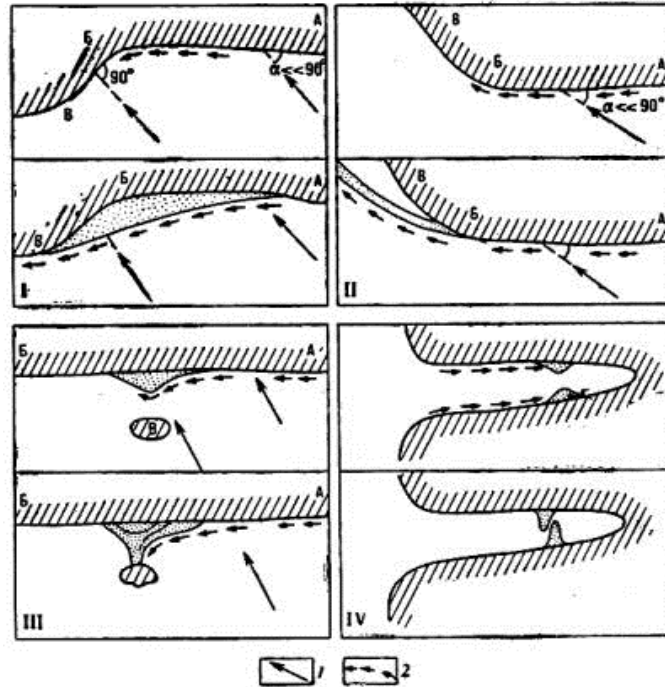


Рис. 163. Утворення елементарних акумулятивних берегових форм при поздовжньому переміщенні наносів (за В. П. Зенковичем).

I – при заповненні затоки; II – при огинанні виступу берега; III – при зовнішньому блокуванні берега; IV – при зниженні енергії хвиль у бухтах; 1- напрямок хвильової рівнозначної; 2 – напрямок переміщення наносів

Процес морської акумуляції може йти активно і у вітровій тіні за островами. На захищеній від хвиль ділянці берега виникає акумулятивний виступ, який продовжує наростати, рухатись у бік острова і, в решті-решт, з'єднує його з материком.

Такого роду акумулятивна форма морського берегу називається **перейма**, або **томболо**. Найчастіше томболо формується при наявності мілкої вузької протоки між островом і материковою частиною (рис. 164).

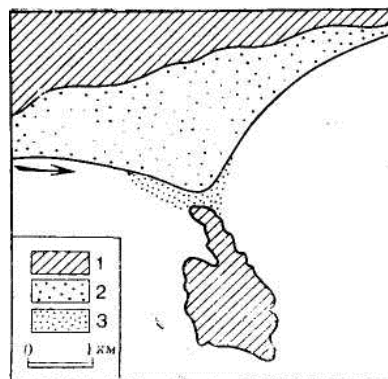


Рис. 164. Схема утворення томболо: 1- корінний суходіл; 2 – надводна акумулятивна форма; 3 – її підводне продовження

23.4. Класифікація морських берегів. Стадії їх розвитку

Існує багато різноманітних класифікацій берегів. Коротко розглянемо кілька з них:

- 1) За літологічним складом береги поділяються на мулисті, піщані, кам'яністі, галечникові, скелясті, коралові, льодяні та багаторічно-мерзлі. Самі назви цих берегів говорять про їх склад;
- 2) За поперечним профілем береги поділяються на урвисті без пляжу, круті урвисті з пляжем, низовинні;
- 3) За походженням береги поділяють на корінні (складені твердими давніми гірськими породами) і акумулятивні (складені алювіальними, пухкими уламковими або органогенними відкладами);
- 4) За характером розчленованості і обрисів берегової лінії (з врахуванням їх походження) морські береги поділяються на бухтові та рівні. Ця класифікація берегів є найбільш поширеною і вживаною.

А) Бухтові (інгресійні) береги складаються з виступів (мисів, півостровів) та бухт (заток, губ, лагун). Вони виникають при вторгненні (**інгресії** (лат. *ingressio* – входження, вступання) моря в гирло річок. Такі бухти часто закриті, відносно далеко вдаються в суходіл, звивисті, а біля входу в них часто розташовується острів. Із великої різноманітності бухтових берегів найбільш поширені такі підтипи як фіордові, шхерні, ріасові, скидово-брилові (скидового та брилового розчленування), далматинські, лиманні, лагунні (рис. 165).

Фіордові береги – утворилися у результаті затоплення льодовикових долин прибережних гірських країн. Для них характерні довгі звивисті затоки (фіорди), які утворюються завдяки інгресії моря у давні льодовикові трого. Такими, наприклад, є береги Норвегії, Канади, о. Гренландії, о-вів Нової Землі та деяких інших регіонів планети.

Шхерні береги – виникають при затопленні низьких льодовиково-денудаційних рівнин і являють собою сукупність дрібних скелястих островів (баранячих лобів, кучерявих скель, льодовикових озів, камів, друмлинів, моренних гряд) та вузьких заток і проток різноманітних обрисів.

Ріасові береги – формуються при затопленні прибережних відрізків річкових долин *гірських* країн. Власне *ріаси* – це вузькі звивисті затоки, утворені у результаті інгресії моря у річкові долини. Такі береги зустрічаються на португальському узбережжі Атлантики, у Примор'ї та на Далекому Сході Росії, в районі Севастополя тощо.

Скидово-брилові береги (береги скидового та брилового розчленування) – виникають внаслідок підтоплення тектонічних западин, схожих на грабени, та височин у вигляді горстів, які виступають в обрисах берегової лінії мисами та півостровами. Такий тип розчленування берегової лінії властивий грецькому узбережжю Егейського моря.

Далматинські береги – утворюються при підтопленні складчастих гірських структур, які мають простягання, наближене до загального простягання берегів. Верхівки складчастих структур височать над поверхнею води у вигляді численних островів і острівців, розділених затоками і протоками, загалом орієнтованими паралельно до берега. Це – хорватське узбережжя Адріатичного моря, південний

острів Нової Землі тощо.

Лиманні береги – формуються при затопленні гирлових ділянок річкових долин *рівнинних* узбереж. Типовим лиманним берегом є північно-західне узбережжя Чорного моря з Дністровським, Бузько-Дніпровським, Тилігульським, Березанським та ін. лиманами.

Лагунові береги – виникають на низовинних акумулятивних узбережжях з мілководною прибережною смугою моря. Характерною особливістю берегів цього типу є наявність *лагун* – водойм, відокремлених від відкритого моря вузькою та довгою смугою нанесеного осадового матеріалу. Лагунові береги зустрічаються на північному узбережжі Мексиканської затоки, південно-східному узбережжі Бразилії тощо.

Береги аральського типу (зустрічаються досить рідко) утворюються при інгресії моря до знижень рельєфу еолових рівнин і характеризуються численними піщаними островами поблизу узбережжя. Такі береги характерні для узбережжя Аралу, а також зустрічаються в національному парку Ленсойс-Мараньєнсіс (штат Мараньян, північна Бразилія), де морська вода затоплює зниження між дюнами).

Вулканічні береги виникають при затопленні морем вулканічних кальдер і кратерів (о-ви Мадейра, Сантонін, Авачинська губа та ін.). Вони також часто являють собою простори зайняті лавовими покривами або є чергуванням піднять, складених твердими породами та улоговин, що їх розділяють, заповнених морською водою.

Шермові (шармові) береги отримали свою назву від коротких, обмежених прямими лініями (гострокутних у обрисах) і тупо замкнених бухт, розділених між собою більшими чи меншими проміжками. Такі бухти врізані, переважно, в обрамлення коралових рифів, які прилягають до корінного берега. На берегах Червоного моря ці бухти називають шермами (шармами). Формування таких бухт триває досить довго. Скиди, по яких відбувалося опускання грабена Червоного моря, сформували взаємно перпендикулярні системи розломів, які й зумовили прямокутні контури берега такого типу.

Маршові (маршеві, ваттові) острови – більшість геоморфологів вважає, що це найпізніша стадія розвитку берега лагунового типу. Лагуни повністю заповнюються мулистими наносами і перетворюються в низовинні простори маршів або ваттів, які затоплюються під час припливів. Для запобігання затопленню будуються захисні дамби та греблі. Подібні береги зустрічаються в Нідерландах. Німеччині, на півночі Франції.

Б) Рівні береги в свою чергу поділяються на первинно рівні та вирівняні.

Первинно рівні береги утворюються при тектонічних розломах вздовж берега моря. Ці береги урвисті, скелясті. Вони можуть також утворитись при відступанні моря вздовж низовинного суходолу і оголенні слабо нахиленого морського дна. Такі береги можуть бути піщаними або мулистими, майже прямолінійними або мати вигляд плавної кривої великого радіусу.

Вирівняні абразійно-акумулятивні береги формуються з бухтових (інгресійних) в результаті тривалої абразії та акумуляції. На частинах берега, які мають крутий підводний схил і виступають у бік моря відбувається абразія, а в бухтах відбувається акумуляція наносів. В результаті абразійно-акумулятивної

діяльності миси зрізуються, а бухти – або заповнюються наносами, або відокремлюються від моря косами і пересипами. В таких берегах чергуються урвисті ділянки, які відповідають колишнім мисам, і низовині місця, заповнені відкладами річок та морського прибою.

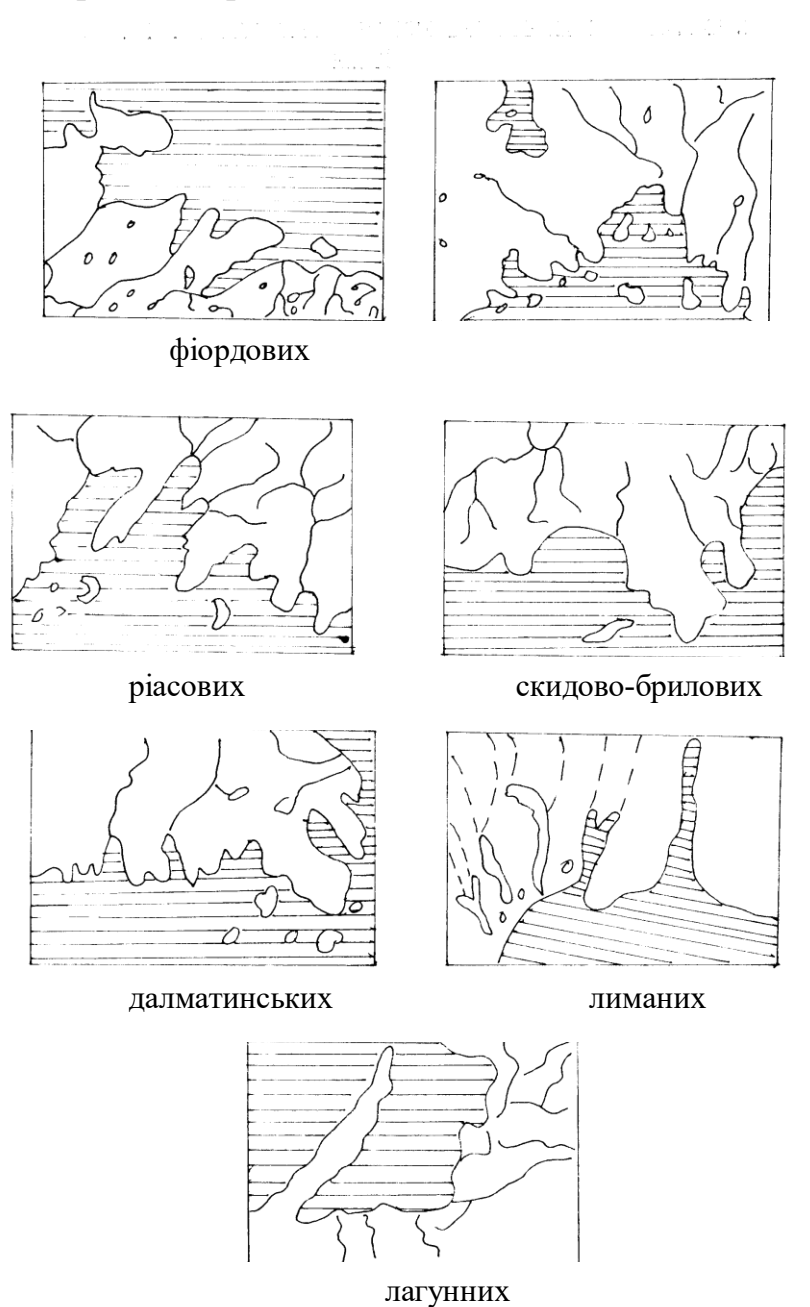


Рис. 165. Зображення різних типів морських берегів на топографічній карті

Як бухтові, так і рівні береги можуть стати основою для формування біогенних та антропогенних берегів.

Біогенні береги зустрічаються в різних кліматичних умовах. Так, у тропіках суттєву роль у формуванні берегів відіграють рифоутворюючі організми, які створюють коралові та моховаткові **риффи**. Розрізняють **берегові** (окаймовуючі), **бар'єрні** та **внутрішньолагунні** коралові рифи. На **мангрових** берегах лісові хащі мангрів, затримуючи піщані або мулисті частинки, які приносяться ріками й припливами, сприяють наростанню акумулятивного берега у бік моря (Червоне

море, береги Флориди, Австралії тощо). Схожа картина має місце і на очеретяних берегах помірного поясу.

Антропогенні береги формуються під впливом людської діяльності – терасування берега, зведення міських кварталів та портових споруд, укріплення природних берегів, насипання та намивання пляжів тощо.

Стадії розвитку берегів. Сучасні береги досить різноманітні. Одні з них залишаються майже незмінними, інші ж знаходяться на різних стадіях вирівнювання або розчленування.

Але всі типи берегів переживають три основні стадії розвитку:

- 1) на стадії **юності** берег, як правило, не вироблений, немає терас і намитих пляжів;
- 2) під час стадії **зрілості** виробляється пляж, утворюються коси, пересипи;
- 3) на стадії **старості** берег виположується стає вирівняним. Виступи бувають зрізані морем, а бухти заповнені відкладами.

23.5. Діяльність людини на морських берегах

Рельєф узбережжя відіграє значну роль у проведенні господарської діяльності. Різні її види та інтенсивність призвели останнім часом до значного антропогенного навантаження на природу узбережжя і змусило вдатися до нового погляду на його стан – визначати узбережжя як «берегові екологічні системи».

Виділення берегових екосистем, які розвиваються в умовах тісного контакту з різними оболонками Землі, необхідне тому, що у вузькій смузі суходолу, що примикає до акваторії морів та океанів (особливо у помірних широтах та тропіках) розміщується велика кількість населення та багато великих міст.

Основними видами діяльності людей у прибережних районах є:

- прибережна навігація;
- прибережне рибальство;
- видобування корисних копалин (насамперед, будматеріалів);
- морекультура (набуває зростаючої інтенсивності через дефіцит продуктів харчування на планеті);
- створення нових портів та крупних промислових підприємств;
- значне рекреаційне навантаження (забудова приморських територій готелями, намивання пляжів тощо).

Зазначені види діяльності надають береговим зонам статусу екосистем через складність взаємного поєднання та взаємного впливу великої кількості чинників. У цих екосистемах домінують берегові процеси формування рельєфу, які мають певні широтні відмінності і є азональними.

Діяльність гідродинамічних чинників у поєднанні із такими умовами їхнього прояву, як ухили підводного схилу та баланс наносів, визначає розвиток берега абразійним чи акумулятивним шляхом і формує відповідні **морфоскульптури**. На це накладається вплив численних інших природних процесів – біогенних, хімічних, флювіальних, еолових, гравітаційних та ін., які також утворюють свої морфоскульптури (дельти, ватти, коралові рифи, термоабразійні берегові форми, карстові утворення, кірки цементації та оолітові наноси, обвальні та зсувні форми).

Господарська діяльність значним чином враховує зазначені фактори формування берегових процесів. Як бачимо, оєднання різних природних факторів сучасного екзогенного рельєфотворення із зростаючим впливом господарської діяльності у межах берегових зон викликає необхідність оцінювання цих категорій рельєфу як екосистем. Вони характеризуються значною динамічністю, тісною залежністю від найменших змін у впливові природних чи антропогенних чинників, деколи катастрофічним перебігом рельєфотвірних процесів, іншими негативними рисами функціонування і соціально резонансними наслідками (цунамі, забруднення нафтопродуктами, катастрофами суден при зіткненнях і т.п.).

24. РЕЛЬЄФ ДНА СВІТОВОГО ОКЕАНУ

За сучасними даними в рельєфі дна Світового океану виділяється такі головні елементи (геотектурні): *підводна окраїна материка, перехідна зона, ложе океану і серединно-океанічні хребти* (рис. 166, 167).

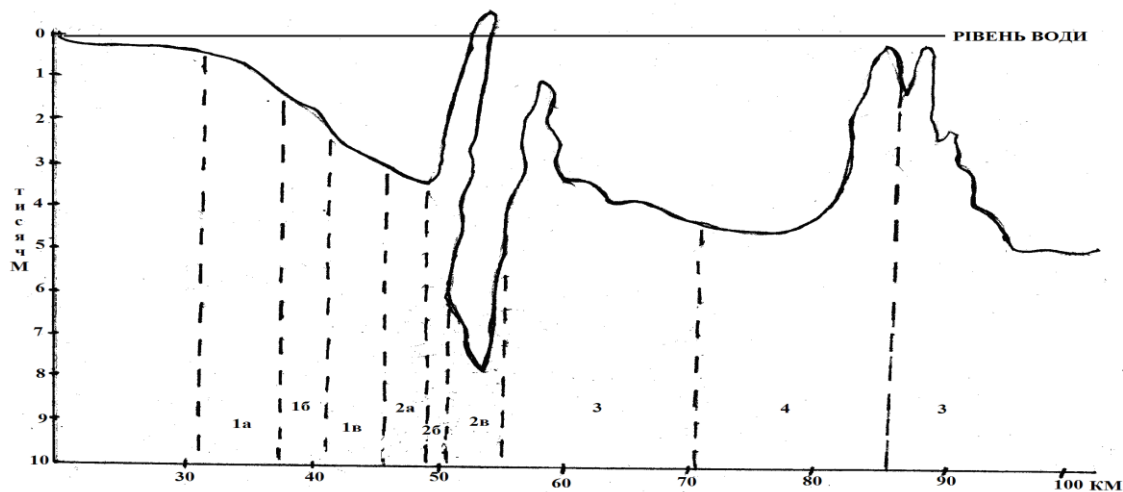


Рис. 166. Гіпсографічна крива дна Світового океану:

1 – Підводна окраїна материка (1а – шельф, 1б – материковий схил, 1в – материкове підніжжя); 2 – Перехідна зона (2а – улоговини окраїнних морів, 2б – островні дуги, 2в – глибоководні жолоби); 3 – Ложе океану; 4 – Серединно-океанічні хребти

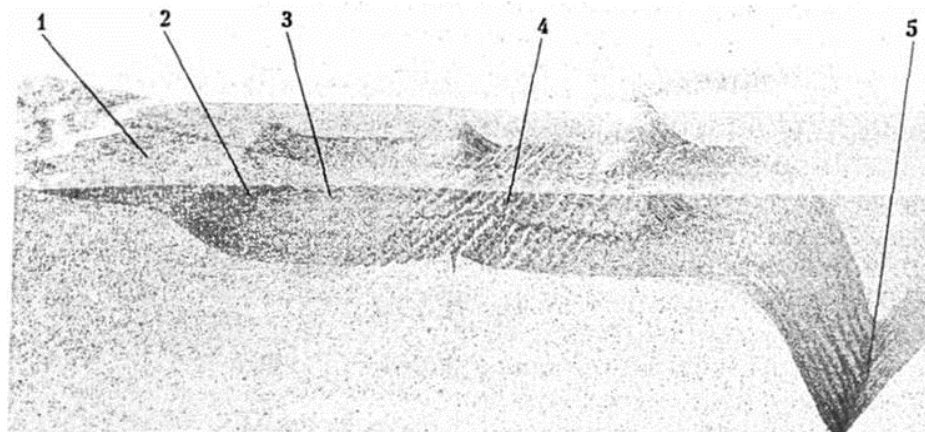


Рис. 167. Будова дна Світового океану: 1 – шельф, 2 – материковий схил, 3 – ложе океану, 4 – серединно-океанічний хребет, 5 – глибоководний жолоб

24.1. Особливості рельєфу підводних окраїн материків

Підводна окраїна материка займає площу, рівну 73,6 млн. км², що складає близько 20% всієї площі дна Світового океану. Складена вона континентальною корою, але «гранітний» шар у порівнянні з платформами тут значно менший. В межах підводної окраїни материка виділяють такі мегаморсфоструктури, або морфоструктури I-го порядку: шельф, материковий схил і материкове підніжжя.

Шельф (англ. – полиця) або **материкова відмілина** є продовженням платформених рівнин суходолу під рівнем океану. Це прибережна мілководна частина підводної окраїни материків, що має більш-менш вирівняну поверхню з середнім нахилом не більше 4-5° і займає близько 7,5% від площі дна океану. Затоплення її відбулося у зв'язку з підняттям рівня океану, викликаного таненням льодовиків або в зв'язку з опусканням суходолу в областях новітніх платформених прогинів (Північне море) і внутриматерикових синекліз (Балтійське і Біле море, Гудзонова затока).

Межею шельфу з боку океану є його **бровка** – перегин профілю дна, нижче якого різко збільшується нахил поверхні і глибина моря. Бровка шельфу, в залежності від геологічної будови та рельєфу, може розташовуватись на різних глибинах: від 50-100м до 1500-2000м (Південно-Курильська улоговина Охотського моря). За відсутності видимого перегину межа шельфу з боку океану проводиться за ізобатою 200м. Ширина шельфу може коливатися в значних межах. В окремих місцях його зовсім немає, а в деяких місцях ширина шельфу досягає 1400 км (північне узбережжя Північної Америки).

Рельєф шельфу характеризується рівнинністю. Тут переважають головним чином хвилясті та горбисті рівнини, ускладнені різноманітними затопленими формами рельєфу колишнього суходолу (руслами річок, моренними пасмами та пагорбами, троговими долинами тощо). У тропічних широтах значні площі шельфу зайняті кораловими рифами.

Рівнини, що утворилися внаслідок занурення під воду ділянок суходолу і зберігають характерні для суходолу форми рельєфу, називають реліктовими, **субаеральними рівнинами**. Поряд з субаеральними рівнинами на шельфі зустрічаються рівнини, які сформувалися внаслідок активної абразивної та акумулятивної діяльності моря – це **абразивні** та **акумулятивні** рівнини.

Абразивна рівнина шельфу (бенч) – це ділянка шельфу біля берегового абразивного уступу, яка утворена руйнівною діяльністю моря у береговій смузі. Вона має форму випуклої кривої та перекрита згори шаром уламків.

Акумулятивна рівнина шельфу – це рівнина, яка знаходиться нижче абразивної рівнини і не зазнає руйнівної діяльності моря.

Материковий схил – частина підводної окраїни материка, яка розташована нижче бровки шельфу. Він виражений не скрізь і має різну будову. Типовою для материкового схилу є значна крутизна поверхні (15° – 20° і більше). Ця зона різкого збільшення крутизни дна простежується в межах глибин від 200 м до 2500 м. Іноді схили бувають східчастими, причому східці можуть бути такими широкими, що їх називають **крайовими плато** і розглядають як особливу форму підводного рельєфу. Типовим прикладом такого плато є підводне плато Блейк на східному материковому схилі півострова Флорида.

Характерною особливістю поверхні материкового схилу є його розчленованість *підводними каньйонами*. Це крутосхильні, лінійно витягнуті форми рельєфу з численними відгалуженнями. Їх протяжність становить сотні км, а глибина – (1-2 км). Починаються каньйони переважно на шельфі і закінчуються *конусом виносу*, який досягає 300-350 км біля основи материкового схилу або в межах материкового підніжжя на глибині 2000- 4000 м. На окремих ділянках материкового схилу підводні каньйони розташовуються так щільно, що його поверхня нагадує характерний для суходолу бедленд (рис. 171). Іноді вони служать продовженням наземних річкових долин (Конго, Інд. Амазонка тощо).

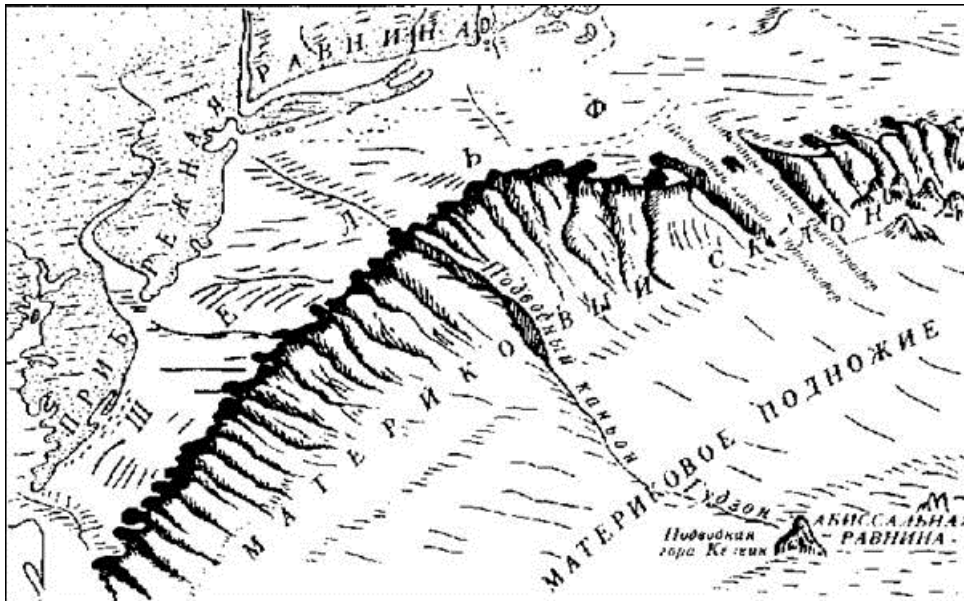


Рис. 168. Шельф, розчленований каньйонами материковий схил та материкове підніжжя на Атлантичній підводній окраїні Північної Америки

Материкове підніжжя є нижньою частиною підводної окраїни материка, що розташовується між материковим схилом і ложем океану на глибині 2500-3000 м (інколи 3500-4500 м). Це акумулятивна, полого хвиляста, нахилена рівнина шириною декілька сотень метрів, яка морфологічно нагадує передгірну рівнину на суходолі. Вона утворена в результаті накопичення продуктів руйнування суходолу, шельфу і материкового схилу. Потужність осадової товщі в межах материкового підніжжя може становити 3-4.5 км.

У формуванні відкладів материкового підніжжя провідну роль відігравали каньйони материкового схилу. Саме їх конуси виносу значною мірою утворюють його поверхню. Під товщею осадів на материковому підніжжі все ще знаходиться континентальна земна кора, яка виклинюється в бік океану. Саме тому материкове підніжжя, разом з шельфом і материковим схилом, вважається одним з трьох основних елементів підводної окраїни материка.

У деяких районах світового океану підводна окраїна материків буває настільки роздроблена розривними тектонічними порушеннями, що в її межах практично неможливо виділити морфоструктури I-го порядку (шельф, материковий схил та материкове підніжжя). Такі ділянки підводної окраїни материків називають **бордерлендами**.

В межах океанів зустрічаються також **підводні** або **надводні височини**, які

складені земною корою материкового типу. Вони не мають зв'язку з материками і з усіх боків оточені значними просторами дна з океанічним типом земної кори. Такі утворення називають **мікроконтинентами**. Мікроконтинентами є Сейшельські та Маскаренські острови, острови Кергелен, а також підводні підняття Натураліста і Зеніт у Західно-Австралійській улоговині Індійського океану, Фолклендські острови, плато Рокол і Агульяс в Атлантичному океані, острови Нової Зеландії та деякі ін.

24.2. Рельєф перехідних зон дна Світового океану

Перехідна зона займає площу біля 32 млн. км² (близько 9% всієї площі дна). Найбільш яскраво вона виражена на окраїнах Тихого океану. Дві перехідні зони є в західній крайовій частині Атлантичного океану – це зони Карибського моря та Південноантільської улоговини. Одна з перехідних зон (*Індонезійська*) розташована частково на окраїні Тихого океану, частково – на окраїні Індійського океану. У західній частині Альпійсько-Гімалайського поясу горотворення розташовується ще одна перехідна зона – *Середземноморська*. Вона є реліктовою, оскільки була закладена ще під час існування океану Тетис

В одних випадках перехідна зона являє собою порівняно вузький і крутий материковий схил, який виположується в нижній частині за рахунок накопичення осадов; в інших випадках – це поєднання височин і плоскодонних западин типу горстів і грабенів (Каліфорнійське узбережжя). Типово ж перехідна зона являє собою поєднання трьох основних елементів: глибоких западин окраїнних морів, острівних дуг і глибоководних жолобів (Азіатське узбережжя Тихого океану, Карибський басейн).

Западини окраїнних морів розташовуються між материком і острівними дугами. Вони, як правило, глибокі з плоским або хвилястим дном на якому піднімається велика кількість *гір, горбів* та *височин*. Максимальні глибини окраїнних морів коливаються від 2-3 до 4-5 км. У будові земної кори окраїнних морів гранітний шар відсутній, а її потужність може досягати 20-25 км. Це значно більше за показник потужності типової океанічної кори, яка починається за зовнішньою острівною дугою, і пов'язане з великими об'ємами уламкового матеріалу, що надходить з материка. Гірські споруди, що піднімаються в деяких окраїнних морях, складені континентальною корою.

Острівні дуги виражені в рельєфі гористими архіпелагами. Вони мають в плані характерну форму гірлянд. Основою острівних дуг є підводні хребти шириною від 40-50 до 200-400 км, протяжністю до 1000 км і більше. Висоти гірських вершин деяких острівних дуг досягають 4.5 км.

Для острівних дуг характерний інтенсивний вулканізм та землетруси руйнівної сили (70% діючих вулканів планети зосереджено саме тут). Дугоподібний вигин ланцюга островів пояснюється перетином нахиленої поверхні розломів зі сферичною поверхнею Землі.

Глибоководні жолоби розміщуються на межі перехідної зони і ложа океану та відокремлені від улоговин окраїнних морів острівними дугами. Вони являють собою сильно витягнуті (кілька тис км) заглиблення (5-11 км)

з вузьким (кілька десятків км) майже плоским дном. Поперечний профіль глибоководних жолобів близький до V-подібного, але схили, як правило, асиметричні, причому схил з боку континенту вищий і крутіший за протилежний. Та обставина, що схили глибоководних жолобів мають різну будову (на одному схилі кора материкова, а на іншому океанічна), дає підстави розглядати їх, як структурну межу між материком і океаном.

Глибоководні жолоби розташовуються з океанічного боку острівної дуги, повторюючи її дугоподібний вигин, або простираються вздовж підводного підніжжя гірських ланцюгів (західне узбережжя Південної та Центральної Америки) в тих океанах де острівні дуги відсутні. Жолоби виявлені і серед океанів, вони не пов'язані з острівними дугами, менш глибокі, прямолінійні, з симетричними схилами і широким плоским дном. Такі жолоби мають інше походження і являють собою розломи (Романш в Атлантиці).

Відомо близько 40 глибоководних жолобів різного походження. Глибина 5 з них перевищує 10 тис м: Маріанський (11022 м), Тонга (10882 м), Курило-Камчатський (10542 м), Філіппінський (10407 м), Кермадек (10047 м). Всі вони знаходяться в Тихому океані. Що стосується найглибшого з них – Маріанського, то вперше його глибину виміряли вчені з радянського науково-дослідницького судна «Вітязь» в 1957 р, щоправда в 1984 р японські вчені переміряли його глибину і за їхніми даними вона становить 10924 ± 10 м. Жолоб Тонга є найглибшим у Південній півкулі.

24.3. Рельєф ложа Світового океану

Ложе океану займає величезний простір – понад 200 млн. км² (50% площі дна). У кожному океані ложе знаходиться між серединними хребтами з одного боку та перехідною зоною материка з іншої. Земна кора тут типова океанічна тонка, рухома. На її базальтовому шарі лежить шар вулканічних порід з дуже нерівною поверхнею, покритий не зім'ятими в складки осадовими породами.

Рельєф ложа характеризується поєднанням окремих гігантських **улоговин і піднять** які їх розділяють. Океанічні улоговини мають власні назви. Так, у Тихому океані є Філіппінська, Тасманова, Чилійська, Перуанська улоговини тощо. Їх значна глибина вказує на переважання від'ємних вертикальних рухів на цих ділянках нашої планети.

Дно улоговин характеризується майже повсюдним поширенням невеликих підводних підвищень – **абісальних горбів**. Їх виникнення пов'язують з вулканічними процесами. Вважають, що це лаколіти або щитові вудкани під товщею донних відкладів. Поперечний переріз таких горбів може становити кілька десятків кілометрів, а висота – до 500 м. Як правило, абісальні горби утворюють скупчення, що займають великі площі. Такий тип підводного рельєфу отримав назву **«рельєф абісальних горбів»**.

Там, де потужність осадів велика, горбистий рельєф змінюється **хвилястими абісальними рівнинами**, а там де осади повністю перекривають нерівності корінного ложа, утворюється **плоскі абісальні рівнини**. Над дном улоговин височать **підводні гори**. Вони як і абісальні горби мають переважно вулканічне походження. Іноді їх вершини виступають над рівнем моря і утворюють вулканічні острови.

Лінійно орієнтовані скупчення підводних гір прийнято називати океанічними хребтами (але не серединно- океанічними). Такими хребтами є Мальдівський, Маскаренський, Мадагаскарський, Східно-Індійський, Кергелен. Вони морфологічно поділяються на **океанічні вали** або **склепінчасті хребти**, **скелінчасто-брилові** і **брилові** хребти. У більшості випадків їх вершинні поверхні ускладнені вулканами (Гавайський хребет).

Крім хребтів, у межах ложа океану (особливо в Тихому океані) зустрічаються конусоподібні гори з широкими, плоскими вершинами – **гайоти**. Це згаслі вулкани зі зруйнованими абразією вершинами.

Ще однією характерною рисою рельєфу і тектонічної будови ложа океану є зони **океанічних розломів**. Вони виділяються лінійко орієнтованим рельєфом горстових (брилових) хребтів і западин-грабенів, що протягуються вузькою смугою на сотні і тисячі кілометрів (зони розломів в східній частині Тихого океану – Кларіон, Кліпертон тощо).

24.4. Серединно-океанічні хребти

Серединно-океанічні хребти утворюють грандіозну систему загальною протяжністю близько 80 тис. км, яка поширюється на всі океани. Це валоподібні здуття базальтового шару океанічної земної кори (рис. 169).

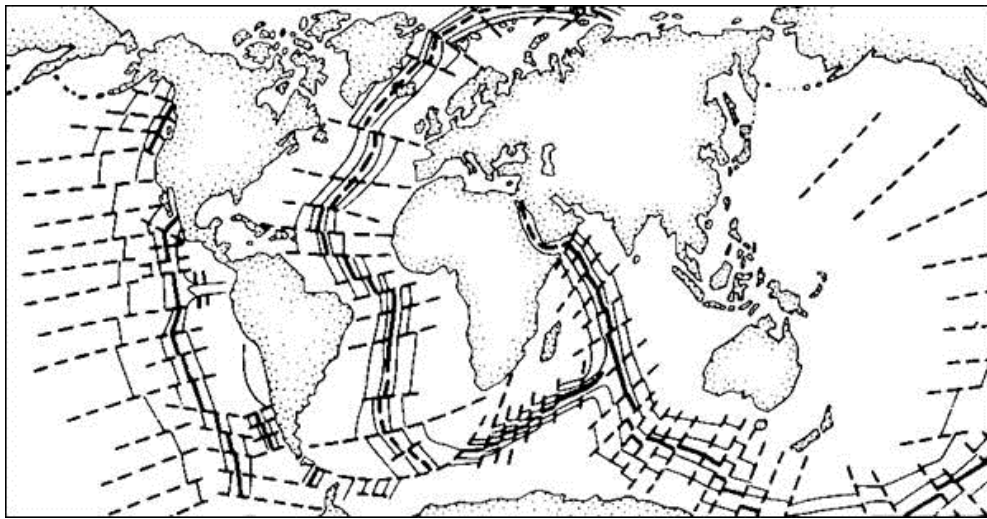


Рис. 169. Світова система серединно-океанічних хребтів (осі хребтів показано жирними лініями, а трансформні розломи – пунктиром)

Вони мають земну кору рифтогенного типу, яка відрізняється підвищеною щільністю порівняно з океанічною. Кожен хребет складається з осьової частини і двох флангів (схилів). В осьовій частині розташована **рифтова долина** – западина (грабен) з крутими стінками приурочена до розломів розтягнення, яку обрамлюють **рифтові хребти**, **поперечні розломи**, а також **вулканічні масиви**. Фланги хребтів являють собою широкі складно-розчленовані **плато** з невеликим нахилом від осьової частини (рис. 170).

Щодо розмірів, то ширина хребтів набагато перевищує висоту. Так при висоті 2-4 км над рівнем океанічного ложа, серединно-океанічні хребти мають ширину 250-450 км, а іноді досягають 2400 (Атлантичний океан).

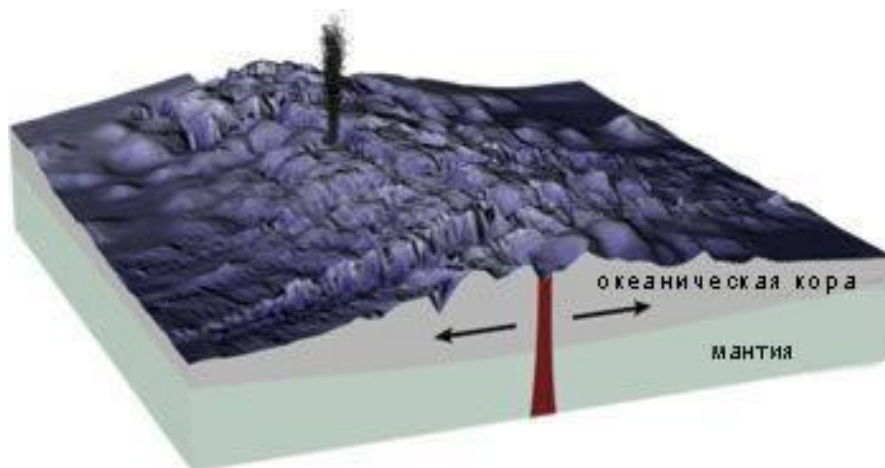


Рис. 170. Серединно-океанічний хребет

Вся система серединно-океанічних хребтів розбита численними поперечними, так званими, **трансформними розломами** на безліч «відрізків». Ці «відрізки» зміщуються один відносно одного вздовж розломів, надаючи обрисам хребтів вигляду ламаної лінії (рис. 171). Серединно-океанічні хребти є зоною активної сейсмічності та вулканізму.

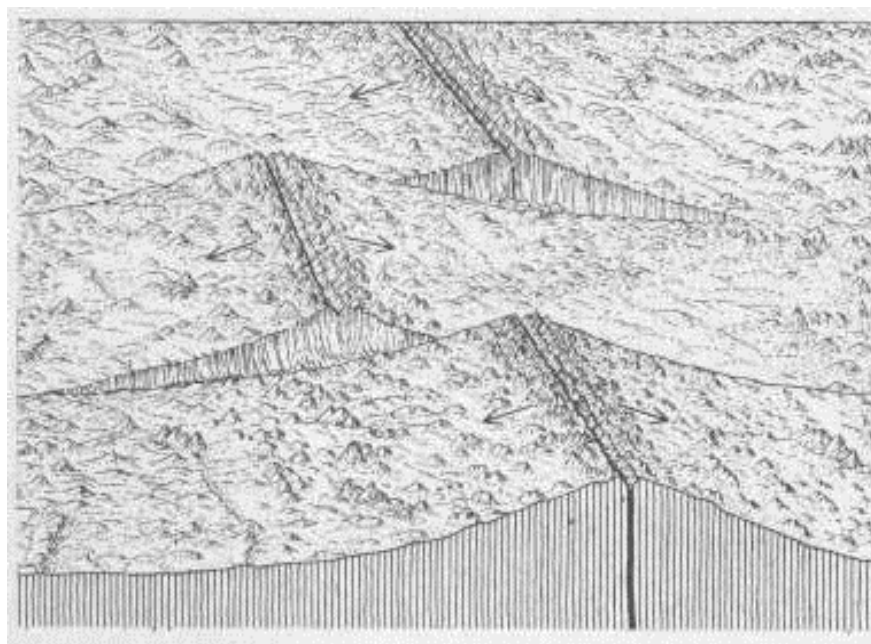


Рис.171. Трансформні розломи

24.5. Рельєфотвірні процеси на дні світового океану

Рельєф дна океану формується так як і рельєф суходолу в результаті взаємодії ендегенних та екзогенних процесів, але останні поступаються за своєю інтенсивністю екзогенним процесам на суходолі, а отже морська скульптура океанічного дна відіграє підпорядковану роль в його рельєфі.

Ендегенні процеси на дні Світового океану

Ендегенні процеси проявляються на дні океану так як і на суходолі у вигляді утворення розломів, розколів, тріщин, але мережа їх тут значно густіша.

Вулканізм на дні океану поширений значно ширше ніж на суходолі, але

вилив магми відбувається не тільки по лініях розломів, а одразу на великій площі. Особливістю океанічного дна є, так зване розростання – постійне оновлення складу порід поверхні дна за рахунок вулканічного матеріалу, що піднімається по розломах рифтових долин на поверхню.

Рифт (англ. – тріщина, розлом) – велика лінійна тектонічна структура земної кори протяжністю від сотень до тисяч, шириною в десятки, іноді перші сотні кілометрів. Утворюються рифти при горизонтальному розтягуванні, яке відбувається переважно на фоні широого склепінчатого підняття, а в їх ложах нерідко спостерігаються дрібніші гребени та горсти.

Землетруси приурочені до певних сейсмічних зон, які співпадають з рухомими тектонічними поясами. Вони супроводжуються зміщенням дна (підняттями та опусканнями деяких його ділянок) і викликають зсування схилів. У результаті тривалих однозначних вертикальних рухів океанічної кори утворюються порівняно просто побудовані форми структурного рельєфу – *улоговини* та *вали*.

Екзогенні процеси на дні Світового океану

Всі екзогенні процеси які відбуваються на дні океану, в залежності від діючих сил, можна розділити на чотири групи: гравітаційні, гідрогенні, біогенні а також процес акумуляції осадового матеріалу.

Гравітаційні підводні процеси діють, як правило, на шельфі і особливо на материковому схилі. Найбільш поширеними серед них є: кріп, підводні зсуви та мулисті (суспензійні) потоки.

Кріп (англ. – «повзти») – повільне сповзання та опливання товщ осадів на відносно пологих схилах. Одним із проявів кріпу є піщані потоки, а на різких перепадах профілю схилів навіть «піскопади».

Підводні зсуви можуть виникати після невеликих сейсмічних поштовхів або сильних штормів при нахилах поверхні вже 3°-5°. Підводні зсуви можуть бути *структурними*, коли сповзають цілі блоки порід без суттєвих порушень структури всередині блоку (прикладом найбільшого структурного зсуву є виступ Блейк-Спур на східній околиці підводного плато Блейк). Більш типовим є *пластичний* підводний зсув – преміщення блоку порід, яке поступово переходить в пластичну течію ґрунту з внутрішньою взаємодією частинок, подібно до лавин або селів на суходолі.

Мулисті (суспензійні) потоки – це швидка течія водогрязевих та грязекам'яних потоків, які починаються на пригирлових ділянках шельфу під час річкових паводків і, як правило, спрямовуються вниз по вузьким врізах – підводних каньйонах, що прорізають материковий схил. Суспензійні потоки еродують дно та борти каньйонів, а біля їх гирлових частин формують потужні конуси виносу. При достатній густоті підводних каньйонів, біля підніжжя материкового схилу формується хвиляста нахилена акумулятивна рівнина, утворена злиттям великої кількості конусів виносу – аналог пролювіальних рівнин в передгірних районах на суходолі. Осади, які переносяться суспензійними потоками і складають конуси виносу називаються *«турбідіти»* (лат. – «мутний»).

Гідрогенні процеси – рух потужних потоків щільних холодних вод (донних водних мас) на абісальних глибинах (на дні океану). Головним місцем зародження цих вод є шельф Антарктиди. В північно-західній частині Атлантики основна роль

у формуванні донних водних мас належить арктичним водам. Стікаючи по дну на південь, вони утворюють так звану Західну Приполярну донну течію. Ці течії є причиною утворення гігантських донних акумулятивних форм, які за своїми масштабами можна порівняти з великими підняттями дна ендегенного походження.

У східній екваторіальній частині Тихого океану була виявлена гігантська акумулятивна форма, яка утворена діяльністю поверхневої Екваторіальної течії. Зона цієї течії виділяється дуже високою біологічною продуктивністю. Рознесення течією залишків відмираючого планктону призвело, в кінцевому рахунку, до утворення величезної за протяжністю (понад 2 тис. км), шириною (до 400 км) і висотою (до 1,5 км) акумулятивної форми.

Генетичні форми і типи рельєфу, створені течіями, є, мабуть, найбільш поширеними геоморфологічними утвореннями на Землі, вони отримали назву **торентогенних форм** і **типів** рельєфу (лат. – «потік», «течія»).

Серед **біогенних процесів** важливе рельєфоутворююче значення мають різноманітні рифоутворюючі організми, в першу чергу корали. Вони будують потужні споруди коралових островів та рифів. Серед останніх розрізняють **окаймовуючі, бар'єрні та лагунові рифи**.

Окаймовуючі рифи утворюються при наявності крутого і глибокого підводного схилу, коли корали можуть розвиватися лише при самому березі. У такому випадку риф ніби нарощує береговий схил, прилягаючи до корінного берега впритул і утворюючи своїм зовнішнім краєм берегову лінію. Інколи окаймовуючий риф не щільно прилягає до корінного берега, а віддаляється від нього неглибоким (до 1.5 м) каналом із вкритим піском та гравієм дном.

Бар'єрні рифи являють собою вали, які піднімаються з дна моря і простягаються паралельно до берега, відокремлюючись від нього більш-менш широким каналом чи лагуною. У Великого Бар'єрного рифа, який простягається майже на 2000 км уздовж східного узбережжя Австралії ширина лагун складає, в середньому, 30-50 км. Інколи вона зменшується до 7 км, а інколи розширюється до 100 і навіть 180 км. Глибина рифового каналу зазвичай не перевищує 50 м. Такі рифи не тягнуться безперервно. Вони складаються з величезної кількості рифових масивів, які розташовуються ланцюгом на межі з відкритим океаном. Деякі з таких споруд являють собою підводні скелі, поверхня яких залягає на глибинах у 10-15 м.

Лагунові рифи формуються у мілководних лагунах на деяких підвищеннях поверхні дна, які вкриті суцільними колоніями коралів. Лагунові рифи є типовими для епіконтинентальних морів Індонезії, Південно-Китайського моря, Антильських островів та деяких частин Червоного моря.

Якщо риф формується, навколо невеликого острова, що занурюється або на вершині підводного вулкану, то утворюється кільцеподібний риф або **атол** (рис. 172). Його кільце зазвичай замкнуте або має неширокий вхід до середини, де знаходиться атолова лагуна.

Атоли мають різні розміри і форми. Їх діаметр може коливатися від 2-3 до кількох десятків кілометрів. У найменших атолів лагуна інколи відсутня (її заміняє суха блюдцеподібна западина). Якщо ж лагуна велика, то її глибина завжди незначна – не більше 70-80 м, а у невеликих атолів – декілька метрів.

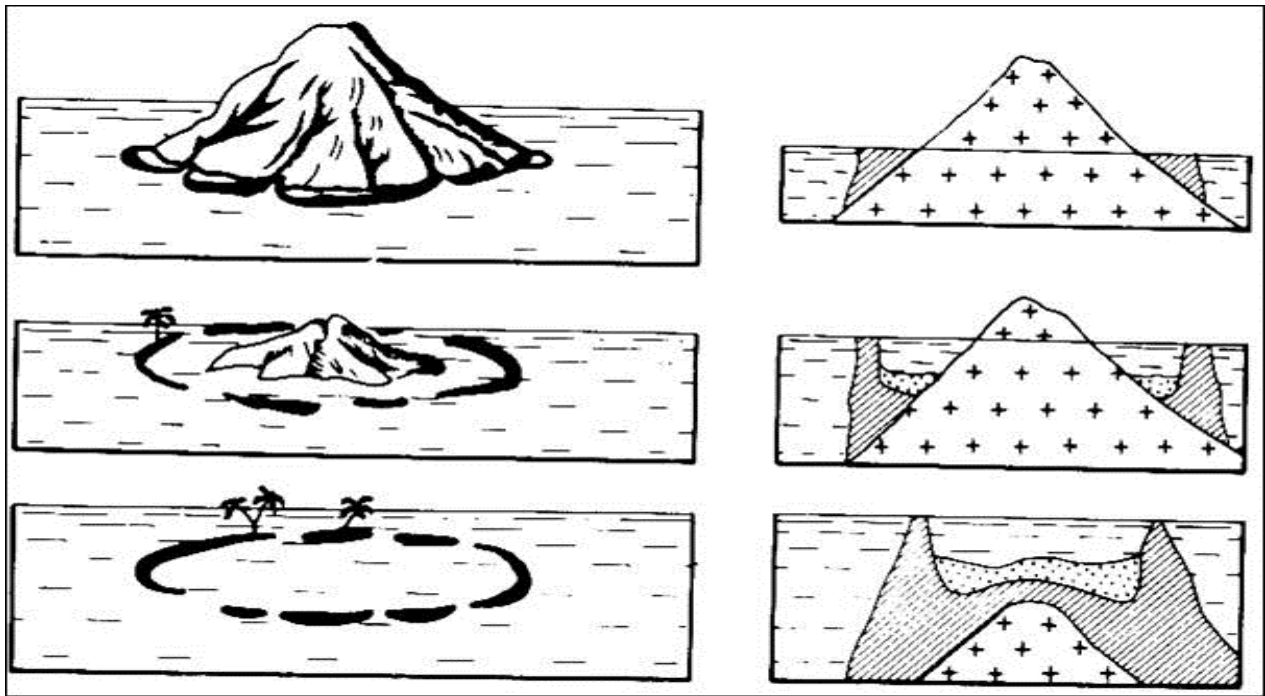


Рис.172. Утворення атола

Акумуляція осадового матеріалу є важливим рельєфотвірним процесом на дні Світового океану. За сучасними підрахунками, щорічно в океан річками виноситься 18,35 млрд. т. твердої і біля 3,2 млрд. т. розчиненої речовини, льодовиками – 1,5 млрд. т., еоловими процесами – 1,6 млрд. т, абразією берегів – 0,5 млрд. т. матеріалу.

Весь матеріал, який утворюється в результаті руйнування гірських порід, головним чином суходолу, називаються **теригенними** (лат.- «земля» і грец. – «народжений»). Крім цієї маси теригенного матеріалу, на дні океану накопичується 1,8 млрд.т. біогенного матеріалу щорічно.

Надходження уламкового матеріалу за рахунок вулканізму оцінюється в 3 млрд. т. за рік. Весь цей матеріал поступово осідає на дно, формуючи **підводні акумулятивні рівнини**. Осідання відбувається нерівномірно: найменше виражене воно на материковому схилі (у зв'язку з великою рухливістю придонних вод). Найбільш інтенсивно накопичення осадів відбувається на материковому підніжжі і в улоговинах окраїнах морів. Тут до загального поступового випадання осадів із завислих речовин додається акумуляція за рахунок гравітаційного зповзання пухких товщ з материкового схилу і суспензійних потоків. На глибоководному ложі активна максимальна інтенсивність осадконакопичення спостерігається в його окраїнних частинах, де формуються плоскі абісальні рівнини.

25. АНТРОПОГЕННА МОРФОСКУЛЬПТУРА

25.1. *Поняття про антропогенний рельєф та антропогенне рельєфоутворення*

Людина в процесі своєї різноманітної господарської діяльності, використовуючи природні ресурси, не тільки знаходиться в прямій залежності від цих ресурсів, але і активно взаємодіє з ними. Однією з найважливіших умов життя та праці людини і одним з найважливіших ресурсів є рельєф земної поверхні. Люди в процесі своєї діяльності активно видозмінюють його. Ці зміни можуть бути як спрямованими (прямими, свідомими), так і непрямыми (опосередкованими).

Всі види перетворень рельєфу та рельєфоутворюючих процесів викликаних діяльністю людини прийнято називати **антропогенним рельєфом** і **антропогенним рельєфоутворенням** або **антропогенезом**.

Слід сказати, що при будь-якому прояві антропогенезу людина здійснює руйнування, транспортування речовини та її акумуляцію. В цьому розумінні рельєфоутворююча діяльність людини аналогічна до природного рельєфоутворенню і принципово від нього не відрізняється. Відмінності полягають лише в інтенсивності процесів та в їх механізмах, тобто в способах переміщення речовини і зміни рельєфу.

Не дивлячись на відсутність принципових відмінностей з природними геоморфологічними процесами, людина, особливо з початком епохи НТР, стала, за виразом В.І. Вернадського, потужною геологічною, а отже і геоморфологічною силою. Академік О.Є. Ферсман писав: «Роль людини в перетворенні рельєфу настільки значніша за деякі природні явища (наприклад, за діяльність річок, морів або льодовиків), що за своїм масштабом вона відповідає в геологічній історії революційним періодам посилення процесів». Сукупність процесів по руйнуванню гірських порід та їх переміщенню людиною створює **антропогенну денудацію**. На її частку припадає 40% від загальнопланетарної денудації. Важливим (хоч і негативним) результатом господарської діяльності людини є утворення «**антропоген ного бедленду**» – порушеної поверхні літосфери, в межах якої різко посилюється негативні (небажані) процеси.

Як правило, розрізняють дві групи антропогенних процесів, а саме: **прямого** і **непрямого** (опосередкованого) впливу на формування рельєфу.

Прямий вплив виробничої діяльності людини на літосферу та існуючий рельєф виражається в створенні нових специфічних форм рельєфу і в знищенні або зміні природних форм та ландшафтів. Він являє собою сукупність механічних, геохімічних та геофізичних процесів. За пропозицією О.Є. Ферсмана прямий вплив людської діяльності на рельєф називають **техногенезом** (гр. «*techne*» – мистецтво, ремесло і «*genesis*» – народження, походження).

Прямий техногенний вплив здійснюється господарськими об'єктами і системами при безпосередньому контакті з природою в процесі природо-користування або скидання в неї відходів. Він починається, протікає і припиняється одночасно з відповідними стадіями роботи господарських систем, що його викликають. Територіально зони прямого техногенного впливу практично збігаються з зонами дії відповідних господарських систем. Рельєф, створений в результаті техногенезу, називають **техногенним**.

Техногенні форми рельєфу (як і весь рельєф в цілому) класифікують за генетичним принципом з виділенням комплексів антропогенних форм рельєфу (в залежності від виду господарської діяльності): *гірничопромисловий, інженерно-будівельний, агрогенний, мілітарний, рекреаційний* тощо.

Непрямий (опосередкований) вплив людини на рельєф полягає у впливі на природні геоморфологічні процеси, шляхом їх прискорення або гальмування. Так, сільськогосподарська діяльність людини часто стає причиною появи або прискорення водної та вітрової ерозії, вторинного засолення, заболочування, посилення термокарстових процесів у місцях поширення багаторічно мерзлих порід, суфозії тощо. Вирубубування лісів і неправильне розорювання схилів створює умови для формування тимчасових водотоків різного розміру. Зведення будинків та інженерних споруд посилює навантаження на схили і сприяє виникненню зсувів.

Особливо значні міни в протіканні рельєфоутворюючих процесів відбуваються внаслідок водогосподарської діяльності людини. При спорудженні крупних водосховищ на річках створюються сприятливі умови для цілої серії негативних явищ (абразія, зсуви, карст, просідання поверхні, затоплення, підтоплення тощо), які впливають на весь комплекс рельєфоутворення.

25.2. Гірничопромисловий комплекс антропогенних форм рельєфу

Під впливом гірничих розробок природні ландшафти зазнають істотних змін. Зокрема, виникають від'ємні та додатні форми рельєфу великого розміру, порожнини, лабіринти тощо, а також формуються тріщини в масивах гірських порід і має місце просідання, провалювання і обвалювання порід, дренаж водоносних горизонтів та їх осушення.

Найбільші порушення поверхні пов'язані з розробками родовищ корисних копалин відкритим способом. При цьому поступово формуються гірничі підприємства, що поєднують у собі **кар'єри** (фр. «carrière» – розріз), та **відвали**. Перші є від'ємною формою рельєфу і служать місцем виїмки розкривної породи та видобутку корисного компоненту, а другі – є додатними формами рельєфу (насіпами), що призначені для тимчасового або постійного розміщення розкривних порід чи некондиційної мінеральної сировини, яка залагає над продуктивною товщею.

Кар'єри найчастіше створюються для видобутку таких корисних копалин, як залізна руда, пісок, глина, граніт, вугілля, крейда, торф, алмази тощо (рис. 173). Їх внутрішня частина майже завжди являє собою концентричні східчасті схили, на яких по поверхні терас відбувається рух транспортних засобів, що вивозять гірничу масу.

Створення глибоких (до 800 м) і великих за площею кар'єрів суттєво впливає на навколишнє середовище. Так, за даними американських дослідників, кожна ділянка землі, порушена при відкритій розробці рудовищ шкідливо впливає приблизно на таку ж площу прилеглої території. Правда слід відзначити, що іноді проблема розміщення розкривної породи вирішується позитивно. Це стосується тих випадків, коли нею засипають яри, балки, провалля, заболочені території. Але подібні роботи економічно доцільно здійснювати лише у тому випадку, коли зазначені від'ємні форми рельєфу і місця прояву несприятливих явищ знаходяться

на порівняно невеликих відстанях від місця розробки родовища.



Рис. 173. Амазний кар'єр «Дьявік» (Канада) – розташований на островах і має свою інфраструктуру з аеропортом, здатним приймати пасажирські Боїнги)

Найчастіше ж розкривну породу складають у вигляді відвалів на продуктивних у сільськогосподарському відношенні землях. Через це райони відкритих розробок характеризуються сильно пересіченим рельєфом, лінійно орієнтованими або хаотично розкиданими пасмами і конусоподібними пагорбами, які розділені міжпасмовими зниженнями. Відносна висота пагорбів і пасм змінюється від 3 до 20 м, а в потужних відвальних комплексах безперервної дії висота може досягати 100-120 м.

Через те, що відвали складені пухкими породами і майже завжди позбавлені рослинності, на їх поверхні часто формується досить густа мережа **тимчасових водотоків** (рис. 174).

Після завершення видобутку запасів корисних копалин кар'єри повинні бути закриті і піддані **рекультивуації** (лат. «ге» – префікс, що означає відновлення або повторну дію і «cultivo» – обробляю). Під рекультивацією розуміється система таких гірничотехнічних і агротехнічних заходів, які дозволяють відновити продуктивність земель, порушених розробкою кар'єрів, або використовувати ці землі для різних народногосподарських цілей, зберігаючи при цьому природний ландшафт.



Рис. 174. Відвал, поверхня якого ускладнена ерозійними борознами та вимойнами (водоріями)

Підземна розробка родовищ корисних копалин (вугілля, солей, руд) призводить до утворення порожнин, які за об'ємом перевищують форми рельєфу утворені внаслідок карстових процесів і явищ. Особливо великі порожнини виникають при **шахтному** (нім. «Schacht» – підприємство, що здійснює видобуток корисних копалин за допомогою системи підземних гірничих виробок) видобутку вугілля (рис. 175, 176).



Рис. 175. Вугільна шахта



Рис. 176. Робота вугільного комбайна в шахті

При підземному видобутку корисних копалин утворюються великі об'єми шахтних відкладів, які значною мірою змінюють характер поверхні та мають негативний вплив на довкілля. У багатьох регіонах, особливо на вугільних шахтах, такі пусті породи складаються у вигляді **териконів** (фр. «Terri» – відвал і «Conique» – конічний), які являють собою горби конусо- подібної або витягнутої форми, висота яких може досягати 200 м (рис. 177). Як і на відвалах, на териконах активно розвивається водна ерозія, результатом діяльності якої є наявність густої мережі ерозійних борозен та вимоїн.



Рис. 177. Терикон

Результатом видобутку таких будівельних матеріалів, як черепашник, мармур тощо, стало створення у багатьох регіонах планети, містах та поблизу них (Одеса, Аджимушкай тощо) **катакомб** (грец. «κατω» – знизу і «κομβος» – сплетіння) – підземних ходів, лабіринтів, приміщень під землею (рис. 178).



Рис. 178. Одеські катакомби

Необхідно відзначити, що суттєвим наслідком підземного видобутку корисних копалин є деформація земної поверхні над виробками (**провали, улоговини просідання та тріщини**) (рис. 179). Інколи внаслідок катастрофічних осідань або провалів руйнуються будівлі, змінюються умови залягання підземних вод. Щоб уникнути деформації, необхідно засипати відпрацьовані простори порожнин та залишати **охоронні циліки** (незаймані території, де є корисні копалини).



Рис. 179. Техногенний провал над порожнинами шахти з видобутку калійної солі

Впливає на зміну земної поверхні і відкачка з надр підземних вод, нафти та газу. Для цього пробурюють **свердловини** – гірничі виробки циліндричної форми великої довжини і малого (порівняно з довжиною) діаметра (рис. 180).

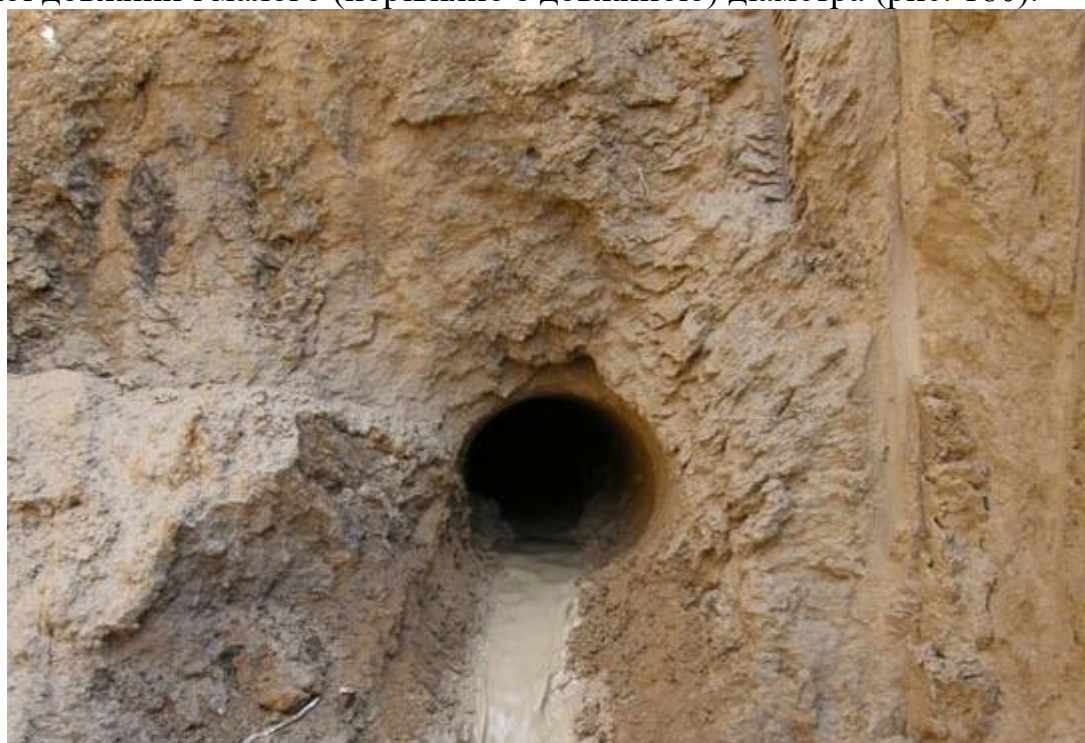


Рис. 180. Свердловина

Природно, що внаслідок відкачки створюються порожнини в земній корі, породи втрачають щільність, порушується їх текстура, що викликає опускання земної поверхні. При інтенсивному добуванні води, нафти або газу опускання можуть бути досить значними. Так в районах Токіо, окремі ділянки опускаються до 0.2 м за рік, а в Мехіко навіть до 0.3 м. За підрахунками фахівців, після розробки родовищ нафти у Західному Сибіру, можна очікувати просідання поверхні від 0.6 до 1.4 м.

Крім того, у змінах рельєфу території нафтових родовищ важливу роль відіграє закачування у товщу земної кори прісних вод для підтримання пластового тиску у продуктивних шарах. За наявності відповідних гірських порід це призводить до активізації суфозії та карстових процесів.

Наведені вище приклади показують, що антропогенні опускання не тільки

можуть дорівнювати за шкідливістю вертикальним тектонічним рухам, а й значно перевищувати їх.

Слід також відзначити, що інколи причиною змін підземного рельєфу та геологічного середовища стають *антропогенні сейсмічні явища* – струси надр вибуховим способом з метою активізації притоку нафти до забою нафтових свердловин та *підземні ядерні вибухи малої потужності*, які здійснюються для створення підземних сховищ нафти і газу.

Не можна залишити поза увагою і вплив на рельєф земної поверхні такого виду господарської діяльності, як *видобування корисних копалин* (головним чином пісків та галечників) *із дна річок та морів*. Подібного роду роботи призводять до формування постійних або тимчасових підводних улоговин, намівання берегів, поглиблення фарватерів та переформатування напрямків водних потоків.

25.3. Інженерно-будівельний комплекс антропогенних форм рельєфу.

Інженерно-технічна діяльність людини спрямована на будівництво населених пунктів, заводів, гідротехнічних споруд, транспортних комунікацій тощо. Особливо чітко цей вид господарської діяльності людини проявляється на території великих міст, які можуть займати площу у кілька тисяч км², а також в районах розміщення великих промислових підприємств. Тут створюється специфічний ландшафт, що суттєво змінює природний рельєф місцевості, на фоні якого особливо проявляються *насипи* утворені відходами виробництва та побуту.

При формуванні **селитебного рельєфу** (рельєфу населених пунктів) виникають два типи його форм – *додатні* та *від'ємні*. До перших належать житлові квартали; окремі будинки; споруди промислових підприємств; будівлі закладів освіти, культури та спорту; культові (рис. 181) та поминальні об'єкти тощо, а до других – підземні порожнини (багатокіло-метрові лінії метро (рис. 182); тунелі та підземні переходи; лінії каналізації; погребі; підземні гаражі, сховища та заводи).



Рис. 181. Піраміда на острові Хайнань



Рис. 182. Метро

Спорудження гребель, заводів, міських та інших інженерних об'єктів створює під ними зони стискання та зсуву. Глибина зон впливу коливається від 2 до 50 м. Під об'єктами формуються **просадочні лійки**, а величина осідання може досягати 6 м і більше.

Під промисловими об'єктами, шосе, міськими дорогами, залізницями, злітно-посадковими смугами аеродромів тощо ущільнення порід значною мірою викликається вібрацією – штучними землетрусами неката-строфічного характеру.

Вібрація міського транспорту може проникати на глибину до 70 м. У ряді великих міст відмічена поява нахилу будинків у бік шосе та нерівномірне осідання споруд, як результат вібрації, викликаной рухом транспорту. Крім того над підземними міськими комунікаціями, особливо у місцях прориву водопроводів та каналізації інколи трапляються **провали** та формуються досить глибокі **улоговини**.

Частим явищем стало засипання ґрунтом великих ярів, озер, боліт, прибережних частин моря та спорудження штучних островів. Наприклад, старий корпус Ніжинського держаного університету імені Миколи Гоголя був споруджений на засипаній ділянці болотистої заплави річки Остер (рис. 183). Досить розчленованим рельєфом характеризується Київ. Різниця висот досягає тут 107 м. При будівництві міста з метою нівелювання рельєфу широко практикувалось зрізання височин та засипання понижених частин. На місці сучасної головної вулиці міста – Хрещатика – існував яр довжиною більше 2 км і глибиною до 45 м, який був повністю засипаний.



Рис. 183. Старий корпус НДУ імені М. Гоголя

Досить багато об'єктів селитебного рельєфу споруджується на штучних островах. Причому така практика існувала досить давно. Так, у Чорногорії православний храм Божа Матір на Скелі споруджено ще в 1452 році на насипаному двома братами-рибалками острові посеред озера, де вони нібито знайшли ікону. Нині ж активно будують та «нарощують» острови в Об'єднаних Арабських Еміратах («Пальмовий Острів»), Китаї (аеропорт Чхеклапкок (Гонконг)), Японії, на Мальдівах та в інших регіонах планети (рис. 184).



Рис. 184. Будівництво штучних островів

Слід відзначити, що в умовах селитебного рельєфу (особливо в містах), активно відбувається антропогенна акумуляція. Ще в давньому Римі сміттям та відходами укріпляли береги р. Тібр. З часом на березі річки з'явився горб Коллінаді-Теста («Горб глиняних горшків»). Він заріс деревами та чагарниками, став місцем відпочинку. Антропогенні накопичення в міських районах старої забудови залягають суцільним покривом від 1 до 10 м, а іноді і більше. В Ташкенті вони досягають 18 м, Парижі – 20, Москві – 22, Сан-Франціско – 23, Лондоні – 25, а в Києві аж 36 м. Вхід в знаменитий Домський собор в Ризі в минулому вів сходами наверх, а тепер – вниз. Це сталося через появу в старому місті товщі антропогенних відкладів, яких раніше не існувало.

Справжнім бичем населених пунктів (особливо великих міст) стала утилізація сміття. Поблизу кожного великого міста значні території відведені під **сміттєзвалища** (наприклад, сміттєзвалище під Лос-Анджелесом щодня приймає 130 тис тонн сміття). Більшість сміттєзвалищ за зовнішнім виглядом являє собою **улоговини овальної форми** або територію на поверхні якої хаотично розкидані **горби** та **пасма**, складені промисловими та побутовими відходами. При правильній організації процесу утилізації відходів, сміттєзвалища мають вигляд **терасованих пагорбів** (рис. 185).



Рис. 185. Терасоване сміттєзвалище під Лос-Анджелесом

До класичного прикладу відвоювання людиною суходолу від моря відноситься створення в Нідерландах **польдерів** (нід. «polder») – осушених і оброблюваних низовинних ділянок узбережжя, відгороджених від моря дамбами (рис. 186). В наш час загальна протяжність **дамб** (нід. «dam») – гідротехнічна споруда у вигляді ґрунтового насипу, що регулює водні потоки і використовуються для доріг та інших комунікацій) тут перевищує 3 тис. км, а їх висота в окремих місцях може досягати 25 м. Польдери займають 40% площі Нідерландів.

Значна геоморфологічна робота здійснюється людиною при **будівництві доріг**, яке супроводжується створенням **насипів**, **дамб**, водозбірних **каналів**, **тунелів**, **траншей**, **котлованів** для видобутку дорожно-будівельних матеріалів. При цьому підрізаються або навантажуються схили, зростає інтенсивність осипів, зсувів, гіпергенезу та ерозії, відбувається прогинання, а інколи й перезволоження мас ґрунту.



Рис. 186. Територія польдерів (Нідерланди)

Великого розмаху набуло будівництво різноманітних підземних споруд. У наш час під землею споруджується об'єкти промислового, громадсько-побутового, гідротехнічного, транспортного, військового призначення. Ці споруди бувають багатоярусними і простираються на глибину десятки і сотні метрів та мають довжину від кількох до кількох десятків метрів. Наприклад, загальна довжина Євротунелю становить близько 51 км, а його підземна частина (під протокою Ла-Манш) має довжину 39 км (рис. 187). Найдовший у світі Сен-Готардський залізничний тунель (Швейцарія) простягається на 56,97 км, а найдовший автомобільний тунель у світі (Лердальський, Норвегія) – на 24.5 км.

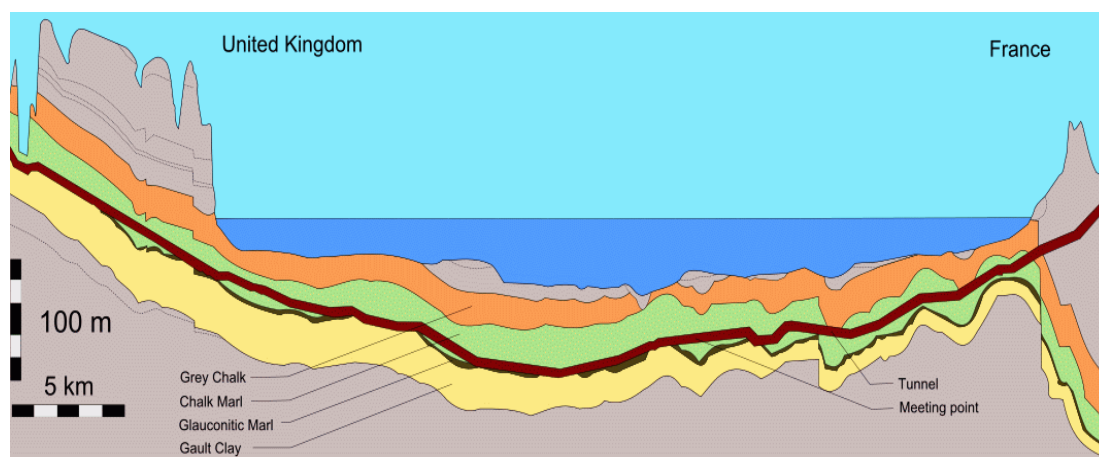


Рис. 187. Схема Євротунелю

Дуже суттєві зміни рельєфу земної поверхні виникають при створенні різноманітних **гідротехнічних** об'єктів (дамб, насипів, ліній підземного дренажу), які споруджуються з метою отримання дешевої електроенергії, для потреб меліорації, регулювання стоку річкових вод, боротьби з селями тощо (рис. 188).



Рис. 188. Гребля Дніпрогесу

Велика геоморфологічна робота здійснюється при будівництві **каналів**, які з'єднують окремі річкові басейни, проводять воду для сільськогосподарських та інших потреб на відстань у сотні кілометрів або сполучають морські акваторії й океани (рис. 189). На каналах для регулювання рівня води, споруджується значна кількість **шлюзів**.



Рис. 189. Канал у Греції між півостровом Пелопонес і материковою територією

З метою зменшення довжини річок (в інтересах річкового транспорту) та уникнення підмивання берегів люди спрямляють («обрізають») річкові меандри. Так, наприклад, довжина р. Тиса до регулювання становила 1429 км. На ній було випрямлено 112 великих меандр, при цьому річка скоротилась до 977 км. Нахил річкового дна збільшився на 37%. Це, в свою чергу, привело до зростання об'ємів твердого транзитного стоку. Випрямлення русла здійснювалось і на р. Десна, зокрема поблизу с. Воловиця Борзнянського району

Значних розмірів набуло створення людиною водосховищ, які за своїми розмірами можна співставити з природними водоймами. При існуючих темпах створення штучних водоймищ у світі вже через кілька десятиріч їх площа може перевищити площу природних прісних водойм.

25.4. Агрогенні, мілітарні та рекреаційні антропогенні форми рельєфу

Крім двох вище зазначених комплексів антропогенних форм рельєфу, які є найбільшими за масштабами і найбільш яскраво проявляються, можна виділити ще й *агрогенний, мілітарний (військовий), та рекреаційний* комплекси.

Агрогенний комплекс антропогенного рельєфу, який формується внаслідок сільськогосподарської діяльності людини, відзначається значною кількістю та різноманітністю його окремих форм. Так, на Британських островах зустрічаються **лінчети** (англ. «lynchet») – земляні насипи, які утворились на схилах полів, що тривалий час переорювалися. Під дією сили тяжіння ослаблений оранкою ґрунт сповзає по схилу, утворюючи *позитивний лінчет*. З іншого ж боку, ґрунт, рівень якого знижується, формує *негативний лінчет*. Слово лінчет є зменшувальною формою від слова «lunch», яке означає сільськогосподарську терасу. Лінчети характерні для архаїчних польових систем, зокрема, так званих *кельтських полів* (рис. 190).



Рис. 190. Лінчети поблизу Бішопстоуна (Великобританія, графство Уїлшир)

У багатьох країнах (найчастіше у Східній та Південно-Східній Азії) через дефіцит орних земель, для вирощування рису змушені розчищати ліси та створювати **штучні тераси** на схилах гір (рис. 191).



Рис. 191. Рисові поля на терасованих схилах (Таїланд)

Штучні тераси на схилах гір створюються також для закладання виноградників (рис. 192).



Рис. 192. Терасований схил для вирощування винограду

На сільськогосподарських угіддях внаслідок оранки, культивування, дискування висівання та внесення добрив тимчасово формується **мікрогорбкуватий** та **дрібнозападинний** рельєф. При копанні коренеплодів (головним чином буряків та картоплі) виникають неглибокі тимчасові улоговини та мікропаса. Під час розчищення цілих земель та покинутих полів під городи утворюються видовжені **зниження** переважно прямокутної форми (рис. 193). Крім того, на полях, у лісах та луках досить густу мережу створюють **улоговини ґрунтових доріг**, які можуть мати довжину кілька кілометрів і, навіть, більше (рис. 194).



Рис. 193. Окультурена ділянка покинутого поля (західна околиця М. Ніжин)



Рис. 194. Польова дорога

Варто відзначити також, що розвиток тваринництва передбачає наявність у межах сільськогосподарських підприємств таких об'єктів, як **силосні траншеї** (рис. 195), **ями** та **башти**, а також **гноєсховища**. За часів колишнього СРСР такі об'єкти (і не по одному) були практично в кожному колгоспі і радгоспі.



Рис. 195. Силосна траншея

До агрогенного комплексу антропогенного рельєфу належить і такий вид сільськогосподарської діяльності, як облаштування **грядок** на городах та дачних ділянках, а також формування видовжених **мікропасм** (широких меж та вузьких обніжків) між окремими городами (рис. 196).

Слід також пам'ятати, що сільськогосподарська діяльність значною мірою впливає на рельєф опосередковано, посилюючи інтенсивність природних геоморфологічних процесів.



Рис. 196. Грядка

Значно змінює існуючий рельєф земної поверхні спорудження об'єктів **військового** призначення. До них належать оборонні лінії велетенських розмірів, давні фортеці, аеродроми, прикордонні смуги та полігони, на яких проводяться або проводились випробування ядерної зброї, танків, артилерії, бомбометання.

Оборонні лінії великої довжини створювались людьми з давніх давен. Найвідомішими з них є Великий Китайський мур; лінії Мажино, Зіґфрида, Маннергейма, Гінденбурга, Сталіна, Молотова, Салпа та Атлантичний вал.

Великий Китайський мур являє собою низку кам'яних та земляних укріплень у північній частині Китаю, збудованих для захисту країни від набігів кочівників. Перші секції цього укріплення було споруджено у III ст. до н. е., а останні – у XVI ст. н. е. Довжина муру з відгалуженнями становить 8851,9 км. Його розміри на різних ділянках суттєво відрізнялися, а середні параметри мали наступні показники: висота – 7,5 м; висота з зубцями – 9 м, ширина по гребеню – 5,5 м, ширина основи – 6,5 м (рис. 197).



Рис. 197. Великий Китайський мур

Лінія Мажино (названа іменем військового міністра Andre Maginot) – це система французьких укріплень на кордоні з Німеччиною, що будувалась у 1929-1934 роках та удосконалювалась до 1940 р. Її загальна довжина становила близько 400, а ширина – (90-100) км. На будівництво було використано понад 1 млн. тонн бетону і 160 тис. тонн металу. До складу Лінії Мажино входили 39 дотів, 70 бункерів, 500 артилерійських і піхотних блоків, 500 казематів, а також бліндажі та пункти спостереження (рис. 198).



Рис. 198. Схема лінії Мажино

Систему укріплень збудованих у 1936-1940 роках на заході Німеччини називають **лінією Зігфріда** (Siegfriedstellung, Westwall – Західний вал). Вона має довжину близько 630 км і ширину 35-100 км. У складі лінії Зігфріда налічувалось 16 тисяч фортифікаційних споруд (**фортів, бліндажів, дотів, дзотів, окопів, траншей** тощо) (рис. 199).



Рис. 199. Схема ліній Зігфріда та Мажино

Лінія Маннергейма – це комплекс оборонних споруд між Фінською затокою та Ладозьким озером, створений у 1920-1930-ті роки ХХ ст. на фінській частині Карельського перешийку для стримування наступу з боку колишнього СРСР. Вона включала три смуги оборони довжиною 132-135 км і шириною до 90 км. Для будівництва цієї оборонної лінії використали 14 520 м³ бетону. Тут було багато **протитанкових надовбів** («зубів дракона») – вкопаних у землю рядами у певному порядку гранітних та бетонних брил (рис. 200, 201).



Рис. 200. Схема лінії Маннергейма



Рис. 201. Гранітні надовби на лінії Маннергейма

Оборонну лінію **Гінденбурга** було збудовано німцями на північному сході Франції взимку 1916-1917 років. Вона складалася з п'яти частин і простягалась на 160 км від м. Ланс до міста Суассон. Тут було багато траншей, окопів та бліндажів.

Лінія Сталіна – це система укріплень на «старому» (до 1939 року) кордоні колишнього СРСР. Простягалась вона від Карельського перешийку до Чорного моря на заході країни та від Благовіщенська до Владивостока на сході. Складалась з укріпрайонів, що включали велику кількість дотів, дзотів та інших оборонних споруд (рис. 202).



Рис. 202. Схема лінії Сталіна з номерами укріпрайонів.

Лінія Молотова являла собою систему укріплень, збудованих колишнім СРСР у 1940-1941 роках на західному кордоні, після приєднання країн Балтії, Західної України і Білорусі та Бессарабії. Вона складалася з 13 укріпрайонів і налічувала близько 2500 залізобетонних споруд (рис. 203).

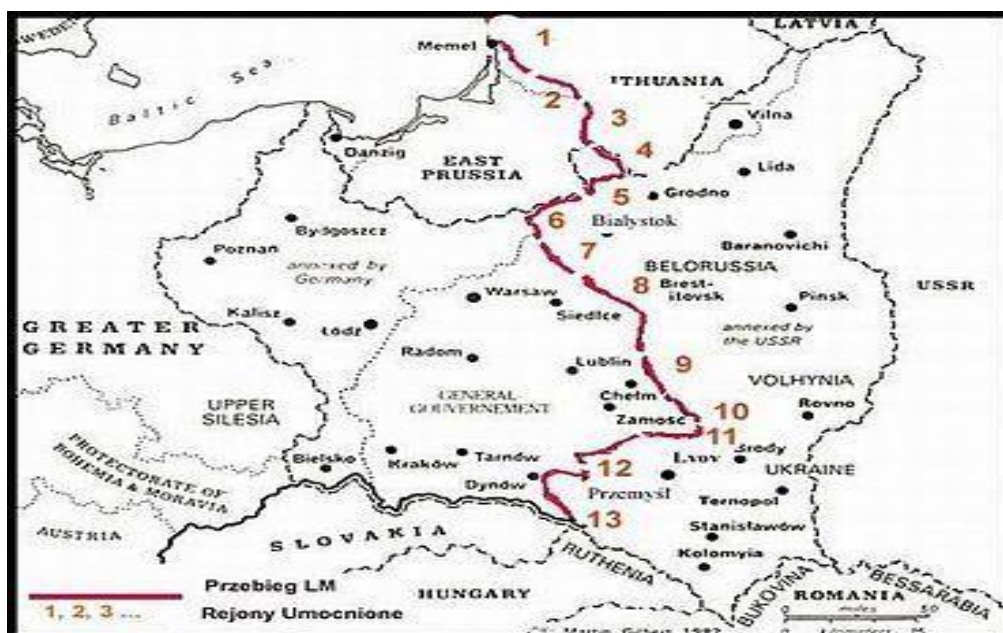


Рис. 203. Лінія Молотова з номерами укріпрайонів.

Лінія Салпа (фін. «salpa» – затвор або засув) – це система фортифікаційних споруд довжиною 1200 км (від Фінської затоки до міста Петсамо). Вона збудована Фінляндією після «зимової війни» протягом періоду осені 1940 – 1941 року та в 1944 році. Тут налічується 728 бетонних споруд, 225 км протитанкових надобвбів («зубів дракона»), 130 км протитанкових ровів, 350 км різноманітних траншей, 3000 дзотів, 254 кулеподібних бункерів тощо (рис. 204).



Рис. 204. Схема лінії Салпа

Систему німецьких укріплень під назвою **Атлантичний вал** загальною довжиною понад 5000 км планувалось збудувати Німеччиною після розгрому Франції у 1940 році. Вона мала пройти вздовж європейського узбережжя Атлантики від півночі Норвегії до франко-іспанського кордону (рис. 205).

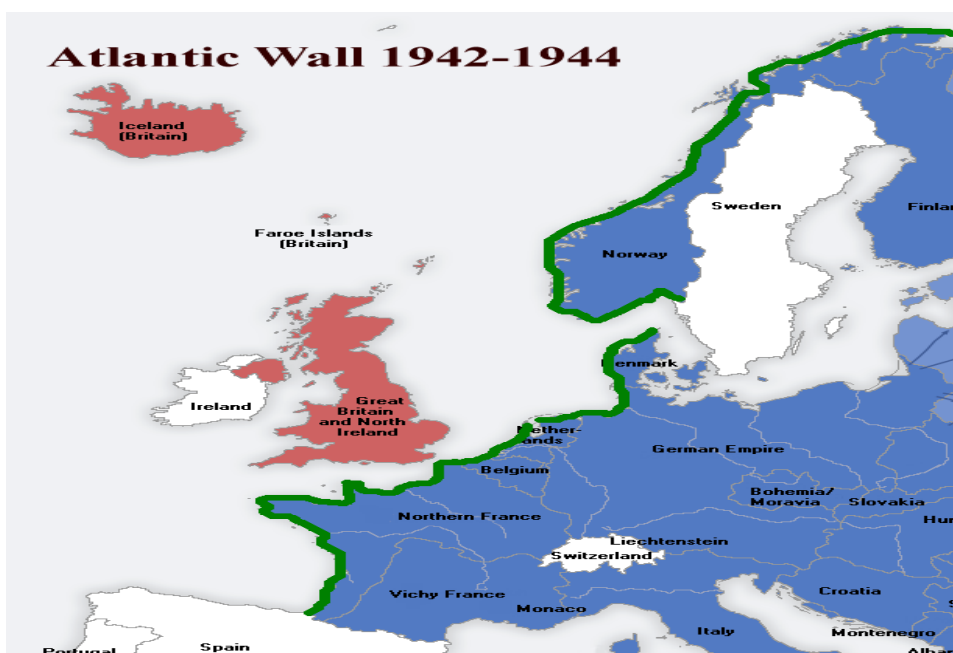


Рис. 205. Лінія «Атлантичного валу»

Будівництво було розраховано на 8 років. Активні будівельні роботи розпочались лише в 1942 році. Станом на 1943 рік було виконано лише 20% робіт. Тут було споруджено залізобетонні укріплення (форти, доти, дзоти) для розміщення кулеметів та гармат, викопано сотні кілометрів траншей. На самих узбережжях проводилось мінування та встановлювались бетонні надовби, а у воді – підводні загородження та міни.

З метою захисту від можливої агресії у 2014 році було анонсовано будівництво оборонних споруд вздовж кордону між Україною та Росією, які отримали в народі назву **лінія Коломойського-Порошенка-Яценюка** (рис. 209б).

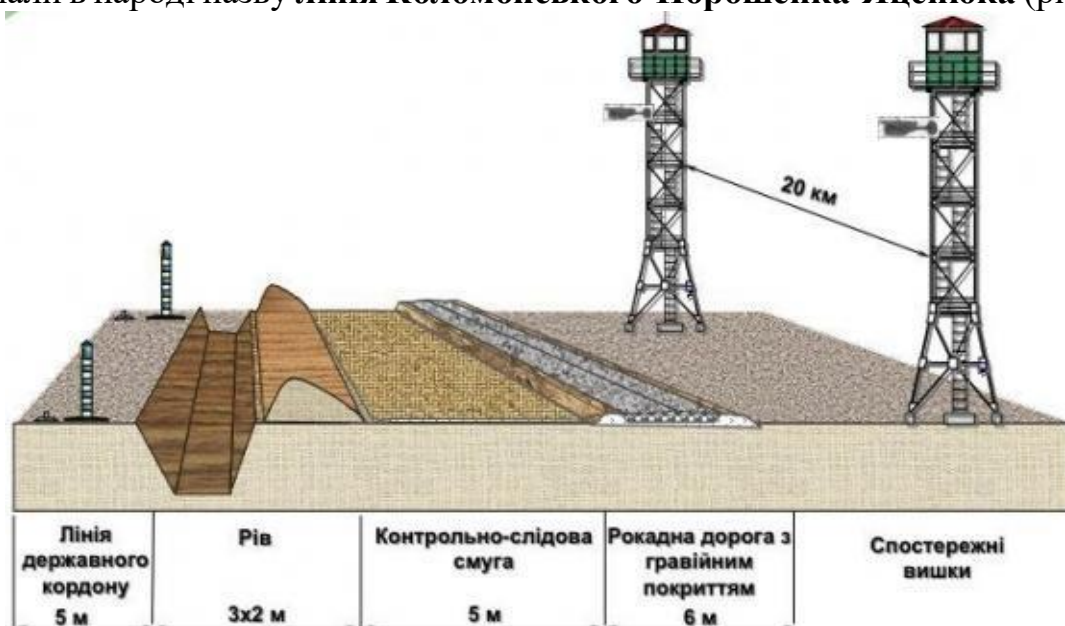


Рис. 206. Проект укріплень сухопутної ділянки кордону по території Чернігівської, Сумської та Харківської областей.

Необхідно відзначити також, що з метою захисту окремих поселень у багатьох районах планети, особливо у Середні віки, зводились фортеці та замки, які оточувались оборонними земляними валами та ровами і часто мали досить довгу мережу підземних ходів (рис. 207).



Рис. 207. Замок у Кам'янці-Подільському

У XVIII-XIX століттях для захисту позицій артилерії в якості фортифікаційних споруд використовувались **габіони** (фр. «gabion» – «велика клітка»). Це були укріплення, що склалися з плетених кошиків, які щільно набивались землею і встановлювались навколо гармат для затримки куль, картеці та ядер противника. На початку XX ст. така форма фортифікації «виродилась» у мішки з піском навколо кулеметних гнізд, а наприкінці XXI ст. знову відродилась у вигляді «Бастіонів Хеско» («HESCO Bastion» – нава британської компанії, що їх

розробила у 1980-х роках ХХ ст.). «Бастіони Хеско» складаються зі сталевих дротів та мішків з міцної тканини, які заповнюються піском або ґрунтом (найчастіше за допомогою навантажувача). Зокрема, війська НАТО використовують їх для захисту своїх баз (найчастіше в Іраку та Афганістані) від обстрілів. За необхідності, такі споруди довжиною кілька сотень метрів можуть бути розгорнуті та підготовлені до заповнення за лічені хвилини. Великий об'єм, міцна конструкція та швидкість наповнення робить «Бастіони Хеско» досить надійними та практичними (рис. 208). Але термін існування таких форм мілітарного рельєфу дуже короткий.



Рис. 208. «Бастіон Хеско»

На військових полігонах внаслідок розриву снарядів, бомбометання тощо формуються поверхні, які сміливо можна називати «**мілітарним бедлендом**». Під час сухопутних випробувань ядерної зброї на земній поверхні утворюються **улоговини** великого розміру. Наприклад, улоговина «атомного» озера, яка утворилась на Семіпалатинського полігоні в Казахстані внаслідок вибуху 15 грудня 1965 року, має діаметр 500 м і глибину 80м (рис. 209).



Рис. 209. «Атомне озеро»

Серйозний відбиток на земну поверхню накладають **військові** дії. Так, на території колишнього СРСР, де проходили бої під час другої світової війни, до нашого часу досить добре збереглися **протитанкові рови, окопи, траншеї, воронки** від снарядів та бомб. В наслідок інтенсивних килимових бомбардувань В'єтнаму авіацією США утворились обширні площі **«мілітарного бедленду»**, де нараховується близько 30 млн. воронок глибиною 6- 9 м (рис. 210).



Рис. 210. Місце килимового бомбардування (В'єтнам)

Крім того, у В'єтнамі з метою захисту солдатів від американської артилерії та авіації було споруджено мережі підземних комунікацій, найвідомішими серед яких є тунелі «Ку Чі».

На жаль, в Україні під час збройної агресії росії утворилось багато ліжок і, навіть, уловин. Особливо «значний внесок» у формування мілітарного рельєфу зробила реактивна та польова артилерія, ракетні та бомбові удари.

Рекреаційні форми антропогенного рельєфу, як правило, розміщуються у місцях масового відпочинку людей або пов'язані з відпочинком людей. До них належать різної форми об'єкти, що виникли внаслідок планування територій садів і парків (**японські** та **англійські** сади та парки тощо), різноманітні споруди у парках та скверах, спеціальні **туристичні доріжки** та **стежки** в лісах і горах, насипні та намівні **пляжі** і **бунгало** в затоках, **штучні тераси** (часто створені з використанням габіонів) та **палацово-паркові комплекси, гірськолижні туристичні комплекси, підйомники та траси** тощо.

З рекреаційною метою використовуються також рекультивовані кар'єри та шахти (наприклад, Ботанічний сад «Eden» у Великобританії, соляна шахта «Велічка» у Польщі) (рис. 211), а також спеціально створені об'єкти, які присвячені певній історичній, фольклорній чи релігійній тематиці (наприклад, «Міст Мойсея» у Нідерландах) (рис. 212).

- дефляції, коразії і переміщення еолових відкладів та форм,
- абразивно-аккумулятивної діяльності в береговій зоні,
- карстових та суфозійних процесів,
- термокарстових явищ,
- зсувів та лавин на схилах.

Антропогенне збільшення інтенсивності природних процесів виразилось зокрема в появі в географічній літературі понять «прискорена денудація» та «прискорена ерозія ґрунтів». Саме завдяки останній, викликаній посиленням та багатовіковим розорюванням земель, відбувається прогресуюче зменшення площ, придатних для землеробства. За останнє сторіччя на нашій планеті було зазнало ерозії близько 2 млрд га поверхні суходолу – це майже третина всіх земель що обробляються. Середня швидкість ерозії оброблюваних земель перевищує 3 тис. га за добу.

В значній мірі ерозія ґрунту відбувається при сильних бурях, які отримали назву пилових. Потужна пилова буря, яка пронеслась у травні 1934 р над північними штатами США, згубила 45 млн. га орних земель. Вітер виніс звідси 300 млн. т. органо-мінеральних речовин.

Крім вітрової ерозії, велику руйнівну роботу виконує водна ерозія, яка щорічно знищує біля 3 млн. га. родючих орних земель. На відміну від вітрової, водна ерозія має не тільки площинне, але й глибинне поширення і сприяє утворенню *ярів і балок* (рис. 213).

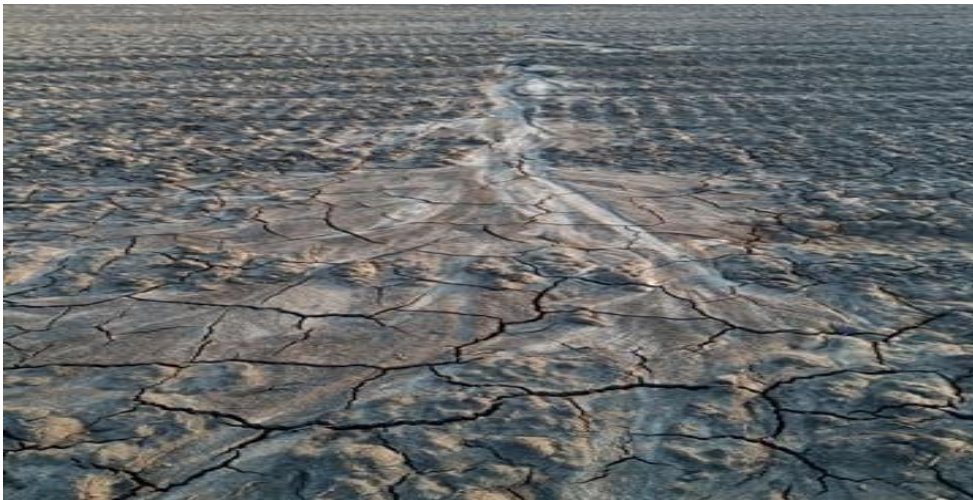


Рис. 213. Активізація лінійної ерозії внаслідок сільськогосподарської діяльності людини

Зараз не підлягає сумніву той факт, що більша частина ярів і балок утворилась в історичний час, завдяки інтенсивному використанню мало зручних для обробітку земель без дотримання правил агротехніки. При прокладанні доріг на схилах, внаслідок порушення ґрунтового рослинного покриву, створюються умови для виникнення *улоговин, ерозійних борозен, вимоїн, ярів та гравітаційних процесів*. Непомірний випас худоби може привести до зникнення луків та утворення на їх місці *пустель і напівпустель*. Саме з цієї причини виникли рухомі піски у Прикаспійських степах. Утворення найбільшої пустелі світу Сахари також пов'язують з непомірним землеробством та скотарством, які привели до ерозії ґрунтового покриву колись родючої території. Нерегульований випас худоби на

гіських схилах часто є причиною утворення дуже сильних *селевих потоків*.

Велике гідротехнічне будівництво на річках і створення водосховищ викликає значну переробку їх берегів, де посилюється *абразія, зсувні процеси, осипи та обвали* схилів, що підмиваються (рис. 214).



Рис. 214. Абразія на Кременчуцькому водосховищі

Для захисту русел річок, особливо у горах та передгір'ях, використовують габіони (фр. «gabion» – «велика клітка») – це, як зазначалося вище, конструкції зі сталевого дроту та мішків з міцної тканини, які заповнюються піском або ґрунтом. У руслах гірських річок (наприклад, у Карпатах) формують штучні водоспади з дерев'яних колод, які покращують насичення води киснем та, відповідно, створюють сприятливі умови для розмноження та розвитку флори.

З надмірним використанням води для зрошення, пов'язане утворення засолених і сухих улоговин та, навіть, пустельних просторів («Аралкумів») на території, яку колись займало Аральське озеро (рис. 215).



Рис. 215. А- територія зайнята Аралом у вересні 1989р.,
Б – територія зайнята Аралом у жовтні 2008р.

Порушення температурного режиму верхніх горизонтів земної кори внаслідок вирубування лісів, розорювання та прокладання комунікацій у районах розвитку багаторічної мерзлоти є причиною утворення *термокарстових западин, лійок, провалів, чаш танення* тощо.

25.6. Проблеми охорони та раціонального використання рельєфу

Діяльність людини, як нового геоморфологічного чинника є очевидною. Не дивлячись на те, що люди розуміють негативний вплив своєї діяльності на довкілля і докладають немало зусиль для захисту природи від небажаних наслідків, все ж її непередбачуваність викликає справедливу й обґрунтовану тривогу. Необхідно не тільки константувати нові факти втручання та виправляти ту шкоду, якої завдає природі господарська діяльність, але і вести комплексне і фундаментальне вивчення цієї діяльності та її наслідків. І недарма в програмах охорони природи та раціонального природокористування питання раціонального використання рельєфу займає одне з чільних місць.

Уже зараз поряд з негативними наслідками прямого та непрямого антропогенного впливу мають місце і приклади раціонального природокористування, при якому втрати природного потенціалу ресурсів або штучно поповнюються, або зводяться до розумного мінімуму. Так, правильні прийоми обробітку земель (сівозміни, узгоджена з морфологією поверхні контурна оранка, внесення добрив тощо) не тільки зменшують втрати ґрунтів від ерозії, але можуть і покращити їх родючість, зробити більш стійкими до впливу як антропогенних, так і до природних процесів.

Розраховане на основі точного знання процесів абразії і транспортування матеріалу в береговій зоні додавання в потік прибережних наносів певного об'єму кам'яного або піщаного матеріалу не тільки зупиняє розмив берегів, але і створює штучні пляжі.

Проте у більшості випадків геоморфологи змушені займатись проблемами боротьби з наслідками нераціонального використання природних ресурсів. Одним із видів відновлення природного ландшафту, порушеного техногенезом є **рекультивация** – (лат. «re» – префікс, що означає відновлення або повторну дію і «cultivo» – обробляю), що являє собою систему гірничотехнічних, агротехнічних та ін. заходів, які дозволяють відновити продуктивність, порушених внаслідок діяльності людини, земель, або використовувати ці землі для різних народногосподарських цілей, зберігаючи при цьому природний ландшафт.

Розрізняють *гірничо-технічну*, *біологічну* та *будівельну* рекультивация. Перша полягає в попередній підготовці порушених територій для цільового використання. Сюди входять роботи з вирівнювання або планування поверхні, покриття її шаром ґрунту, проведення необхідних меліоративних заходів, а також попереджувальні інженерно-геологічні роботи. Наступна стадія відновлення земель (біологічна рекультивация) полягає у формуванні на раніше порушених ділянках землі пасовищ, садів, лісів, орних земель, водойм для розведення риби тощо. Завершальна стадія – це будівельна рекультивация. Під нею розуміють створення нових промислових та житлових районів або зон відпочинку.

Геоморфологи також займаються розробкою прийомів і методів захисту населення та господарства від стихійних і антропогенно збуджених геоморфологічних процесів: *зсувів, ерозії, абразії, лавиноутворення, селів, термокарстових просідань* та ін. Всі ці проблеми розглядає **екологічна геоморфологія**.

26. БІОГЕННА МОРФОСКУЛЬПТУРА

26.1. *Поняття про біогенний рельєф*

Біота, являючи собою поєднання надзвичайно різноманітних організмів з усіх біологічних царств (мікроорганізмів, рослин, грибів і тварин), є важливим агентом рельєфотворення. Під біогенним рельєфотворенням розуміють комплекс процесів, які виникають внаслідок життєдіяльності організмів. Вони перетворюють існуючий рельєф Землі і формують нові нерівності різних масштабів (від піко- до макроформ).

Таким чином, **біогенним рельєфом** слід вважати сукупність форм рельєфу земної поверхні, які утворилися внаслідок життєдіяльності організмів.

Біогенний чинник рельєфоутворення діє майже повсюдно на земній кулі і вже тому відіграє величезну роль у формуванні її поверхні. До біогенних форм рельєфу відносять ті, що безпосередньо створені живими організмами або утворюються в результаті накопичення продуктів *метаболізму* (гр. «μεταβολή» – перетворення, зміни або обміну речовин) або ж некромаси ((гр. «νεκρός» – мертвий) відмерлої маси). **Фітогенні** форми створені за рахунок життєдіяльності рослин, а **зоогенні** відповідно – за рахунок діяльності тварин.

Біота впливає на рельєф земної поверхні як безпосередньо (біота – агент рельєфоутворення), так і опосередковано (біота – умова рельєфоутворення), змінюючи швидкості абіогенних геоморфологічних процесів (схилкових, флювіальних, еолових тощо), аж до їх блокування або, навпаки, ініціювання. При цьому в багатьох випадках непрямий вплив має значно більше значення для рельєфоутворення. Так, нерідко зміни в рослинному покриві території можуть привести до зміни швидкостей процесів на два- три порядки, або ж до зміни спектра основних діючих геоморфологічних процесів. Біогенний чинник впливав на рельєф земної поверхні прямо чи опосередковано, принаймні, протягом 4 млрд. років, тобто майже протягом всієї геологічної історії Землі. При цьому роль біогенного чинника в ході еволюції біоти постійно зростала.

Найважливішим механізмом участі організмів у формуванні осадового шару літосфери і рельєфу її поверхні в геологічній історії стало **органогенне осадонакопичення**. Слід підкреслити, що органогенне осадконакопичення як в океані, так і на континентах одночасно було і перетворенням рельєфу, оскільки в процесі накопичення органічних порід змінюються і абсолютні позначки земної поверхні. Наприклад, тільки у Світовому океані щорічно осідає близько 1,8 млрд. т. органогенного матеріалу. Більше становить лише твердий річковий стік. Взагалі ж еволюція біоти забезпечила створення колосальних обсягів речовини осадового шару. Сумарні запаси органогенних порід становлять не менше 15% його маси, а з урахуванням фотосинтетичного кисню і розсіяної органогенної речовини – до 70%. Організми відповідальні також за утворення більше **сорока видів** мінералів (їх ще називають **біомінералами**).

Ще однією **важливою** функцією біоти в рельєфоутворенні є її активна участь у **гіпергенезі** (біологічному (біогенному) гіпергенезі). В низьких широтах гумінові кислоти, що утворюються внаслідок розпаду органічних мас, багато в чому зумовлюють інтенсивність тропічного карсту (біохімічний вплив), а обсяги переробки ґрунтів хробаками в лісах і степах помірного поясу становлять від 50 до

380 т/га на рік (*біомеханічний вплив*). При цьому ходи хробаків, а також корені рослин, сприяють не тільки зміні розміру частинок у поверхневому шарі осадових порід, але й переведенню частини поверхневого стоку води в підземний. Це значною мірою визначає режим аерації та зволоження ґрунтів, а нерідко й активізує суфозійні процеси.

Взагалі роль **біоти** в ґрунтоутворенні є **визначальною**: формування ґрунту неможливе без наявності біомаси (в першу чергу, фітомаси), причому процес ґрунтоутворення поєднує в собі риси органогенної акумуляції та гіпергенезу (особливо біогіпергенезу).

Важливу непряму роль в рельєфоутворенні відігравала біота і протягом геологічної історії нашої планети. Вона, наприклад, істотно змінювала хімічний склад атмосфери, в результаті чого змінювалися умови гіпергенезу на земній поверхні. Крім того, еволюція біоти значною мірою визначила фізико-хімічні властивості поверхневого субстрату і особливості сучасного морфолітогенезу на великих площах суходолу. Так, не менше 14% площі суходолу складено органогенними карбонатами, що нерідко стають ареною розвитку карстових процесів і явищ.

Принаймні на 15% суходолу біогенне рельєфоутворення є провідним геоморфологічним процесом. Нині в межах суходолу майже повсюдно поширені біогенні форми різних розмірів: від піко-, нано- та мікроформ до макроформ. Їх щільність – десятки і сотні шт/га, а загальна кількість на планеті оцінюється у декілька мільярдів. Переважна більшість біогенних форм мають порівняно невеликі розміри (рівня піко-, нано- та мікроформ), але існують і досить великі форми. Найбільшою біогенною формою є знаменитий Великий Бар'єрний риф біля північно-східного узбережжя Австралії, довжина якого перевищує 2200 км.

Багато біогенних мікро-, нано- і пікоформ мають коротку тривалість існування (від кількох днів – до декількох місяців), хоча найбільші з них можуть зберігатися від 2-3 років до сотень і, навіть, кількох тисяч років. Найбільш великі реліктові форми (коралові і моховаткові рифи) у ряді випадків зберігаються в рельєфі сотні мільйонів років.

26.2. Зональність та періодичність біогенного рельєфотворення

Біогенний рельєф підпорядковується **географічній зональності**, що проявляється як у складі біогенних форм, так і в масштабах рельєфотвірної діяльності тварин і рослин у різних природних зонах.

Так, у **полярних** і **аридних** областях значення біогенного чинника в рельєфотворенні мінімальне і зводиться головним чином до біогіпергенезу. В **тундрі** важливу роль відіграє болотне рельєфотворення і ріюча діяльність лемінгів. У **лісовій** зоні помірного поясу широко розвинені болотні і боброві комплекси, вітровальні форми рельєфу, зоогенний нано-та пікорельєф (кротовини; мурашники; нори гризунів комахта хробаків тощо). В **степях** досить часто визначальну роль у рельєфотворенні відіграють гризуни (хом'яки, ховрахи, байбаки тощо), які створюють додатні (насипи –

«бутани») та від'ємні (нори) форми рельєфу, а також комахоїдні та комахи. Велика їх роль і в рельєфотворенні у межах **напівпустель**. В **саванах** у багатьох

випадках на особливості рельєфу поверхні впливають терміти. Тут спостерігається досить значна кількість термітників. Окремі з них мають великі розміри (до 10 і, навіть, більше метрів). У вологих лісах *помірних* широт значну роль у формуванні рельєфу відіграють вітровали, а також процеси болотного рельєфотворення, формування очеретяних берегів та біохімічний гіпергенез. У *тропічних* і *екваторіальних* областях у підводному середовищі є сприятливі умови для формування коралових рифів, а на припливно-відпливних узбережжях – мангрових берегів.

Географічна зональність досить чітко простежується і в інтенсивності переробки поверхневого субстрату організмами. *Фітогенна переробка* тісно корелює з розподілом біомаси, а *зоогенна* корелює з останньою (крім територій пустель). Сумарний прямий вплив тварин на рельєф у більшості випадків виявляється більш значимим, ніж вплив рослин. Виняток становлять лише болотні комплекси та ділянки вітровалів у лісах. В цілому ж у *лісовій зоні* помірного поясу (поза ареалом поширення багаторічно мерзлих гірських порід) інтенсивність переробки поверхневого субстрату зі створенням специфічних форм нано- та мікрорельєфу (без урахування діяльності хробаків, які формують пікорельєф) становить зазвичай десятки, а іноді й сотні тонн з 1 га на рік. У *степях, напівпустелях* і в *тундрі* ці показники становлять сотні, рідше – до 1000 т з 1 га в рік. В *саванах*, де має місце досить значна діяльність термітів, сумарні величини біопереробки зазвичай не перевищують десятків тон з 1 га в рік. У *вологих екваторіальних лісах* обсяги біопереробки відносно невеликі (кілька тон з 1 га на рік). Мінімальні значення інтенсивності переробки поверхневого субстрату організмами характерні для екстрааридних і, особливо, полярних пустель.

Що стосується непрямого впливу біоти на рельєф, то значення рослинності тут набагато більш суттєве, ніж предстанків тваринного світу. Визначальну роль у ньому відіграють захисні властивості рослинного покриву, який сприяє *уповільненню* геоморфологічних процесів. Непрямий же вплив тваринного світу найчастіше призводить до *активізації* геоморфологічних процесів.

Крім зональності, для процесів біогенного рельєфотворення характерна *періодичність*. Вона має різноманітну ієрархічність – циклічність різних часових рівнів (від внутрішньодобового до такого, що складає мільйони років), які накладаються один на одного.

Цикли вищого рівня, тривалістю десятки і, навіть, сотні мільйонів років характеризуються періодичними змінами поширення біоти, її біомаси та режиму функціонування. Вони накладаються на практично незворотні еволюційні зміни, пов'язані з поступовою трансформацією органічного світу на протязі, як мінімум, фанерозою. Внаслідок еволюції біоти поступово відбувалися й зміни умов рельєфотворення (складу атмосфери, ґрунтового покриву тощо). Зміна рослинності була однією з важливих причин циклічності розвитку річкових долин. Наприклад, чергування епох переважаючого врізання або переважаючої акумуляції річкових долин протягом неоген-четвертинного часу значною мірою викликана саме зміною рослинності.

Періодичні зміни процесів рельєфотворення під впливом *коливань зональності рослинності та тваринного світу* відбуваються і протягом досить

коротких термінів (сотень і десятків років). Відомі зміни рослинності у різних природних зонах, які мають тривалість окремих фаз у десятки років. У тих випадках, коли вони відбуваються на схилах. Відповідно змінюється й швидкість силових процесів.

Зміни ареалів існування окремих видів тварин зумовлюють і зміни ареалів численних зоогенних мікро-, нано- та пікоформ. Наприклад, внаслідок періодичного зростання чисельності лемінгових колоній та їх міграції по тундрі, змінюється й кількість та розташування пов'язаних з ними мікро- та наноформ рельєфу. Подібні цикли біогенного впливу на рельєф характерні й для інших видів гризунів.

Чітко прослідковується також і *короткотермінова періодичність*, пов'язана з сезонними коливаннями у вегетативній діяльності рослин та активності тварин. Наприклад, пік ріючої активності кротів у зоні мішаних лісів припадає на весну та осінь, а мишоподібних гризунів у більшості степових районів – на осінь. Активізація ерозійних та деяких схилових процесів у межах вологого помірного та субекваторіального клімату відзначається на протязі весняних місяців. Це пов'язано зі слабким розвитком рослинності в цей час.

Варто відзначити також, що в режимі біогенного морфолітогенезу мають прояв і *добові коливання* у життєвому циклі біоти. Наприклад, сутінковий спосіб життя тварин у аридних областях впливає на їх ріючу діяльність.

Необхідно підкреслити, що періодичність процесів біогенного рельєфоутворення тісно пов'язана з періодичністю функціонування біоценозів різних рівнів в цілому. З періодичністю різного рівня у розвитку біоти і, відповідно, в біогенному морфолітогенезі тісно пов'язана динаміка формування біогенних форм рельєфу, а в багатьох випадках – і тривалість їх існування.

Біогенний морфолітогенез відіграє важливу роль у сучасному рельєфотворенні та балансі речовини на континентах на різних *ієрархічних рівнях* – локальному, регіональному, глобальному і планетарному. Найбільш інтенсивну участь у балансі речовини організми беруть *на локальному рівні*. Тут переробка організмами поверхневого субстрату за масштабами цілком порівнювана з діяльністю флювіальних, схилових та інших процесів. Необхідно лише зазначити, що за дальністю транспортування матеріалу організми значно поступаються названим процесам. *На регіональному рівні* біота (в першу чергу рослинність) сприяє відносному збагачення речовиною природних зон з багатою фітомасою (більшість лісових зон). При цьому денудація з континентів у безлісних зонах приблизно в чотири-п'ять разів інтенсивніша, ніж у лісових. *На глобальному рівні* біота бере активну участь у обміні речовиною між материками та океанами. *На планетарному рівні* саме біогенний чинник починаючи з архею забезпечує збагачення маси земної кори твердою речовиною. Це здійснюється за рахунок фотосинтезу і подальшого органогенного накопичення осадів.

Загалом, можна стверджувати, що поряд з геолого-геохімічною та екологічною функціями у розвитку географічної оболонки, біота активно формує та перетворює рельєф земної поверхні.

26.3. Фітогенний рельєф

До фітогенного рельєфу належать нерівності поверхні суходолу, що виникли завдяки рельєфотвірній діяльності рослин. Вони поділяються на **аккумулятивні** й **денудаційні** в залежності від особливостей виникнення, а за розміром мають ранг піко-, нано-, мікро- та, значно рідше, мезорельєфу. Серед них досить значне поширення мають фітогенні береги – **мангрові** та **очеретяні** (рис. 216, 217). Перші виникають у тропічних широтах під впливом мангрової рослинності, а другі формуються у більш високих широтах. Слід також відзначити, що у помірних кліматичних умовах має місце формування торф'яних **маршевих (ваттових)** берегів (рис. 218).



Рис. 216. Мангровий берег

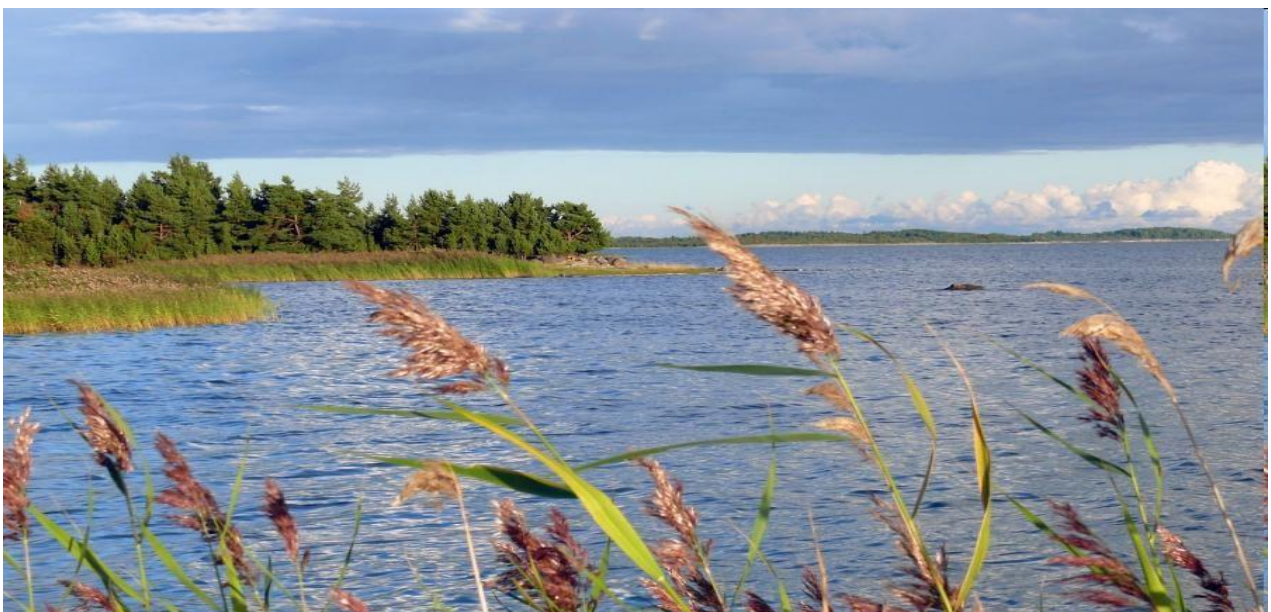


Рис. 217. Очеретяний берег



Рис. 218. Маршевий берег

На континентах найбільшими існуючими нині формами фітогенного рельєфу є **болотні комплекси**, що займають понад 3.5 млн. км² площі сходолу (рис. 219).



Рис. 219. Погорбована ділянка болота

Дуже наочно на болотах проявляється рельєфотвірна роль торфонакопичення. Особливо це стосується великих верхових боліт, де основним торфоутворювачем є мох-сфагнум. В процесі розвитку верхових боліт у них формується опуклий поперечний профіль (у центральній частині боліт сфагнум зростає більш інтенсивно і торф накопичується швидше). З часом перепад висот між центральною і периферійною частинами болотного комплексу може досягати кількох метрів, а іноді (на великих болотах) різниця висот досягає 10 м.

Низинні ж болота характеризуються увігнутим профілем поверхні, що у зглаженому вигляді повторює профіль ложа зниження, яке зайняте болотом. Важливою геоморфологічною роллю торфонакопичення в таких болотах є зменшення в результаті цього процесу глибини знижень, аж до їх вирівнювання.

При нерівній поверхні боліт та нерівномірному наростанні сфагнуму утворюються окремі локальні підвищення (горбочки, пасма), а в місцях розриву

торф'яної маси формуються зниження (мочажини) або утворюються вікна відкритої води. Пасма та мочажини мають витягнуту форму і розташовуються майже перпендикулярно до напрямку стоку поверхневих вод формуючи **пасмово-мочажинне** болото. Там де ухил поверхні не виражений (у центрі болотного масиву), **пасмово-мочажинне** болото змінюється **пасмово-мочажинно-озерковим** (рис. 220).



Рис. 220. Пасмово-мочажинно-озеркове болото

У межах болотних комплексів зустрічаються також більш дрібні форми фітогенного рельєфу, що значно ускладнюють їх поверхню – **торф'яні горби** (рис. 221) та **купини**. Перші належать до мікроформ рельєфу за розміром і характерні головним чином для боліт Західного Сибіру, північних районів Канади та Аляски, а другі – взагалі є найбільш численними наноформами фітогенного рельєфу на болотах.



Рис. 221. Торф'яні горби

Формуються болотні купини в силу різноманітних причин (мерзлотних процесів, ерозії, під впливом витоπτування поверхні тваринами тощо), але в більшості випадків являють собою результат саморозвитку органогенних процесів

у межах боліт. Діаметр болотних купин найчастіше становить 0,2-0,5 м, а висота – 0,3-0,7 м (рис. 222). Їх щільність зазвичай коливається в межах 1-5 подібних форм рельєфу на 1 м². Іноді купини розташовуються так близько одна біля одної, що складається враження, ніби ділянка земної поверхні вкрита стьобаною ковдрою. Слід пам'ятати, що крім боліт, купини ще зустрічаються і на ділянках зайнятих лучною рослинністю, але їх кількість і щільність там значно менша ніж на болотах.



Рис. 222. Болотні купини

Досить значну роль у формуванні морфоскульптури поверхні відіграє фітогенне рельєфотворення в межах лісів. Широко розповсюдженими в лісах формами мікро-і нанорельєфу є **вивороти**. Падаючи в результаті вітровалу або внаслідок вікових причин дерева корінням захоплюють поверхневий шар ґрунту і на місці кореневої системи утворюють заглиблення (улоговину, **вітровальну яму**), захоплений ґрунт разом з корінням формує пагорб (**вітровальний горб, земляну стіну**) (рис. 223), а стовбур дерева – **вітровальне пасмо**.



Рис. 223. Вітровальний горб та пасмо

Найбільш висока щільність таких форм спостерігається у рідколіссях після штормових вітрів, особливо на схилах значної крутизни. Розміри і морфологія вітровальних форм рельєфу залежать, в першу чергу, від структури коренових систем деревних рослин. У деяких випадках глибина

ям досягає 3-4 м, діаметр – 7-8 м, а висота горбів – понад 3м. Вітровальні пасма за довжиною відповідають довжині стовбура дерева. Їх висота максимальна у момент падіння дерева і дорівнює показнику діаметра стовбура. Поблизу вітровального горба вона суттєво збільшується і може дорівнювати двом, а інколи й трьом, діаметрам. Тривалість існування вітровальних пасм залежить від періоду розкладання деревини. Вони поступово заростають і просідають, а через 80-100 років взагалі припиняють своє існування.

Слід відзначити також, що кількість вітровальних горбів та улоговин у більшості лісових масивів суттєво перевищує кількість мікропасм. Це викликано тим, що після вітровалу стовбури повалених дерев у багатьох випадках розпилюються і вивозяться, а вивалена коренева частина залишається.

На територіях з домінуванням деревної рослинності постійно зустрічаються **пристовбурові (прикореневі) горби** (підняття, «п'єдестали») (рис. 224), що відокремлюються одне від одного **міжстовбуровими зниженнями**, а також **звивисті мікропасма** утворені коренями дерев (рис. 225). Останні часто стають причиною підняття асфальтного покриття та бетонних плит у паркових зонах, на дорогах та тротуарах у населених пунктах.



Рис. 224. Пристовбурний горб



Рис. 225. Мікропасма, утворені коренями дерев

На галявинах та узліссях часто зустрічаються **мохові горбочки** (основою їх є переважно старі кротовини) (рис. 226) і **дернові нано- горбочки** діаметром від 10 до 30 см та висотою до 15 см (рис. 227).



Рис. 226. Моховий горбочок



Рис. 227. Дернові горбочки

Дернові горбочки (механізм їх утворення і щільність близькі до болотних купин) зустрічаються й на вилучених із сільськогосподарського обробітку полях, але там їх висота найчастіше становить кілька сантиметрів, а діаметр – не перевищує 10-15 см. Крім того, дернові горбочки та мікропаса, висотою до 10 см, формуються також і в межах населених пунктів, особливо чітко вони проявляються у тих місцях, де порушується асфальтний покрив.

У лісових зонах досить часто виникають і такі форми фітогенного рельєфу (хоча мабуть доцільно їх називати флювіально-фітогенними), як **загати** (рис. 228).



Рис. 228. Загата на гірській річці

Це завали, які виникають на мілководних, вузьких або звивистих ділянках русел у результаті скупчення дерев, гілок, кореневищ та сміття, які потрапили до річки. Довжина загат відповідає ширині русла, а висота залежить від глибини водотоку та об'єму матеріалу, що ним переноситься. Вище загат нерідко утворюються досить значні за площею загатні озера.

Формування загат призводить до зміни рельєфу дна річкових долин: розширення заплави, появи нових прируслових мілин, протоків, локальних терас тощо.

В межах лісів зустрічаються також форми рельєфу, які можна назвати фітогенно-антропогенними. Це *горбочки* сформовані пристовбуровими підняттями та пнями спиляних дерев (рис. 229) і дещо рідше – *горби*, основою яких є покинуті стоси дров і купи гілок та хмизу, що залишились після лісозаготівлі.



Рис. 229. Горбик сформований пристовбуровим підняттям та пнем спиляного дерева

Серед фітогенних пікоформ рельєфу у межах територій зайнятих лісами є й такі час існування яких дуже короткий. Це *горбочки*, що утворюють гриби в процесі свого росту.

У безлісних зонах рельєфотвірний вплив рослин значно менший, але й тут зустрічається досить багато фітогенних форм рельєфу.

Так, у *степ*ах (як і на *луках* в лісовій зоні) на відносно зволжених ділянках нерідко зустрічаються *трав'яні купини*, складені відмерлою та живою трав'янистою біомасою, а також *дернові горбочки*. Подібні форми рельєфу зустрічаються також у горах (на території поширення *альпійських луків*).

Досить своєрідні фітогенні, точніше – кріо-фітогенні, форми рельєфу зустрічаються в районах поширення багаторічно мерзлих гірських порід. Це так вані *«дернові рулони»*, описані А.В. Ермаковим ще в 1956 році.

В *аридних* та *семиаридних* (лат. «semi» – напів та «aridus» – сухий) умовах зустрічаються *окпани*, *купаки*, а також *прикущові* та, споріднені з ними, *закущові горби*.

Окпани являють собою вузькі довгі щілини та ями у ґрунті, довжиною від десятків сантиметрів до перших десятків метрів, а інколи й більше. Їх глибина коливається від 0.2 до 1.5 м, а щільність може досягати 700 шт./га. Виникають окпани внаслідок мінералізації відмерлих коренів і похованих стебел тугайної рослинності (переважно лісів взовж річок). З часом, розкладання і мінералізація таких рослинних залишків зумовлюють зменшення їх об'єму, просідання поверхні та утворення вертикальних тріщин.

Специфічними фітогенними формами очеретяних берегів на річках, що пересікають пустельні та напівпустельні простори є *купаки*. Найчастіше вони формуються на мілководних озерах у межах дельт, які швидко заростають очеретом. Його кореневища густо переплітаються між собою і, разом із щорічним опадом стебел, утворюють потужну щільну дернину, яка включає і невелику кількість мулу, що осідає з водної товщі. При відриванні крупних шматків такої дернини утворюються плавучі острови – *купаки*.

Такі різновиди горбиків-кос, як *прикущові* та *закущові горби* є еолово-фітогенними формами рельєфу. Сама назва прямо вказує на участь у їх утворенні вітру та рослин. У більшості випадків, вони являють собою округле в плані підняття, складене дрібноуламковим матеріалом, що переноситься вітром. Висота прикущових та закущових горбів найчастіше становить кілька десятків сантиметрів (рідко до 1 м), а довжина може досягати кілька метрів.

26.4. Зоогенний рельєф

Під терміном *зоогенний рельєф* розуміють нерівності земної поверхні, що виникли в результаті діяльності тварин. В залежності від особливостей формування вони, як і фітогенні, поділяються на *аккумулятивні* або *додатні* (насипи, хатки тварин, горбочки тощо) та *денудаційні* або *від'ємні* (нори, підземні галереї, прогонні стежки тощо). Результати досліджень зоогенного рельєфу у різних регіонах планети дають підстави стверджувати, що багато тварин одночасно створюють як аккумулятивні, так і денудаційні його форми. За розміром зоогенні форми мають ранг піко-, нано-, мікро-, значно рідше, мезо- та інколи (риф)

макрорельєфу. Найбільш добре вивченими є давні зоогенні форми, що утворюються на морських берегах і мілководдях, де вони часто досягають значних розмірів. Це коралові і моховаткові **риффи**. Морфологія рифів різноманітна, але за розташуванням до берегової лінії і зовнішнім виглядом можна виділити чотири основні їх групи: *бар'єрні, берегові, внутрішньоолагуни та атоли*.

Багато морських організмів (каменеточці, піскожили тощо) ведуть активну руйнівну роботу на берегах, в результаті чого швидкість абразії може збільшуватися на порядки. На суходолі нерідко зустрічаються реліктові (давні) субаквальні форми, що знайшли відображення у сучасному рельєфі – коралові і моховаткові рифи. Деякі з них висотою досягають декількох сотень метрів. У Молдові та на українському Поділлі спостерігаються реліктові неогенові атоли і пасма (Товтри) висотою до **30 м** (рис. 230).



Рис. 230. Подільські Товтри

Найбільшим у світі кораловим рифом, більша частина якого нараховує близько 400 000 років, є Великий Бар'єрний. Він включає понад 2900 окремих коралових рифів і 900 островів у Кораловому морі, які простяглися на 2500 км вздовж північно-східного узбережжя Австралії (рис. 231).

До давніх форм зоогенного рельєфу належать також **нори динозаврів**, які являють собою скам'янілі підземні порожнини, а також **місця кладок, викопні гнізда та відбитки слідів динозаврів**.

Нині рельєфотвірну діяльність на суходолі здійснюють плазуни, ссавці, птахи, комахи, черв'яки, краби та ін. На мілководді у тропіках формують рифи корали, а на дні водойм на різній глибині переважно від'ємні форми рельєфу головним чином короткого терміну існування створюють риби, черв'яки, раки та ін.

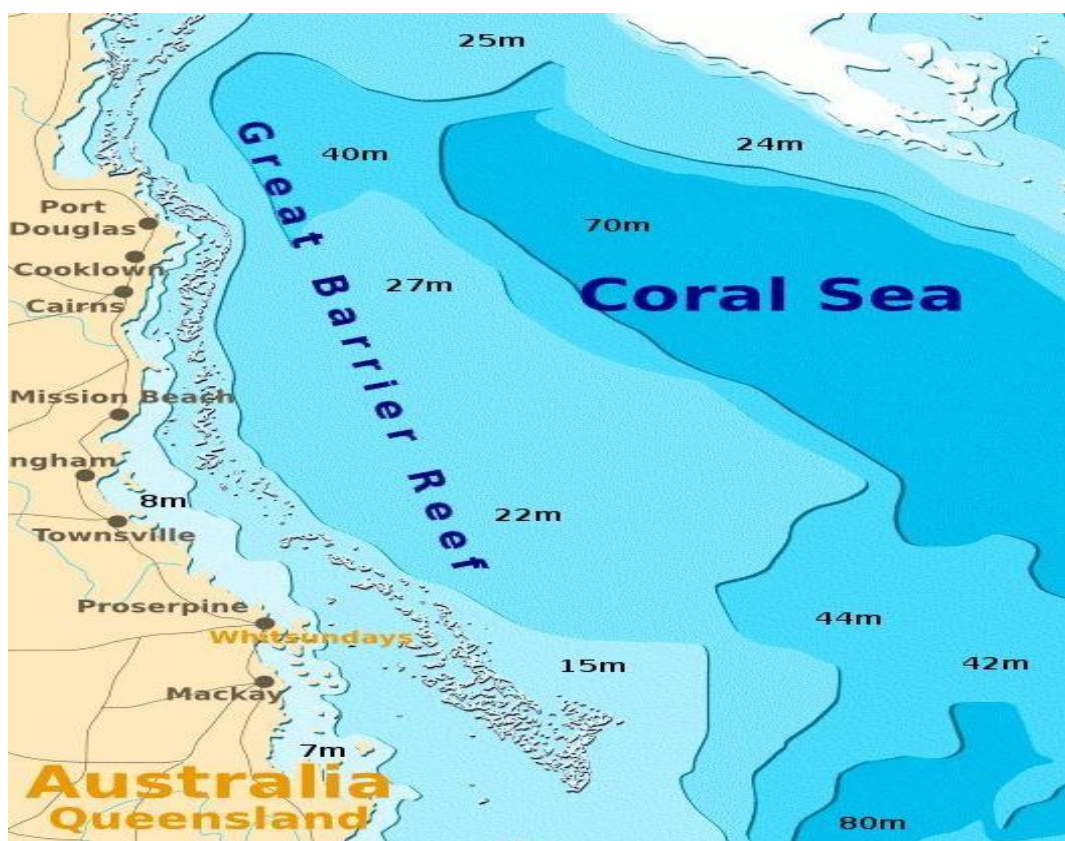


Рис. 231. Великий бар'єрний риф

Серед зоогенних форм, які широко представлені на суходолі, найбільший розмір мають **термітники** та **боброві комплекси**. Найбільш великі і численні термітники зустрічаються в саванах, де їх висота коливається від 3 до 7 м, а діаметр основи – від 5 до 10 м. В окремих випадках, висота термітників може досягати 15 м, а діаметр – 30 м. На деяких ділянках саван щільність термітників досягає 800-1000 шт./га. Такі комплекси називаються **термітниковими саванами** (рис. 232).



Рис. 232. Термітнікова савана

Серед форм рельєфу, створюваних комахами, крім термітників, широке розповсюдження у різних природних зонах (лісах, степах, напівпустелях і саванах) мають мурашники. Вони бувають *земляні*, *опадні* та *опадно-земляні* (рис. 233). Окремі мурашники, особливо опадно-земляні, можуть мати діаметр основи до 6 м і висоту понад 1 м.



Рис. 233. Опадно-земляний мурашник

Значні за масштабами біогенні споруди створюються бобрами в долинах малих та середніх річок. **Боброві зоогенні комплекси** рельєфу нерідко характеризуються досить складною будовою і включають в себе різноманітні власне зоогенні та зоогенно-гідрогенні споруди. Найбільш широко відомі **боброві греблі** (рис. 234).



Рис. 234. Боброва гребля

Довжина бобрових гребель варіює в широких межах. Найчастіше зустрічаються греблі, що мають довжину до 30 м і висоту 1,5-2 м. Найбільші греблі

бувають довжиною 1 км і висотою до 5 м. Створені бобрами водосховища можуть мати ширину до 1 км і довжину до декількох кілометрів.

Іншою складовою бобрових геоморфологічних комплексів є *нори, хатки, нори-тунелі «безпеки»* та *«рятувальні» канали*. За умови, коли береги водойми високі, бобри споруджують собі норні житла, довжина яких досягає 12-15 м. На водоймах з низькими берегами, де неможливо вирити нори, бобри, використовуючи рослинний та глинистий матеріал, будують хатки куполоподібної форми (рис. 235).



Рис. 235. Хатка бобра

Висота хаток може досягати 1-3м, а діаметр – 10-12 м. Нори-тунелі «безпеки» у більшості випадків прямі. Вони ведуть з дна водойми на берег і в окремих випадках їх довжина може перевищувати 12 м. Завдяки норам-тунелям бобри можуть легко ховатися у випадку небезпеки, а в зимовий період, за потреби, використовують їх для виходу на берег за їжею. Від водойми до місця харчування бобри прокопують «рятувальні» канали, по яких у випадку небезпеки мають змогу швидко й непомітно добратися до своєї основної схованки.

При створенні бобрових комплексів нерідко змінюються планові обриси старичних знижень (або формуються нові вторинні русла), нижче греблі утворюються поглиблення в руслі, а на деякій відстані – нові мілини. Внаслідок цього на околицях бобрового комплексу часто підвищується рівень ґрунтових вод, збільшується ступінь оглеєння ґрунтів, зростає частка вологолюбних рослин.

Значно рідше на суходолі зустрічаються й інші досить великі зоогенні форми рельєфу. Так, конусоподібні «*гніздові купи*» джунглевої («сміттевої») курки, що мешкає в Південно-Східній Азії, Океанії та Північній Австралії, досягають висоти 5-6 м і діаметра 12 м (максимальні виявлені досягають 50 м) (рис. 236).



Рис. 236. Гніздова купа сміттєвої курки

У Африці та Південно-Східній Азії слони, витоптуючи *стежки*, формують широкі зниження довжиною десятки кілометрів, а також руйнують стінки кар'єрів або печер добуваючи сіль (рис. 237). При відсутності великих водойм, вони створюють власні *ставки*, причому, як і людина, двох типів – *загатні* або *копані*. Створені слонами ставки можуть мати глибину і поперечний переріз у кілька метрів.



Рис. 237. Слон «розширює» печеру

Носороги та гіпопотами, як і слони, протоптують *стежки*. З часом такі стежки, особливо розташовані на річкових схилах, можуть перетворитися на ерозійні *борозни* та *вимоїни* (водорії), довжиною кілька кілометрів (іноді до 30 км) і глибиною 1.5 м (рис. 238). У межах дельти Окаванго гіпопотами навіть створюють нові канали для водних потоків, утоптуючи рослинність та затрамбовуючи (заглиблюючи) поверхню. Ці тварини заглиблюють також існуючі природні улоговини.



Рис. 238. Стежка гіпопотама (берег річки Луангва, Замбія)

Найчисленнішими зоогенними формами мікро-, нано- і пікорельєфу є мікропагорби (аккумулятивні форми – *кротовини*, *ховраховини*, *байбаковини* тощо) та різноманітні *нори* та *нірки* (денудаційні форми), створювані гризунами, комахоїдними, плазунами, жабами, птахами, ракоподібними, деякими комахами, червами та іншими істотами в процесі створення ними своїх помешкань і при добуванні їжі.

Найбільш поширеними такими формами є *кротовини*. Вони типові для лісової та лісостепової зон і часто зустрічаються в степовій. Представлені кротовини пагорбками округлої форми діаметром від 3-5 до 70 см і висотою від 3-5 до 50 см (рис. 239).



Рис. 239. Кротовини

Підземні лабіринти сім'ї кротів можуть досягати довжини тільки по прямій до 4 км, а разом з відгалуженнями – десятків кілометрів. При цьому за один день кріт прориває хід довжиною близько 20 м, а в деяких випадках до 100 м. Підземні ходи кротів, як і більш вузькі ходи черв'яків або коренів рослин, відіграють важливу роль в розпушенні, аерації та зволоженні ґрунтових горизонтів. Щільність кротовин нерідко буває досить високою, становлячи сотні і навіть кілька тисяч штук на 1 га. В лучних степах ділянки з подібними скупченнями порівняно великих форм отримали назву **чорно-земних кротовин**. Вони сприяють розвитку суфозії, а в верхів'ях ярів – активізації регресивної ерозії.

Особливо яскраво зоогенний мікро- та нанорельєф проявляється на степових просторах і в напівпустелях, де нерідко риюча діяльність тварин виявляється найбільш інтенсивним геоморфологічним процесом. Тут, наприклад, зустрічаються **ховраховини**, які мають зазвичай діаметр 0,5-1 м і висоту – 0,3-0,5 м (рис. 240). Щільність ховраховин у багатьох випадках становить 800-900 шт./га.



Рис. 240. Ховраховина

Підземні «городища» (колонії) лугових собачок Північної Америки простягаються іноді на багато кілометрів. Більш крупні гризуни, байбаки, створюють пагорби діаметром 8-12 м і висотою 0,5-0,6 м (рис. 241). Щільність байбаковин зазвичай становить кілька десятків штук на 1 га.



Рис. 241. Байбак «охороняє» свій пагорб

Колосальну роботу з переробки поверхневого субстрату і мікрорельєфу земної поверхні проводять у тундрі лемінги. У роки їх широкого розповсюдження практично вся поверхня, крім найбільш заболочених ділянок, виявляється буквально «перелопаченою» цими гризунами. Кількість наноформ, які виникли завдяки діяльності цих тварин, така велика, що по суті утворюється специфічний морфологічний вигляд тундрової поверхні («**пагорбковий рельєф**»), який займає від 20 до 60%, а нерідко і понад 70% площі тундри.

Схожу на «пагорбковий рельєф» лемінгів поверхню можна спостерігати після танення снігового покриву й у межах помірного поясу (в основному на узлісся та луках). Тут, на поверхні спостерігається переплетення численних видовжених нанопасм та наноулоговин, які сформувалися завдяки рельєфотвірній роботі мишей.

У різних природних зонах лисицями, вовками, борсуками, песцями, видрами, кроликами, сурикатами, єнотовидними і, навіть, здичавілими та домашніми собаками створюються **нори** та **насипи**. Нори можуть сприяти розвитку суфозійних процесів та активізації зростання ярів.

Прикладом денудаційного впливу великих ссавців на земну поверхню є виникнення **копанок** (копанів, пороїв), що виражаються в рельєфі **мікро западинами** (рис. 242). Їх створюють копитні тварини (кабани, лосі, олені) в процесі видобутку їжі (коренів, дрібних ґрунтових тварин тощо). Глибина копанок зазвичай невелика – 20-30 см, але їх площа може досягати десятків квадратних метрів.



Рис. 242. Копанки кабанів

Ще одним різновидом форм рельєфу, поява яких пов'язана як з дикими копитними тваринами, так і з домашньою худобою є «**коров'ячі (козячі, овечі, віслучі) стежки**» (рис. 243).



Рис. 243. Козьяча стежка в горах

У лісовій зоні і в тундрі постійні стежки копитних тварин з часом трансформуються у видовжені (кілька кілометрів) канави глибиною близько 0,5 м і шириною іноді до 1 м.

На високих річкових берегах та прямовисних стінках піщаних кар'єрів зустрічаються, створені птахами, **нори-гнізда** довжиною до 1 м (рис. 244). Часто такі гнізда займають значну площу, а їх щільність інколи становить понад два десятки на 1 м². На подібних ділянках помітно зростає інтенсивність бокової ерозії річок.



Рис. 244. Нори-гнізда птахів

СПИСОК РЕКОМЕНДОВАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Адаменко О. М., Рудько Г. І., Чепіжко О. В. та ін. Геологія з основами геоморфології. Підручник для студентів екологічних і географічних спеціальностей вищих навчальних закладів. Чернівці: Букрек, 2010. 398 с.
2. Адаменко О. М., Рудько Г. І., Ковальчук І. П. Екологічна геоморфологія. Підручник. Івано-Франківськ: Факел, 2000. 411 с.
3. Адаменко О. М. Основи екологічної геології. Підручник для студентів екологічних, геологічних, географічних спеціальностей вищих навчальних закладів. К.: Манускрипт, 1997. 348 с.
4. Байрак Г. Методи геоморфологічних досліджень. Навчальний посібник. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2018. 292 с.
5. Балан Г. К., Селезньова Л. В. Геологія з основами геоморфології. Конспект лекцій. Одеса. Одеський державний екологічний університет, 2009. 140 с.
6. Бездухов О.А., Філоненко Ю.М. Геоморфологія: навчальний посібник для студентів природничо-географічного факультету. Ніжин: Видавництво НДУ ім. М. Гоголя, 2006. 123 с.
7. Бездухов О.А., Філоненко Ю.М. Геологія: навчальний посібник. Ніжин: Видавництво НДУ ім. М. Гоголя, 2012. 241 с.
8. Бездухов О.А., Філоненко Ю.М. Геологія з основами геоморфології. Навчальний посібник. Ніжин: Видавництво НДУ ім. М. Гоголя, 2021. 415 с.
9. Богуцький А., Яцишин А., Дмитрук Р., Томенюк О. Геологія загальна та історична. Лабораторний практикум. Навчальний посібник. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2018. 138 с.
10. Бондарчук В.Г. Геологія для всіх. К.: Радянська школа, 1970. 296 с.
11. Бортник С. Ю., Герасименко Н. П., Комлев О. О., Палієнко Е.Т., Стецюк В. В. Методологічна єдність геологічних та геоморфологічних пам'яток. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія, 2019. С. 179–183.
12. Бортник С. Ю., Погорільчук Н. М., Ковтонюк О. В. Методи польових географічних досліджень. Вивчення рельєфу та рельєфоутворюючих відкладів. Навчальний посібник: К.: Прінт-Сервіс, 2014. 150 с.
13. Бортник С.Ю., Ковтонюк О.В., Погорільчук Н.М. Основи загальної геології: навчальний посібник-практикум. К.: В-во КНУ імені Тараса Шевченка, 2022. 164 с.
14. Ваганов І.І., Маєвська І.В., Попович М.М.. Інженерна геологія та охорона навколишнього середовища : навчальний посібник. Вінниця: ВНТУ, 2014. 267 с.
15. Варивода. Є.О. Геологія з основами геоморфології : текст лекцій. Харків: НУЦЗУ, 2017. 120 с.
16. Василега В.Д. Геологія з основами геоморфології. Навчальний посібник у 3-х частинах, Суми: СумДУ, 2008. Ч. 1. 140 с., Ч.2. 140 с., Ч.3. 99 с.
17. Вовк В.М. Геологічний словник: для студентів вищих навчальних закладів. Кіровоград: КОД, 2012. 540 с.
18. Войлошніков В. Д., Войлошнікова Н. А. Географія корисних копалин та вивчення їх у школі. К.: Радянська. школа, 1978. 144 с.
19. Волошин І.І. Загальне землезнавство: Навчальний посібник Ніжин:

Видавництво НДПУ ім. М. Гоголя, 2002. 294 с

20. Грінченко В.Ф., Нестеровський В. А., Квасниця І. В. Кристалографія. Навчальний посібник із дисципліни «Мінералогія з основами кристалографії». К.: Київський університет імені Тараса Шевченка, 2011. 205 с.

21. Гунька Н. Геологія та геоморфологія: підручник. Івано-Франківськ: ІФНТУНГ, 2002. 574 с.

22. Гурський Д. С., Єсипчук К. Ю., Калінін В. І. та інші. Металічні і неметалічні корисні копалини України: в 2 т.. Київ-Львів, Видавництво «Центр Європи», 2006. 1337 с.

23. Екологічна геологія: підручник/ за ред. Корженев М.М.. К.: ВПЦ «Київський університет», 2005. 257с.

24. Іванік О.М., Мєнасова А.Ш., Крочак М.Д. Загальна геологія. Навчальний посібник. К.: КНУ імені Тараса Шевченка 2020. 205 с.

25. Іщенко В. А. Геологія з основами геоморфології. Електронний конспект лекцій комбінованого (локального та мережного) використання. Вінниця: ВНТУ, 2020. 68 с.

26. Карпенко Н. І. Рельєф морських берегів. Навчальний посібник. Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. 308 с.

27. Карпов В. Г. Геологія з основами геоморфології (Сучасні геодинамічні процеси) : навчальний посібник. Х. : ХНУ імені В. Н. Каразіна, 2015. 108 с.

28. Клименко М.О., Пилипенко Ю.В., Гроховська Ю.Р., Лянзберг О.В., Бедункова О.О. Гідроекологія. Херсон: Олді-плюс, 2024. 380 с.

29. Ковальчук І. П. Флювіальна геоморфологія. Текст лекцій. Львів: Вид-во ЛДУ, 1992.

30. Ковальчук А. І., Ковальчук І. П. Атласне картографування річково-басейнових систем. Монографія / за наук. ред. проф. І. П. Ковальчука. Львів: Простір-М, 2018. 348 с.

31. Ковальчук І. П. Ерозійні процеси Західного Поділля: польові, стаціонарні, експериментальні та морфометричні дослідження. Монографія. Київ-Львів: Ліга-Прес, 2013. 296 с.

32. Ковальчук І. П. Українські геоморфологічні наукові школи: джерела, здобутки, перспективи. Фізична географія і геоморфологія. Київ: ВГЛ «Обрії», 2012. Вип. 2 (66). С. 144–152.

33. Колтун О.В. Вступ до геоморфології. Навчальний посібник. Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2006. 80 с.

34. Колтун О. В., Ковальчук І. П. Антропогенна геоморфологія. Навчальний посібник. Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2012. 193 с.

35. Корженев М.М. Екологічна геологія. Підручник. К.: ВПЦ «Київський університет», 2005. 257 с.

36. Коротун І. М. Прикладна геоморфологія. Рівне: Держ. ред.-вид. п-во, 1966. 132 с.

37. Костріков С. В., Черваньов І. Г. Дослідження самоорганізації флювіального рельєфу на засадах синергетичної парадигми сучасного природознавства. Харків: ХНУ ім. В. Н. Каразіна, 2010. 142 с.

38. Кравчук Я.С. Геоморфологічне картографування. Львів: Вид. центр ЛНУ

імені Івана Франка, 2006. 175 с.

39. Кравчук Я. С. Геоморфологія Полонинсько-Чорногірських Карпат. Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2008. 185 с.

40. Кравчук Я. С., Хомин Я. Б. Рельєф Вулканічного пасма Українських Карпат. Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2011. 189 с.

41. Куровець М., Гунька Н. Основи геології, Підручник для вузів. Львів: ЛДФК «Атлас». 1997. 694 с.

42. Куровець М., Гунька Н. Загальна геологія Навчальний посібник для вузів. Львів: ЛДФК «Атлас». 1998. 418 с.

43. Лаврик О. Д., Осадчий О. С, Панкратенкова Д. О.. Регіональний геолого-геоморфологічний аналіз. Навчальний посібник. Умань: ПП Жовтий О.О., 2015. 121 с.

44. Лазаренко Є.К., Коваленко Д.Н. Агрономічні руди України, Львів: Вид-во Льв.ун-ту імені І. Франка, 1966. 210 с.

45. Лазаренко Є.К., Сребродольський Б.І. Мінералогія Поділля. Львів: Вид-во Льв. ун-ту імені І. Франка, 1969. 344 с.

46. Лещук Р.Й., Іваніна А.В. Стратиграфія: навчально-методичний посібник. Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2002. 93 с.

47. Лико Д. В., Мартинюк В. О. Геологія, геоморфологія, метеорологія, гідрологія, ландшафтна екологія: поняття, терміни, категорії. Навчальний посібник. Рівне: РДГУ, 2015. 72 с.

48. Лукієнко О. І. Структурна геологія: підручник. К.: Видавництво ТОВ «КНТ», 2008. 292 с.

49. Михайлов В. А. Базові терміни і поняття геотектоніки. Навчальний посібник. К.: ВПЦ «Київський університет», 2018. 335 с.

50. Михайлов В. А. Основи геотектоніки: Навчальний посібник. К.: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2002 р. 168 с.

51. Маринич О.М. Українське Полісся. Фізико-географічний нарис. К.: Радянська школа, 1962. 200 с.

52. Мащенко О.М. Геоморфологія. Ч.1. Рельєфоутворення. Навчальний посібник для студентів спеціальності «Географія». Полтава: ПНПУ імені В.Г.Короленка, 2015. 53 с.

53. Мислюк О. О. Хоменко О.М. Геологія з основами геоморфології. Навчальний посібник. Черкаси: ФОП Гордієнко Є. І., 2018. 163 с.

54. Мізерський В. Динамічна геологія (загальна геологія). Навчальний посібник. Переклад з польської мови (перекладач Роман Смішко). Львів: Видавництво Львівського університету ім. І.Франка, 2011. 354 с.

55. Молявко Г.І. Неоген півдня України. К.: Вид-во АН УРСР, 1960. 195 с.

56. Мороз С.А. Історія біосфери Землі (у двох книгах). К: Заповіт, 1996.(книга перша 440 с., книга друга 422 с.).

57. Назаренко І.І., Польчина Ф. М., Дмитрук Ю. М., Смага І. С. та ін. Ґрунтознавство з основами геології. Підручник. Чернівці: Книги – ХХІ, 2006. 504 с.

58. Нестеровський В.А. Геологія і геоморфологічна оцінка самоцвітної сировини

осадових комплексів України. Дисертація д-ра геол. наук: 04.00.21 / Нестеровський Віктор Антонович; Київський національний ун-т ім. Тараса Шевченка. К., 2006. 464 арк

59. Нестеровський В.А., Бортник С.Ю., Погорільчук Н.М., Ковтонюк О.В. Основи мінералогії та петрографії: підручник. К.: ВЦ Київський університет, 2011. 448 с. 43. Новосад Я.О. Загальна геологія. Навчальний посібник. Рівне: НУВГП, 2006. 142 с.

60. Ободовський О. Г. Руслові процеси. Підручник. К.: ВПЦ «Київський університет», 2017. 511 с

61. Павлишин В. І., Довгий С.О.. Мінералогія. К.: Видавництво «КНТ». 2014. Частина І. 536 с. Частина ІІ, 528 с.

62. Павловська Т. С. Геоморфологія: терміни й поняття. Навчальний посібник. Луцьк: Волинський Національний. ун-т ім. Л. Українки, 2009. 284 с.

63. Павловська Т.С., Ковальчук І.П. Геоморфологія. Навчальний посібник для студентів закладів вищої освіти. Луцьк: ВежаДрук, 2022. 348 с.

64. Павловська Т. С. Геоморфологія в кросвордах: робочий зошит для виконання самостійної роботи. Луцьк: Вежа-Друк, 2020. 48 с.

65. Паламарчук М.М., Горленко І.О., Яснюк Т.Є. Географія мінеральних ресурсів Української РСР. К.: Радянська школа, 1985. 135 с.

66. Паранько І.С., Сіворонов А.О., Мамедов О.І. Геологія з основами геоморфології Навчальний посібник для вузів. Кривий Ріг: Мінерал, 2008. 373 с.

67. Паранько І.С., Сіворонов А.О., Євтехов В.Д.. Загальна геологія: навчальний посібник. Кривий Ріг: Мінерал. 2003. 464 с.

68. Рельєф України: навчальний посібник. Б.О. Вахрушев, І.П. Ковальчук, О.О. Комлев, Я.С. Кравчук, Е.Т. Палієнко, Г.І. Рудько, В.В. Стецюк; За загальною редакцією В.В. Стецюка. К.: Видавничий Дім «Слово», 2010. 688 с.

69. Рудько Г.І. Адаменко О.М., Чепіжко О.В., Крочак М.Д.. Геологія з основами геоморфології: підручник для студентів екологічних і географічних спеціальностей. Чернівці: «Букрек», 2010. 400 с.

70. Свинко Й.М., Сивий М.Я. Геологія: Підручник. К.: Либідь, 2003. 480 с.

71. Свинко Й.М., Сивий М.Я. Геологія з основами палеонтології. Підручник. К.: Вища школа, 1995. 255с.

72. Сивий М. Я., Свинко Й. М. Геологія. Практикум. Навчальний посібник. К.: Либідь, 2006. 248 с.

73. Сидякіна О.В., Іванів М.О. основи геології. Навчальний посібник. Херсон: ОЛДІ-ПЛЮС, 2021. 208 с.

74. Сіренко І. М. Динамічна геоморфологія. Навчальний посібник Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2003. 263с.

75. Смішко Р.М. Геологія з основами геоморфології. Навчальний посібник. Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. 101 с.

76. Стецюк В.В., Ковальчук І.П. Основи геоморфології: навчальний посібник. К.: Вища школа, 2005. 495 с.

77. Стецюк В.В., Міхелі С.В., Ткаченко Т.І.. Геоморфологія. Курс лекцій для студентів географічних, геологічних та природничо- географічних факультетів

вищих навчальних закладів України: навчальний посібник. К.: ВГЛ «Обрії», 2008. 230 с.

78. Стецюк В.В., Міхелі С.В., Ткаченко Т.І. Лабораторний практикум із загальної геоморфології для студентів природничо-географічного факультету. К.: ВГЛ «Обрії», 2008. 96 с.

79. Стецюк В. В., Рудько Г.І., Ткаченко Т.І. Екологічна геоморфологія України: навчальний посібник. К.: Слово, 2010. 368 с.

80. Сучасна динаміка рельєфу України. Монографія. В.П.Палієнко, А. В. Матошко, М. Є. Барщевський та ін / За ред. доктора географічних наук, професора В. П. Палієнко. К.: Наукова думка, 2005. 268 с.

81. Тихоненко Д.Г., Дегтярьов В.В., Щуковський М.А. та ін. Геологія з основами мінералогії. Підручник, К.: «Вища освіта», 2003. 287 с.

82. Філоненко Ю.М. Геоморфологія: навчальний посібник для студентів природничо-географічного факультету. Ніжин: НДУ імені Миколи Гоголя, 2015. 213 с.

83. Філоненко Ю.М., Бездрабко М.І., Криловець М.Г. Словник геоморфологічних термінів. Ніжин: Видавництво НДПУ ім. М. Гоголя, 2003. 40 с.

84. Черваньов І. Г., Костріков С. В., Воробйов Б. Н. Флювіальні геоморфосистеми: дослідження і розробки Харківської геоморфологічної школи. Харків: ХНУ ім. В. Н. Каразіна, 2006. 322 с.

85. Чернега П.І., Годзінська І.Л. Загальна геологія: практичний курс. Чернівці: Вид-во ЧНУ, 2022. <https://terra.chnu.edu.ua/zagalna-geologiya-praktychnyj-kurs-navchalnyj-posibnyk/>.

86. Шалімов М. О. Геологія з основами геоморфології. Конспект лекцій. Одеса: Наука і техніка, 2006. 144 с.

87. Шуйський Ю.Д. Типи берегів Світового океану. Одеса: Астропринт, 2000. 480 с.

Навчальне видання

БЕЗДУХОВ О. А., ФІЛОНЕНКО Ю. М.

**ГЕОЛОГІЯ
З ОСНОВАМИ ГЕОМОРФОЛОГІЇ**

Навчальний посібник

Технічний редактор – А. В. Лисенко
Верстка, макетування – О. В. Борщ

В авторському редагуванні.

Підписано до друку 29.05.26 р.
Гарнітура Times
Замовлення № 237

Формат 60x84/16
Обл.-вид. арк. 20,1
Ум. друк. арк. 24,18

Папір офсетний
Електронне вид.



Ніжинський державний університет
імені Миколи Гоголя.
м. Ніжин, вул. Воздвиженська, 3^А
(04631) 7-19-72
E-mail: vidavn_ndu@ukr.net
www.ndu.edu.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи
ДК № 2137 від 29.03.05 р.