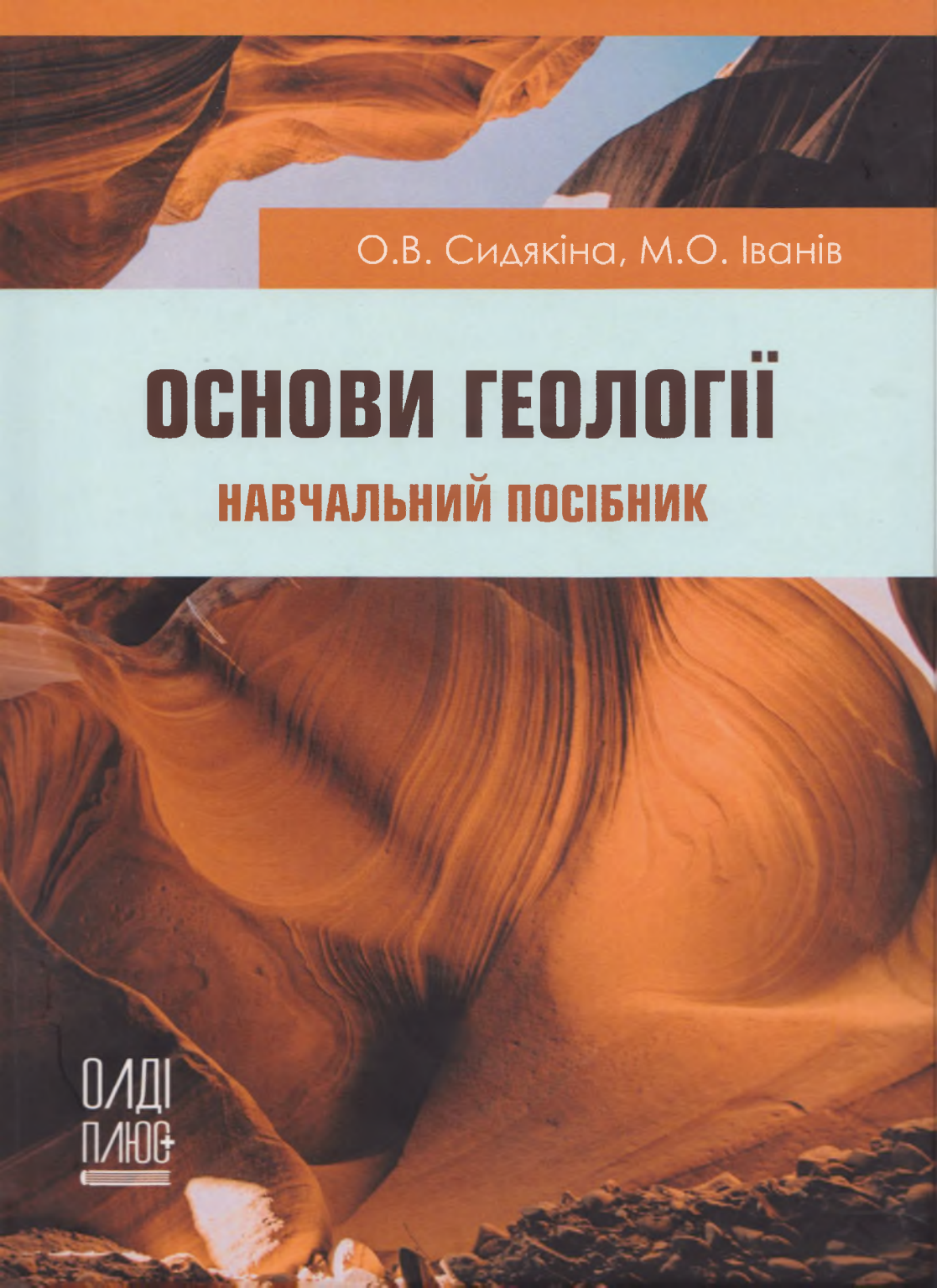




О.В. Сидякіна, М.О. Іванів

ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ

НАВЧАЛЬНИЙ ПОСІБНИК

ОЛДІ
ПЛЮС

337
С 34

О. В. Сидякіна
М. О. Іванів

ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ

Навчальний посібник

ОЛДІПІОН

2021

БІБЛІОТЕКА

"Класичний фаховий коледж
Сумського
державного університету"

173652

УДК 551(075)
С34

Рецензенти:

Лавриненко Ю. О. — доктор сільськогосподарських наук, професор, академік НААН, головний науковий співробітник відділу селекції Інституту зрошуваного землеробства НААН України;

Марковська О. Є. — доктор сільськогосподарських наук, професор, завідувачка кафедри ботаніки та захисту рослин Херсонського державного аграрно-економічного університету

*Рекомендовано до друку Вченою радою
Херсонського державного аграрно-економічного університету
(протокол № 12 від 27.05.2021 р.)*

Відповідальність за достовірність даних і зміст публікації несуть автори.

Сидякіна О. В.

С34 **Основи геології : навч. посіб. / О. В. Сидякіна, М. О. Іванів. —**
Херсон : ОЛДІ-ПЛЮС, 2021. — 208 с.

ISBN 978-966-289-504-9

Навчальний посібник підготовлено відповідно до програми навчальної дисципліни «Ґрунтознавство з основами геології» для здобувачів вищої освіти агрономічних спеціальностей. Матеріали посібника спрямовані на формування у майбутніх фахівців загального уявлення про положення Землі у світовому просторі, глибоких знань з процесів, що відбуваються на Землі та в її надрах, розуміння четвертинних ґрунтоутворних порід та агрономічних руд.

УДК 551(075)

ISBN 978-966-289-504-9

© О. В. Сидякіна, 2021
М. О. Іванів, 2021

ЗМІСТ

РОЗДІЛ 1

ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ 5

- 1.1. Положення Землі і Сонячної системи у світовому просторі 5
- 1.2. Космогонічні гіпотези про походження
Землі і Сонячної системи 16
- 1.3. Форма, розміри і властивості Землі 23
- 1.4. Оболонки Землі 26
- Питання для самоперевірки 35

РОЗДІЛ 2

ЕНДОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ 37

- 2.1. Поняття про динамічну геологію, магматизм, метаморфізм,
характеристика 37
- 2.2. Вулканізм, типи вулканів, продукти вивержень, вплив
вулканізму на ґрунтотворення 45
- 2.3. Землетруси: причини, сила, наслідки, географічне
поширення, прогнозування 56
- 2.4. Тектонічні рухи земної кори та їх значення 65
- 2.5. Горотворні процеси, типи гір, їх характеристика 76
- 2.6. Причини тектонічних рухів і деформацій 85
- Питання для самоперевірки 92

РОЗДІЛ 3

ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ 94

- 3.1. Загальні поняття про екзогенні процеси 94
- 3.2. Вивітрювання гірських порід і мінералів 96
- 3.3. Геологічна дія вітру 104

3.4. Геологічна дія поверхневих текучих вод	111
3.5. Підземні води та їх геологічна дія	118
3.6. Геологічна дія океанів, морів, озер і боліт	125
3.7. Геологічна дія снігу, льоду, льодовиків	142
Питання для самоперевірки	157
РОЗДІЛ 4	
ЧЕТВЕРТИННІ ГРУНТОТВОРНІ ПОРОДИ	160
4.1. Поняття ґрунотворних порід	160
4.2. Льодовикові відклади	161
4.3. Континентальні (материкові) відклади	165
4.4. Морські відклади	176
Питання для самоперевірки	177
РОЗДІЛ 5	
АГРОНОМІЧНІ РУДИ	179
5.1. Поняття, значення і класифікація агрономічних руд	179
5.2. Азотні агроруди	180
5.3. Фосфорні агроруди	182
5.4. Калійні агроруди	186
5.5. Вапнякові агроруди	191
5.6. Гіпсові агроруди	195
5.7. Органічні агроруди	196
5.8. Магнієві агроруди	199
5.9. Агроруди, що містять мікроелементи	201
Питання для самоперевірки	204
СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ	206

РОЗДІЛ 1

ЗАГАЛЬНІ ВІДОМОСТІ ПРО ЗЕМЛЮ

1.1. ПОЛОЖЕННЯ ЗЕМЛІ І СОНЯЧНОЇ СИСТЕМИ У СВІТОВОМУ ПРОСТОРІ

Усі процеси, які відбуваються на Землі та в її надрах, пов'язані з зовнішнім середовищем, що оточує нашу планету. А тому для розуміння курсу геології необхідно мати загальне уявлення про положення Землі у світовому просторі.

КОСМОС – це Всесвіт, світовий простір, це все, що нас оточує, весь матеріальний світ. У загальному значенні Космос – це надкупчення галактик, які розкидані у просторі та у часі на величезній відстані.

Еволюцію Всесвіту прийнято розділяти на 4 ери: адронну, лептонну, фотонну і зіркову. Зіркова ера (ера протонів та електронів) пов'язана з виникненням атомів водню. Всесвіт вступив у зіркову еру у вигляді водневого газу з величезною кількістю світових і ультрафіолетових фотонів. Водневий газ розширявся у різних частинах Всесвіту з різною швидкістю. Неоднаковою була і його щільність. Він утворював величезні згустки, маса яких була у сотні і мільйони разів більшою, порівняно з масою нашої теперішньої галактики. Розширення газів всередині згустків відбувалося повільніше, ніж розширення водню між самими згустками. Згодом із окремих ділянок за допомогою власного притягання утворювалися метagalактики і скупчення галактик.

ГАЛАКТИКА – гігантська, гравітаційно-зв'язана система зірок і зоряних скупчень, міжзоряного газу, космічного пилу та темної матерії. Всі об'єкти, що входять до складу галактик, беруть участь у русі відносно загального центру мас.

Основну частину нашої Галактики складає Чумацький Шлях – світла срібляста смуга зірок, яка опоясує все небо. Чумацький Шлях найбільш яскравий у сузір'ї Стрільця, де знаходяться

найбільш потужні хмари зірок. Найменш яскравий він у протилежній частині неба. Це свідчить про те, що Сонячна система не знаходиться в центрі Галактики, який ми можемо бачити у напрямку сузір'я Стрільця. Діаметр нашої Галактики дорівнює приблизно 30 000 парсек (1 парсек = 3,26 світлових років), але чіткої межі у неї немає. У центрі знаходиться ядро діаметром 1000–2000 парсек – гігантське ущільнене скупчення зірок. Воно знаходиться від нас на відстані 10 000 парсек у напрямку сузір'я Стрільця, але майже цілком приховано щільною завісою хмар, що перешкоджає візуальним і звичайним фотографічним спостереженням цього найцікавішого об'єкту нашої Галактики. Маса нашої Галактики оцінюється найрізноманітнішими способами і дорівнює $2 \cdot 10^{11}$ мас Сонця. Наша Галактика має спіральну структуру. При цьому ми живемо між двома спіральними гілками.

Академік В. Г. Фесенков у книзі «Космогонія Сонячної системи» описав небесні тіла, що нас оточують. Він запропонував уявити у просторі квадрат зі стороною $15 \cdot 10^3$ км. У такий квадрат, на його думку, можна помістити нашу Землю (рис. 1, табл. 1). Далі потрібно збільшити сторону квадрату в 100 разів.

Тоді у другому квадраті зі стороною вже $15 \cdot 10^5$ км мають поміститися Земля та її природний супутник Місяць, адже відстань між ними складає 384 400 км. Місяць характеризується відносно незначними розмірами і має вчетверо менший діаметр, ніж діаметр Землі. Об'єм Землі майже в 50 разів перевищує об'єм Місяця. Різняться вони також за щільністю речовини і масою. Щільність речовини Місяця складає у середньому $3,3 \text{ г/см}^3$, а маса є у 82 рази меншою за масу Землі. Сила місячного тяжіння вшестеро менша за силу земного, тому наш природний супутник нездатний утримувати швидкі газові молекули і тому на ньому немає атмосфери.

У третьому квадраті зі стороною $15 \cdot 10^7$ км розмістяться Сонце, Меркурій, Венера і Земля – три найближчі до Сонця планети.

Четвертий квадрат зі стороною $15 \cdot 10^9$ км вмістить майже всю Сонячну систему: Сонце, Меркурій, Венеру, Землю, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон, астероїди та орбіти деяких комет. Відстань від Сонця до Плутона становить $5,917 \cdot 10^9$ км.

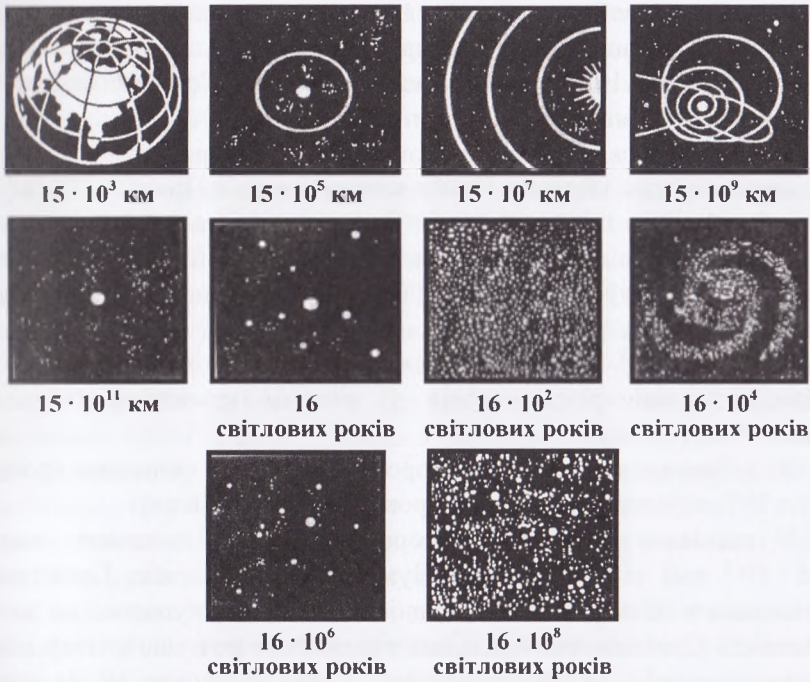


Рис. 1. Схема будови Всесвіту (за академіком В. Г. Фесенковим)

Таблиця 1. Схема будови Всесвіту за В. Г. Фесенковим

Уявний квадрат	Що можна побачити в уявному квадраті
1 квадрат	Тільки планета Земля
2 квадрат	Земля та її супутник Місяць
3 квадрат	Сонце, Меркурій, Венера і Земля
4 квадрат	Сонячна система
5 квадрат	Крім Сонячної системи нічого немає. Уявімо наш великий актовий зал і в центрі залу рій маленьких мошок. Такий вигляд має наша Земля в цьому квадраті
6 квадрат	Сонячна система і 8 зірок
7 квадрат	Скупчення зірок Чумацького Шляху
8 квадрат	Галактика Чумацького Шляху
9 квадрат	Ряд галактик
10 квадрат	Метагалактика

П'ятий квадрат зі стороною $15 \cdot 10^{11}$ км охоплює величезний простір, всю Сонячну систему, крім якої тут більше нічого немає: на відстані, що в 10 тис. разів перевищує розміри Сонячної системи, жодної зірки не знайдено.

У шостому квадраті зі стороною 16 світлових років знаходяться Сонячна система і 8 зірок. Найближчою зіркою є Проксіма (Альфа Центавра), вона знаходиться від Сонця на відстані 4,2 світлових років. Найяскравішими зірками цього квадрату є Сиріус і Порціон. Яскравість Сиріусу перевищує яскравість Сонця у 26 разів, а Порціону – у 12 разів.

СВІТЛОВИЙ РІК – це відстань, яку долає світло за 1 рік. Швидкість поширення світла у вакуумі становить близько 300 000 км/с.

У сьомому квадраті зі стороною $16 \cdot 10^2$ світлових років ($15 \cdot 10^{15}$ км) видно скупчення зірок Чумацького Шляху.

У восьмому квадраті зі стороною $16 \cdot 10^4$ світлових років ($15 \cdot 10^{17}$ км) міститься весь Чумацький Шлях, або Галактика Чумацького Шляху, тобто сукупність зіркових скупчень, до якої належить Сонячна система. Сонячна система розташовується між двома гілками Галактики Чумацького Шляху на відстані 10 тис. парсек (пк) від її центру. Галактика Чумацького Шляху характеризується спіралеподібною, а в перетині – веретеноподібною формою, дуже схожою на галактики сузір'я Великої Ведмедиці.

У дев'ятому квадраті зі стороною $16 \cdot 10^6$ світлових років ($15 \cdot 10^{19}$ км) знаходяться наша і низка інших галактик. Усі галактики безперервно рухаються. Так, наприклад, Галактика Чумацького Шляху рухається зі швидкістю 210 км/с у напрямку сузір'я Єдиногого.

У десятому квадраті зі стороною $16 \cdot 10^8$ світлових років ($15 \cdot 10^{21}$ км) можна побачити сотні мільйонів різних галактик. За сучасними уявленнями, ці галактики комбінуються у велике скупчення – Метагалактику.

На сучасному етапі астрономічних спостережень побачити, що знаходиться за межами десятого квадрату, наразі не можливо. Відповідь на це запитання має дати наука майбутнього.

СОНЯЧНА СИСТЕМА, до якої належить Земля, складається із центрального тіла – Сонця, навколо якого рухаються вісім великих планет – Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун, понад 100 їх супутників, поясу астероїдів та поясу Койпера, які складаються з метеоритної речовини, пилу та комет.

СОНЦЕ – газова розпечена куля величезних розмірів: діаметр складає 1 341 тис. км, а це у 109 разів більше за діаметр Землі. За розрахунками астрофізиків, температура на поверхні Сонця досягає 6000 °С, а в надрах – 20 000 000 °С. Зі 105 елементів періодичної системи Д. І. Менделєєва на Сонці знайдено близько 75. Переважне місце з них посідають водень (80 %) і гелій (18 %). Сонце постійно змінюється. Стежачи за ним, можна побачити на ньому темні плями – місця з нижчою температурою. Вони то з'являються, то зникають. Їхні розміри бувають більшими за Землю. Перші відомості про сонячні плями знайдено у літописах давнього Китаю (28 р. до н. е.). Сонце, як і всі інші тіла, постійно рухається у космічному просторі.

Вже близько п'яти мільярдів років Сонце випромінює величезну кількість тепла та світла. Воно є єдиним джерелом світла у Сонячній системі. Усі планети, у тому числі Земля, лише відбивають сонячне світло.

Сонячні промені в різних точках і в різний час дня нагрівають поверхню Землі неоднаково. Кількість сонячного тепла, що надходить на окремі ділянки нашої планети, залежить, в першу чергу, від кута падіння сонячних променів. З його наближенням до прямолинійного напрямку кількість сонячного світла і тепла, що надходить на одиницю площі земної поверхні, зростає. На екваторі вона є найбільшою, поблизу полюсів – найменшою, в Україні – помірною.

Кількість випромінюваного Сонцем тепла дуже велика. Так, наприклад, атомна електростанція виробляє приблизно 1 млрд кВт тепла (енергії), а Сонце – у 400 млрд разів більше.

ЕВОЛЮЦІЯ СОНЦЯ. Вважають, що Сонце сформувалося приблизно 4,59 млрд років тому назад. Зірка з такою масою, як у Сонця, може існувати 10 млрд років. Тобто, на сьогодні Сонце перебуває десь у середині свого життєвого циклу.

На сьогоднішній день у сонячному ядрі протікають термоядерні реакції з перетворення водню на гелій. Кожної секунди близько 4 млн т речовини перетворюється на променисту енергію. Через 4–5 млрд років Сонце перетвориться на червоний гігант. У міру вигорання водню в ядрі його зовнішня оболонка буде розширюватися, а ядро, навпаки, стискатися. Орієнтовно через 7,8 млрд років розпочнеться термоядерна реакція синтезу вуглецю із гелію. Термічні перепади всередині Сонця на цьому етапі призведуть до того, що воно почне скидати оболонку та втрачати масу. Після проходження фази червоного гіганта термічні пульсації призведуть до того, що зовнішня оболонка Сонця буде зірвана і з неї утвориться планетарна туманність, центром якої стане білий карлик, сформований із дуже гарячого ядра. Поступово, упродовж багатьох мільярдів років, він буде остигати й згасати. Зазначений життєвий цикл є типовим для зірок малої та середньої маси. Маса Сонця є недостатньою для завершення еволюційного процесу вибухом наднової.

ПЛАНЕТИ – кулясті несамосвітні тіла, що обертаються навколо Сонця або інших зірок. Орбіти обертання при цьому наближаються до еліпсоїдальних.

ПЛАНЕТИ СОНЯЧНОЇ СИСТЕМИ обертаються навколо Сонця та характеризуються достатньою масою для того, щоб за дії власної гравітації мати кулясту форму й домінувати на своїй орбіті. Якщо остання умова не задовольняється, планети називають **КАРЛИКОВИМИ** (Плутон, Харон, Ерида Церера, Макемаке та ін.). Ті планети, що не входять до складу Сонячної системи, називають **ЕКЗОПЛАНЕТАМИ**.

Сьогодні Сонячна система налічує 8 планет: Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун (рис. 2, табл. 2). Їх умовно поділяють на дві групи – планети земної групи та планети-гіганти.

ПЛАНЕТИ ЗЕМНОЇ ГРУПИ (Меркурій, Венера, Земля, Марс) характеризуються незначними розмірами, відносно повільним обертанням і великою щільністю. До цієї групи відносять також деякі великі супутники планет, подібні за своїми

характеристиками до планет земної групи. Зокрема, це супутники Юпітера Іо, Ганімед, Каллісто, Європа і супутник Сатурна Титан.

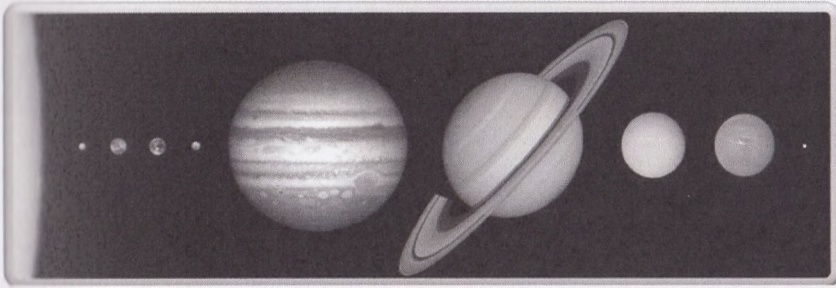


Рис. 2. Приблизні розміри планет відносно одна одної та Сонця

Таблиця 2. Основні характеристики планет Сонячної системи відносно їх значень для Землі

Планета	Екваторіальний діаметр (земних діаметрів)	Маса (земних мас)	Орбітальний радіус (а. о.)	Орбітальний період (років)	Доби (земних діб)	Супутники
Меркурій	0,382	0,06	0,38	0,241	58,6	відсутні
Венера	0,949	0,82	0,72	0,615	-243*	відсутні
Земля	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1
Марс	0,53	0,11	1,52	1,88	1,03	2
Юпітер	11,2	318	5,20	11,86	0,414	67
Сатурн	9,41	95	9,54	29,46	0,426	62
Уран	3,98	14,6	19,22	84,01	-0,718*	27
Нептун	3,81	17,2	30,06	164,79	0,671	13

* Негативне значення тривалості доби свідчить про обертання планети навколо власної осі в протилежну, порівняно з орбітальним рухом, сторону.

ПЛАНЕТИ-ГІГАНТИ (Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун) характеризуються великими розмірами, які в десятки разів перевищують розміри планет земного типу, швидким обертанням навколо власної осі і незначною щільністю.

Планети знаходяться на закономірній відстані від Сонця: чим далі від Сонця, тим більшою є відстань між орбітами сусідніх планет. Майже кругова форма планетарних орбіт і велика відстань між ними виключають тісні зближення планет, які могли б призвести до зміни їх руху в результаті взаємних притягань.

СУПУТНИКИ – небесні тіла, які рухаються навколо планети або зірки. У сонячній системі відомо 176 супутників великих і карликових планет. Також існують супутники і у крупних астероїдів. Кількість супутників великих планет Сонячної системи наведена в табл. 2. Природним супутником Землі є Місяць – єдиний позаземний об'єкт природного походження, на якому побувала людина.

Запущені людиною у космос із дослідницькою метою пристрої або апарати, які рухаються за інерцією навколо небесного тіла, називають **ШТУЧНИМИ СУПУТНИКАМИ**. Найбільшим штучним супутником на Земній орбіті на сьогодні є МКС – Міжнародна космічна станція.

АСТЕРОЇДИ – тверді небесні тіла діаметром від 1 до 1000 км, що рухаються по орбіті в Сонячній системі. Якщо на планети подивитися у телескоп, вони мають форму дисків, астероїди легко відрізнити, тому що вони подібні до зірок або точок. На відміну від зірок астероїди рухаються. Від комет астероїди відрізняються тим, що не мають характерного кометного хвоста. Астероїди можуть уціліти при вході в атмосферу Землі і досягти її поверхні, в той час, як метеори, здебільшого, повністю згорають в атмосфері.

Астероїди вважають залишками протопланетного диска, що залишилися після формування Сонячної системи. Загальна їх кількість – понад 575 тис., а їх загальну масу оцінюють у $4,2 \cdot 10^{21}$ кг, що становить менше одного відсотка від маси Землі. Орбіти більшості відомих астероїдів розташовані між орбітами Марса і Юпітера – так званий головний пояс астероїдів (рис. 3). Найвідоміші астероїди: Паллада, Юнона, Веста, Ерос, Гідальго, Ікар.

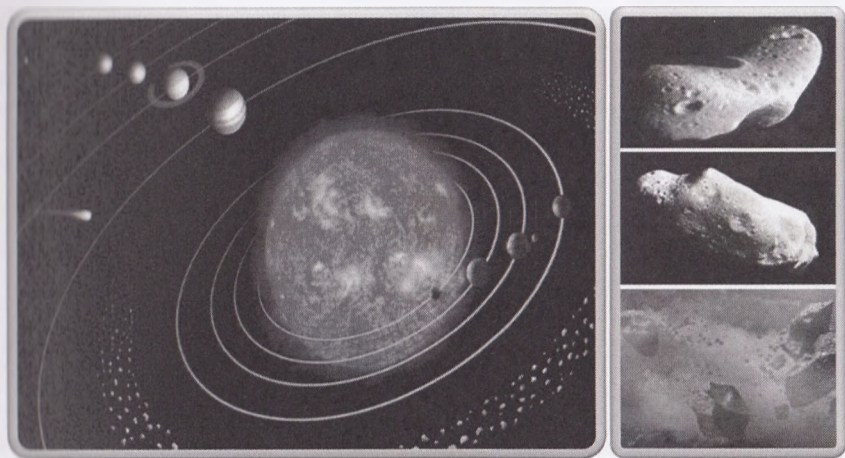


Рис. 3. Пояс астероїдів

Розмір є одним з основних параметрів, за яким класифікують астероїди. Можна вважати, що всі астероїди, розміром понад 100 км, уже відкриті. Наразі відомо 26 астероїдів діаметром понад 200 км. Особливу увагу привертає астероїд Апофіс (рис. 4), відкритий у 2004 р. і названий у 2005 р. У результаті наближення до Землі у 2029 р. він змінить свою орбіту і пройде на мінімальній відстані від нашої планети (37,5 тис. км). Проте існує ймовірність зіткнення астероїду з Землею у 2036 або наступних роках. Потужність вибуху при падінні астероїду, за попередніми оцінками, становила 1480 мегатонн, пізніше, після уточнення розмірів, її знизили до 506 мегатонн. Для порівняння, Тунгуський метеорит оцінюється в 3–10 мегатонн, вибух вулкана Кракатау був еквівалентним приблизно 200 мегатонн. Ефект вибуху може варіювати залежно від складу астероїду, а також місця та кута удару. У будь-якому випадку вибух спричинить величезні руйнування на тисячах квадратних кілометрів, але не створить довгострокових глобальних ефектів, подібних до «астероїдної зими».



Рис. 4. Астероїд Апофіс

КОМЕТИ – малі тіла Сонячної системи, що обертаються навколо Сонця і складаються із ядра, коми (атмосфери) та (або) хвоста. Останні дві складові є наслідком випаровування ядра комети за дії сонячного випромінювання. Ядро, в свою чергу, являє малу планету, складену із каменю, криги та пілу. Обертаються комети навколо Сонця в основному по витягнутих орбітах. Найбільш примітною особливістю комет є світляний хвіст, який зростає по мірі наближення їх до Сонця. Хвости комет не мають чітких меж, майже прозорі – крізь них можна добре бачити зірки. Їх класифікують на 3 типи:

- прямі й вузькі, направлені прямо від Сонця;
- широкі і дещо викривлені, відхилені від Сонця;
- короткі, сильно відхилені від Сонця.

Усього виявлено понад 400 короткоперіодичних комет. Маса комет мізерна – приблизно в 1 млрд разів менша за масу Землі, щільність речовини з хвостів практично нульова, тому комети жодним чином не впливають на планети Сонячної системи.

З іншого боку, зіткнення крупної комети з планетою може призвести до крупномасштабних змін в атмосфері і магнітосфері планети.

Яскравим прикладом цьому є зіткнення уламків комети Шумейкерів-Леві 9 з Юпітером у 1994 р. До свого відкриття (1993 р.) комета пройшла в 15 тис. км від хмарового покриву Юпітера, і приливні сили роздробили її на 21 фрагмент, що розтягнулися один за одним на 200 тис. км. Під час чергового наближення до планети у 1994 р. всі фрагменти врізалися в атмосферу Юпітера зі швидкістю 64 км/с. Спостерігали 21 зіткнення. Через кілька годин після зіткнення найбільш крупного фрагменту в атмосфері виникла темна пляма діаметром 12 тис. км. Виділення енергії при цьому оцінювалося в 6 млн мегатонн у тротиловому еквіваленті, що в 750 разів більше всього ядерного потенціалу, накопиченого на Землі.

Зіткнення Юпітера з небесним світилом у 2009 р. зумовило утворення чорної плями в атмосфері планети. Розмір цієї плями можна порівняти з розміром Тихого океану. Високий вміст аміаку в місці удару свідчить на користь того, що небесне тіло, що упало, було кометою.

МЕТЕОРОЇД (МЕТЕОРНЕ ТІЛО) – це твердий об'єкт, за розміром значно менший, ніж астероїд, але значно більший, ніж атом (від 100 мкм до 50 м), що рухається у міжпланетному просторі. Його видимий слід, що увійшов в атмосферу Землі, називають **МЕТЕОРОМ**. Якщо метеороїд досягає поверхні Землі (падає), він носить назву **МЕТЕОРИТУ**.

Орбіти переважної більшості метеорних тіл подібні до орбіт короткоперіодичних комет. Їх утворення пов'язане з розпадом комет або подрібненням малих планет у результаті зіткнень. Під час руху до Сонця метеорні тіла можуть захоплюватися планетами. Найбільшу кількість метеорної речовини перехоплює Юпітер. Тривалість існування метеорних тіл у межах Сонячної системи, зокрема, орбіти Юпітера, значно менша за вік планетарної системи, тому відбувається постіне поповнення метеорної речовини.

Дослідження елементів Землі та метеоритів показали схожість їх хімічного складу.

Метеорити можна поділити на три групи:

1. **Кам'янисті** (92 % падінь) – складаються, в основному, з олівінів і піроксенів.

2. **Залізні** (6 % падінь) – складаються, головним чином, із заліза, нікелю і кобальту.

3. **Залізо-кам'янисті** (2 % падінь) – мають проміжний склад між кам'янистими і залізними, вони дуже рідкісні.

Маса більшості знайдених метеоритів коливається в межах від кількох грамів до кількох кілограмів. Одним з найбільших знайдених метеоритів є Гоба (рис. 5). Він важить приблизно 60 т і складається із 84 % заліза та 16 % нікелю.



Рис. 5. Гоба – найкрупніший у світі метеорит
(знаходиться на місці свого падіння у Намібії)

1.2. КОСМОГОНІЧНІ ГІПОТЕЗИ ПРО ПОХОДЖЕННЯ ЗЕМЛІ І СОНЯЧНОЇ СИСТЕМИ

НАЙПЕРШІ ТЕОРІЇ УТВОРЕННЯ ЗЕМЛІ. До найперших відомих космогонічних гіпотез відноситься гіпотеза Р. Декарта (1644 р.), відповідно до якої фундаментальними властивостями матерії є протяжність і рух у часі й просторі. Дану гіпотезу можна описати математично, тому Р. Декарт наголошував: «Дайте мені протяжність та рух, і я побудую Всесвіт». Р. Декарт вважав, що речовина складається з різних за розміром і характером руху частинок. Більш важкі та менш рухомі частинки утворили Землю, яка не рухається самостійно, її переміщує у просторі «течія неба», тобто вихор більш легких і більш рухомих частинок.

Перші уявлення щодо будови й утворення Землі з'явилися наприкінці XVII ст. Відповідно до **ТЕОРІЇ ЛЕЙБНІЦА**, Земля утворилася із вогняно-рідкої речовини.

М. В. ЛОМОНОСОВ вважав, що Сонце являє собою розплавлене тіло, а для Землі такий розплавлений стан є вже пройденим етапом. Внаслідок охолодження Землі відбулося її стиснення. М. В. Ломоносов висловлював сумніви щодо існування рідкого ядра.

ГІПОТЕЗА ДЖЕФФРІСА. Згідно гіпотези англійського астронома і геофізика Харолда Джеффріса, Земля утворилася випадково, внаслідок зіткнення двох зірок. Землі, як планеті, просто пощастило. Згодом, упродовж трьох століть, було запропоновано кілька десятків гіпотез, які можна розподілити за такими типами:

I. Гіпотези, відповідно до яких Сонце утворилося раніше за планети Сонячної системи. Цю групу гіпотез поділяють на дві групи:

- 1) утворення планет із речовини Сонця, відторгнутої від нього;
- 2) захоплення Сонцем сторонньої речовини – туманності.

II. Небулярні гіпотези, відповідно до яких Сонце і планети утворилися із речовини туманності («небулюс» з грецької – хмаринка).

ГІПОТЕЗИ ПЕРШОГО ТИПУ. Найбільш ранньою гіпотезою першого типу є гіпотеза **Ж. БЮФФОНА**, який наприкінці XVIII ст., висловив думку, що Сонце зіткнулося з кометою, яка виштовхнула із нього певну кількість розжареної речовини. З цієї речовини і утворилися планети.

У 1930 році англійський фізик і астроном **ДЖЕЙМС ХОПВУД ДЖІНС** з математичної точки зору довів, що явище викиду сонячної речовини могло трапитися і без зіткнення небесних тіл. У результаті їх відносного наближення виникла припливоутворювальна сила, яка розірвала первісне Сонце. Відповідно до гіпотези Джінса, планети утворилися в результаті катастрофічного обриву частини Сонця. Крупне космічне тіло – зірка-гігант, під час проходження поблизу Сонця під дією сили притягання призвело до утворення величезного виступу. Внаслідок охолодження цей виступ відірвався від Сонця і розпався на окремі згустки. Одним з таких згустків і була наша планета Земля.

У середині XX ст. російський вчений **В. Г. ФЕСЕНКОВ** висловив гіпотезу, відповідно до якої Сонце викинуло речовину в результаті прискорення осьового обертання (завдяки стисканню та зменшенню радіуса небесного тіла). Проте цій гіпотезі суперечить дуже повільне обертання Сонця навколо осі, а тому і сам автор згодом відмовився від неї.

ГІПОТЕЗА ШМІДТА. За уявленнями О. Ю. Шмідта (1891–1956), опублікованими в 40-х роках XX ст., Сонце, рухаючись навколо центра Галактики, кілька мільярдів років тому натрапило на хмару космічного газу і пилу, що мала температуру близько -220°C , і захопило якусь її частину. Дрібні частинки туманності – метеорити і пил – були притягнуті до Сонця і почали обертатися навколо нього. Спочатку в межах цієї хмари почали утворюватися окремі згустки речовини (планетозималі, тобто зародки планет), які збільшувалися за рахунок навколишніх речовин. З них врешті-решт і виникли протопланети. Дрібніші і щільніші планети утворилися поблизу Сонця, бо останнє прогрівало їх речовину сильніше, що й зумовило вивітрювання легких елементів. Великі планети – Юпітер і Сатурн – розмістились на окраїні Сонячної системи, оскільки мали температуру нижчу від -200°C і склалися із замерзлих газів. Кожна планета захоплювала в поле свого впливу частину космічного пилу, з якого утворювались супутники. Кількість та величина їх залежали від кількості пилу, захопленого планетою (рис. 6).

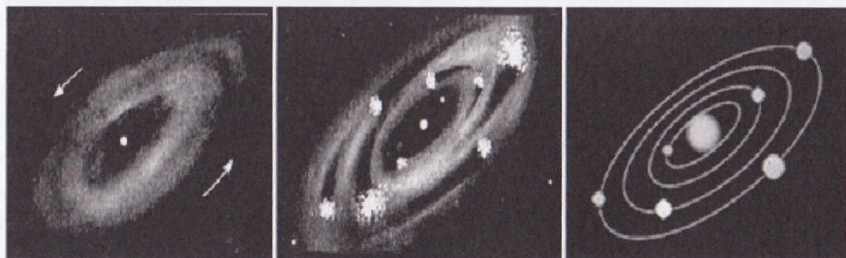


Рис. 6. Походження планет за гіпотезою О. Ю. Шмідта

Зі збільшенням маси планети тиск у її надрах зростав, породи стискалися і виділяли тепло. Температура Землі підвищувалася до +1000...+1500 °С. Потім почався період поступового нагрівання темних надр, який сприяв розшаруванню речовин, з яких вони складалися. Внаслідок цього в Землі утворились концентричні шари – геосфери. Спочатку Земля, яка виникла з твердих холодних речовин, не могла мати водної і газової оболонок. Утворення атмосфери і гідросфери пов'язане з виділенням водяної пари і різних газів із надр Землі внаслідок нагрівання глибинних шарів мантиї.

Гіпотеза О. Ю. Шмідта пояснює два складних питання:

- розподіл моменту кількості руху в Сонячній системі;
- закон планетарних відстаней.

У гіпотезі Шмідта є і деякі слабо розроблені положення:

- гіпотеза недостатньо пояснює питання еволюції Сонця та інших зірок;
- багато науковців припускають, що первинна хмара міжзоряної матерії, скоріше за все, була газовою, а не метеоритною, і захоплення матерії Сонцем є неможливим;
- існують припущення, що не планети утворились із метеоритів, а, навпаки, метеорити утворились із планет в результаті їх розпаду;
- метеорити не трапляються в осадових породах стародавніх геологічних епох.

ГІПОТЕЗА А. ВАЙЦЕКЕРА. А. Вайцекер, майже одночасно з О. Ю. Шмідтом, користуючись досить оригінальним припущенням, пояснив перенесення моменту руху через тертя між частинками космічної матерії. Припущення ґрунтується на відомому факті: за однакового моменту руху швидкість обертання тіл навколо загального центру має бути тим повільнішою, чим більшим у даного тіла буде радіус-вектор. Тобто кутові швидкості осевого обертання небесних тіл з різними радіусами-векторами будуть різними. Одночасно система небесних тіл прагне обертатися навколо осі з однаковою кутовою швидкістю, як єдине ціле. Внаслідок різної віддаленості від центру кожне небесне тіло характеризується різним моментом руху, який тим більший, чим більшим є радіус-вектор обертання.

Пізніше в гіпотезах даного типу досліджувалися процеси акреції, тобто явища зіткнення та злипання частинок за впливу гравітаційної сили, що сприяла акреції (за **І. АЛЬВЕНОМ**), електромагнітної взаємодії, що диференціювала частинки (за **Г. В. ВОЙТКЕВИЧЕМ**).

НЕБУЛЯРНІ ГІПОТЕЗИ. Першу небулярну гіпотезу утворення Сонячної системи та Землі, як її складової частини, розробили **І. КАНТ** (1755 р.) та **П. С. ЛАПЛАС** (кінець XVIII ст.). Погляди німецького вченого, професора математики, географії та філософії Імануїла Канта ґрунтувалися на реальних фізичних силах притягання і відштовхування. Сонячна система утворилася із первинної пилоподібної матерії, що хаотично рухалася. Відповідно до закону всесвітнього тяжіння різні за розмірами частинки почали рухатись, у результаті чого утворювалися зоряні скупчення, що, в свою чергу, притягували більш дрібніші частинки. У результаті утворювались окремі великі скупчення, що згодом стали відокремленими зірками.

П. С. ЛАПЛАС (1749–1827) також пов'язував утворення Сонячної системи з первинним хаосом. Її прообразом він вважав розпечену газову туманність, яка внаслідок первинного обертання сплюснлася таким чином, що її полярний діаметр у півтора рази став коротшим за екваторіальний. По мірі охолодження, стискання та сплюснення газової туманності за дії відцентрової сили настав час відокремлення її зовнішньої екваторіальної частини по кільцю, так зване «відривання кілець». Відокремлені частини утворювали «ущільнення», що продовжували обертатися навколо осі. Пізніше «відокремлені кільця» розривались, а їх речовина утворювала планети. Центральне ущільнення перетворилося на Сонце (рис. 7).

І. Кант та П. С. Лаплас жили за різних часів, не співпрацювали, до того ж розробили дещо відмінні гіпотези, що історично отримали назву космогонічної **ГІПОТЕЗИ КАНТА-ЛАПЛАСА**. Значним внеском у науку цих учених була спільна точка відрахування, відповідно до якої вихідний матеріал для утворення планет, знаходився в розрідженому стані, а саме у вигляді газу (за П. С. Лапласом) або у вигляді певних часток (за І. Кантом). Гіпотеза Канта-Лапласа домінувала в науці аж до середини XX століття, поки не були сформульовані сучасні гіпотези О. Ю. Шмідта, А. Вайцекера, В. Г. Фесенкова та інших дослідників.

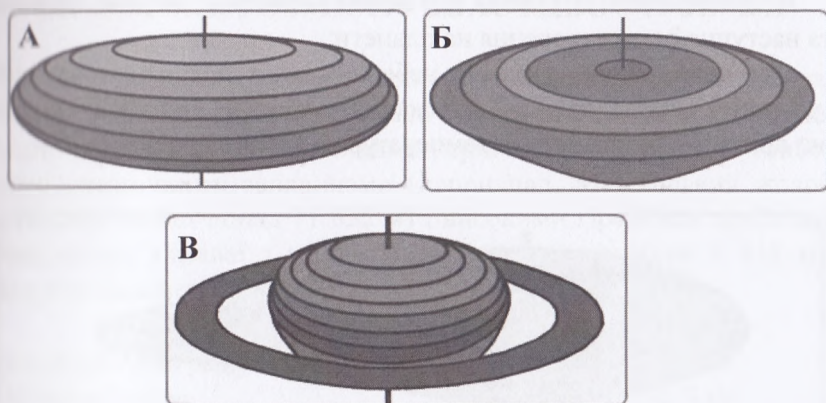


Рис. 7. Утворення планетарної системи за гіпотезою Лапласа:

- А** – обертання газової туманності; **Б** – сплюснення газової туманності
внаслідок збільшення швидкості обертання;
В – відривання газоподібного кільця.

ГІПОТЕЗА ФЕСЕНКОВА. Академік В. Г. Фесенков є автором найбільш повного варіанту небулярної гіпотези, опублікованої в 1960 р. Зважаючи на те, що вік Сонця близький до астрономічного віку Землі, можна припустити, що Сонце і планети Сонячної системи утворились одночасно в єдиному процесі проходження зоряної системи з одного вихідного середовища – якоїсь газопилової туманності. Матеріалом для утворення Сонця слугували внутрішні, а для утворення планет Сонячної системи – зовнішні частини цієї туманності. Земля не «збиралася» з окремих частинок, вона виникла одразу в усій своїй масі (рис. 8).

В. Г. Фесенков в утворенні зірок і планет виділив декілька етапів:

- викиди газу з нової або наднової зірки сприяли утворенню туманності, тобто відбувся процес, відомий в астрономічних спостереженнях;
- утворення туманності неоднорідностей – велетенських «ниток» та «волоконин», тобто саме утворення структурних відмінностей;

- виникнення згущень у складі «ниток» та «волоконин» та наступне їх перетворення на планети;
- в найбільших за масою небесних тілах довільне зростання густини з виділенням від стискання речовини теплової енергії, що призвело до критичних температур та ядерних реакцій.

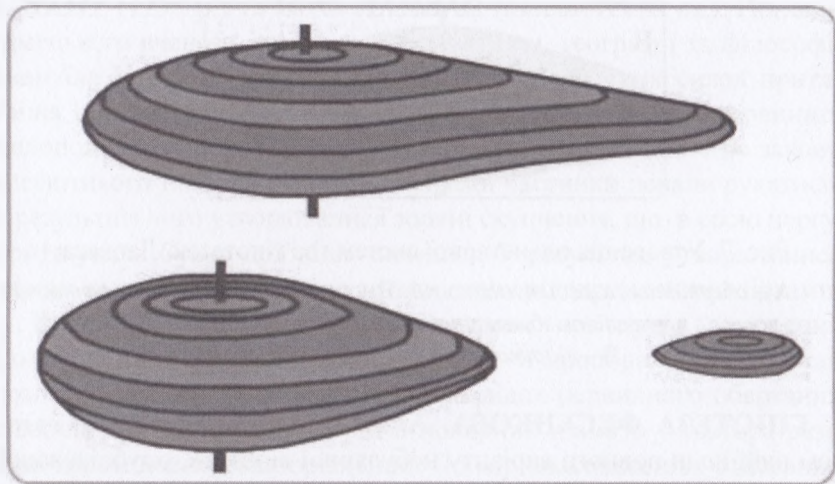


Рис. 8. Утворення Землі за гіпотезою В. Г. Фесенкова

На жаль, гіпотеза В. Г. Фесенкова неспроможна пояснити той факт, що приблизно 90 % маси Сонця складається з водню і гелію, тобто найлегших елементів, яких на Землі дуже мало. Якщо припустити, що планети утворилися з єдиної туманності, то яким чином можна пояснити походження тієї сили, яка відштовхнула планети на величезні відстані від Сонця?

Вітчизняні вчені О. Ю. Шмідт і В. Г. Фесенков розвиток Сонячної системи розглядали не тільки з точки зору механічного переміщення тіл у просторі, вони звертали увагу на сукупність процесів розвитку, що відбуваються негармонійно і суперечливо. Аналогічних поглядів дотримувались також і закордонні вчені Г. ЮРІ та Д. КОЙПЕР.

1.3. ФОРМА, РОЗМІРИ І ВЛАСТИВОСТІ ЗЕМЛІ

Земля являє собою дещо сплюснуту з полюсів кулю. Неправильну геометричну форму Землі називають геоїдом. Поверхня Землі характеризується великими нерівностями рельєфу – глибокими океанічними западинами (наприклад, Маріанський жолоб у Тихому океані понад 11 022 м) і високими гірськими хребтами (наприклад, Гімалаї з горою Джомолунгма заввишки 8 848 м). Основні параметри Землі:

Екваторіальний радіус	6 378,2 км
Полярний радіус	6 356,9 км
Площа поверхні Землі	510,1 млн км ²
Об'єм Землі	1 083 млрд км ³
Маса Землі	$5,975 \cdot 10^{27}$ т
Маса живої речовини в біосфері	$5,0 \cdot 10^{12}$ т
Окружність по екватору	40 075,6 км
Середня щільність Землі	5,52 г/см ³
Середня щільність поверхневих порід	2,7–2,8 г/см ³
Площа водної поверхні Землі	362,1 млн км ²
Площа суші	147,9 млн км ²
Кількість води в морях	1370 млн км ³
Кількість води в річках і озерах	0,75 млн км ³
Кількість льоду на Землі	29 млн км ³

До фізичних властивостей Землі належать щільність, тиск, гравітаційні, магнітні і теплові властивості, радіоактивність.

ЩІЛЬНІСТЬ ЗЕМЛІ. Середня щільність Землі становить 5,52 г/см³. Щільність інших космічних тіл (г/см³): Сонце – 1,38–1,40; Меркурій – 6,5–6,7; Венера – 5,0–5,9; Марс – 5,9; Юпітер – 1,25–1,40; Сатурн – 0,72–0,80; Уран – 0,92–1,10; Нептун – 1,30; Луна – 3,0–3,4; метеорити – 3,5–8,0. Таким чином, щільність Землі близька до щільності Марса, Венери та Меркурія.

Середня щільність найбільш поширених гірських порід, які зустрічаються в земній корі (г/см³): граніти – 2,5–3,0; гнейси – близько 2,4;

базальти – 2,7–3,2; вапняки – 2,4–2,8; доломіти – близько 2,9. Таким чином, середня щільність гірських порід, які складають земну кору, є значно меншою, ніж середня щільність Землі. Чим глибше знаходяться горизонти, тим більшою є щільність. Це свідчить про те, що надра Землі складаються з речовин, щільність яких значно вища, ніж 5,52 г/см³. Середня щільність ядра Землі становить 11–12 г/см³.

ТИСК ЗЕМЛІ з глибиною горизонтів збільшується. Так, на поверхні він становить 1 атмосферу, на глибині 10 км – 2,5 тис. атмосфер, а в ядрі Землі – 3 млн атмосфер.

ГРАВІТАЦІЙНІ І МАГНІТНІ ВЛАСТИВОСТІ ЗЕМЛІ. Сила тяжіння завжди направлена перпендикулярно до поверхні Землі і зворотно пропорційна квадрату відстані від центру тяжіння. Сила тяжіння Землі має найвищі позначки у високих широтах і найменші – на екваторі. Тому теоретично напруга сили тяжіння повинна зменшуватися в напрямку від полюсів до екватора. Проте фактичний розподіл сили тяжіння на континентах і в межах океанів неоднаковий на будь-якій широті, її напруга вище над океанами, ніж на континентах. Крім того, на континентах на фоні нерівномірного зменшення сили тяжіння від полюсів до екватора спостерігаються ділянки з позитивними і негативними гравітаційними аномаліями. Так, позитивні аномалії сили тяжіння свідчать про залягання в надрах Землі щільніших мас різних рудних корисних копалин, а негативні – менш щільних мас, наприклад, кам'яної солі, з якою частково асоціюються нафта і горючі гази.

Земля володіє магнітним полем, адже являє собою гігантський магніт. Хоча напруженість магнітного поля дуже низька, проте воно має велике значення для життя на Землі. Магнетизм Землі характеризується магнітним схилом і магнітним нахилом.

МАГНІТНИЙ СХИЛ – це кут відхилення магнітної стрілки від географічного меридіана даної ділянки Землі. Він може бути східним або західним. Таким чином, магнітний меридіан не співпадає з географічним, так само як магнітні полюси не співпадають з географічними. Причину такого неспівпадіння пояснюють нерівномірним розподілом суші і води на поверхні Землі.

МАГНІТНИЙ НАХИЛ – це кут нахилу магнітної стрілки до горизонту. У північній півкулі до горизонту нахиляється північний кінець стрілки, а у південному – південний. Значення нахилу в загальному випадку збільшується від екватора до полюсів, досягаючи максимуму у магнітних полюсів (магнітна стрілка стоїть вертикально).

Лінії, що сполучають на карті однакові схили, називають **ІЗОГОНАМИ**, а точки рівного нахилу – **ІЗОКЛИНАМИ**.

Усі елементи земного магнетизму для даної точки Землі періодично змінюються. Ці зміни можуть бути: добовими, річними і тривалішими. Разом з тим мережа ліній магнітного поля Землі схильна до змін тривалістю і менше доби – так звані магнітні бурі. Магнітними бурями супроводжуються вулканічні виверження і грози. Відмічений також їх зв'язок із землетрусами. Сильні магнітні бурі на поверхні Землі часто спостерігаються у період потужних спалахів на Сонці.

ТЕПЛОВІ ВЛАСТИВОСТІ ЗЕМЛІ. Температурний режим Землі поблизу її поверхні визначають два основних джерела:

- тепло, отримане від Сонця (99,5 %);
- власне тепло планети, яке надходить до поверхні від розпечених надр (0,5 %).

Сонячні промені прогрівають земну кору на глибину не більше 30 м. Нижче 30 м розташовується пояс постійної температури, що відповідає середньорічним термічним показникам для даної місцевості. Для територіально об'ємних ділянок земної кори характерні багаторічно мерзлотні породи з негативною середньорічною температурою. В межах таких ділянок позитивні температури встановлюються тільки з глибини 250–500 м. Із збільшенням глибини температура земної кори підвищується в середньому на 30 °C на кожні 100 м.

ГЕОТЕРМІЧНИЙ ГРАДІЄНТ – величина зміни температури в градусах на одиницю довжини.

ГЕОТЕРМІЧНА СТУПІНЬ – глибина в метрах, в межах якої температура збільшується на 1 °C.

Якщо прийняти середнє значення геотермічної ступені Землі 33 м і підвищення температури земної кори із збільшенням глибини

рівномірним, то на глибині 100 км температура Землі повинна скласти понад 3000 °С. Така температура вже перевищує точку плавлення всіх відомих на Землі речовин. Отже, на глибині порядку 100 км під товщею літосфери повинна розташовуватися розплавлена маса. Проте із збільшенням глибини в земній корі зростає тиск вище розташованих гірських порід, і на глибині 100 км він досягає 3100 МПа. Внаслідок цього перегріта і розплавлена маса гірських порід володіє ознаками твердого тіла.

РАДІОАКТИВНІСТЬ — це мимовільний розпад нестійких ізотопів таких радіоактивних елементів, як уран-238, уран-235, торій-232 і калій-40, що супроводжується виділенням теплової енергії. Найбільш радіоактивною є верхня алюмосилікатна кора Землі, менш радіоактивною, — мантія.

У минулому радіоактивність Землі була вищою, ніж в даний час. Вважають, що 4,5 млрд років тому назад на Землі урану-238 було в 2 рази більше і відповідно він випромінював енергії в 2 рази більше, ніж зараз. Уран-235 у той час виділяв теплоти в 100 разів більше, а калій-40 — в 12 разів більше, ніж тепер.

Радіоактивність молодій Землі могла бути пов'язана ще і з присутністю у складі гірських порід відносно недовговічних, так званих трансуранових ізотопів плутонію-244 і кюрію-247 з періодом напіврозпаду від десятків до сотень мільйонів років. Таким чином, радіоактивність у минулому була більш потужним джерелом внутрішнього нагріву Землі, ніж сьогодні.

1.4. ОБОЛОНКИ ЗЕМЛІ

Земля, як і інші планети Сонячної системи, має ярусно-оболонкову будову і складається з декількох неоднорідних геосфер (рис. 9). Геосфери Землі поділяються на зовнішні і внутрішні. До зовнішніх сфер відносять атмосферу, гідросферу і біосферу, до внутрішніх — земну кору, мантію і ядро.

АТМОСФЕРА — повітряна оболонка Землі, яка цілком оповиває собою земну кулю. Її нижнім кордоном є земна поверхня, верхній кордон чітко не встановлений. Атмосфера поступово переходить

у космічний простір. Одночасно слід зазначити, що на висоті близько 2000 км від поверхні Землі виявлені окремі іони атмосферного повітря. Приблизно 90 % усієї маси атмосфери зосереджено в нижніх шарах Землі до висоти 15 км від її поверхні.

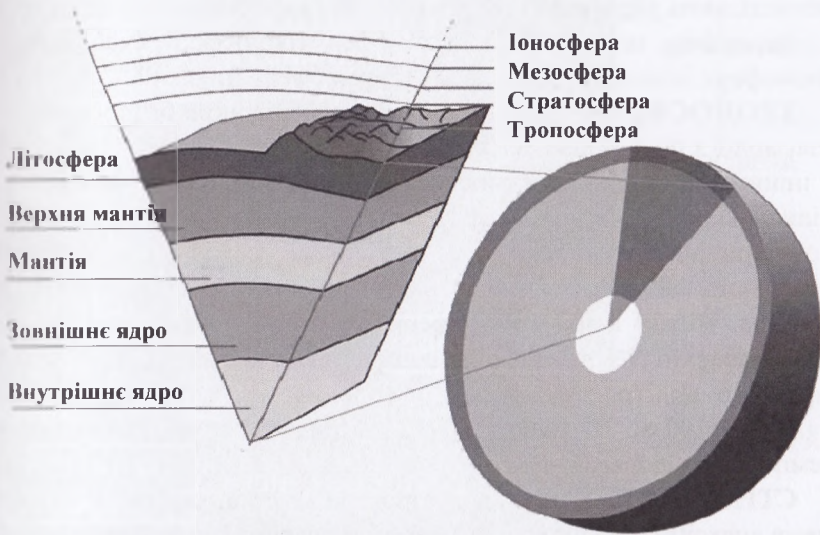


Рис. 9. Ярусна будова Землі

Атмосферне повітря в приземному шарі складається із азоту (78,08 %), кисню (20,95 %), аргону (0,93 %), вуглекислого газу (0,045 %) та інших газів (0,01 %). Рослини і тварини поглинають гази атмосферного повітря, які потім знову потрапляють у повітря, воду або гірські породи.

Атмосфера частково поглинає і розсіює сонячну радіацію. Із загальної кількості випромінюваної Сонцем радіації близько 31 % відбивається поверхнею Землі назад у космічний простір, а решта – витрачається на нагрівання атмосфери, поверхні материків і океанів. Атмосфера оберігає Землю від надмірного вилучення тепла у світовий простір і підтримує на ній життя. Без атмосфери не було б і життя, Земля являла б собою суцільну мертву пустелю.

За допомогою атмосфери відбувається кругообіг води в природі. Нижні шари атмосфери містять водяну пару, частка якої складає 3 % від об'єму. Вона збільшує щільність повітря і є джерелом опадів. Велику роль відіграє атмосферний тиск. В результаті його перепадів повітря постійно знаходиться у русі. Повітряні маси нерівномірно розподіляють вологу по всій земній кулі і визначають погоду.

Атмосферу поділяють на шість сфер: тропосферу, стратосферу, мезосферу, іоносферу, екзосферу і термосферу (рис. 10).

ТРОПОСФЕРА – нижній шар атмосфери, який безпосередньо взаємодіє з поверхнею Землі та істотно впливає на неї. Порівняно з іншими оболонками атмосфери, тропосфера характеризується більш високою щільністю, вмістом вуглекислого газу, водяної пари і пилу, поступовим зниженням термічних показників з висотою, існуванням вертикальної і горизонтальної циркуляції повітря. Нижні шари тропосфери характеризуються температурою поверхні Землі. Зі збільшенням висоти температура атмосферного повітря знижується у середньому на 0,5–0,6 градуса на кожні 100 м. На висоті 10–12 км (верхня межа тропосфери) температура досягає -55°C .

СТРАТОСФЕРА розташовується вище тропосфери. Її верхня межа знаходиться на висоті 55 км від поверхні Землі. Температура в цій сфері становить плюс 50°C . У стратосфері відсутня водяна пара і хмари не утворюються.

До складу **МЕЗОСФЕРИ** входить тепловий шар з температурою $+10...+20^{\circ}\text{C}$. Вище цього шару з відсутністю озону температура знижується і на висоті 90 км (верхня межа мезосфери) становить мінус 90°C .

ІОНОСФЕРА простягається до висоти 800 км від поверхні Землі. В цій сфері температура досягає сотень і навіть тисяч градусів. Така висока температура пояснюється інтенсивним поглинанням киснем і азотом ультрафіолетових променів. Повітря в сфері розріджене і під впливом ультрафіолетового випромінювання Сонця утворюються іони, які розсіюються в космосі.

ЕКЗОСФЕРА – зовнішній шар атмосфери, температура в якому досягає 2000°C . Серед газів тут переважають водень і гелій.

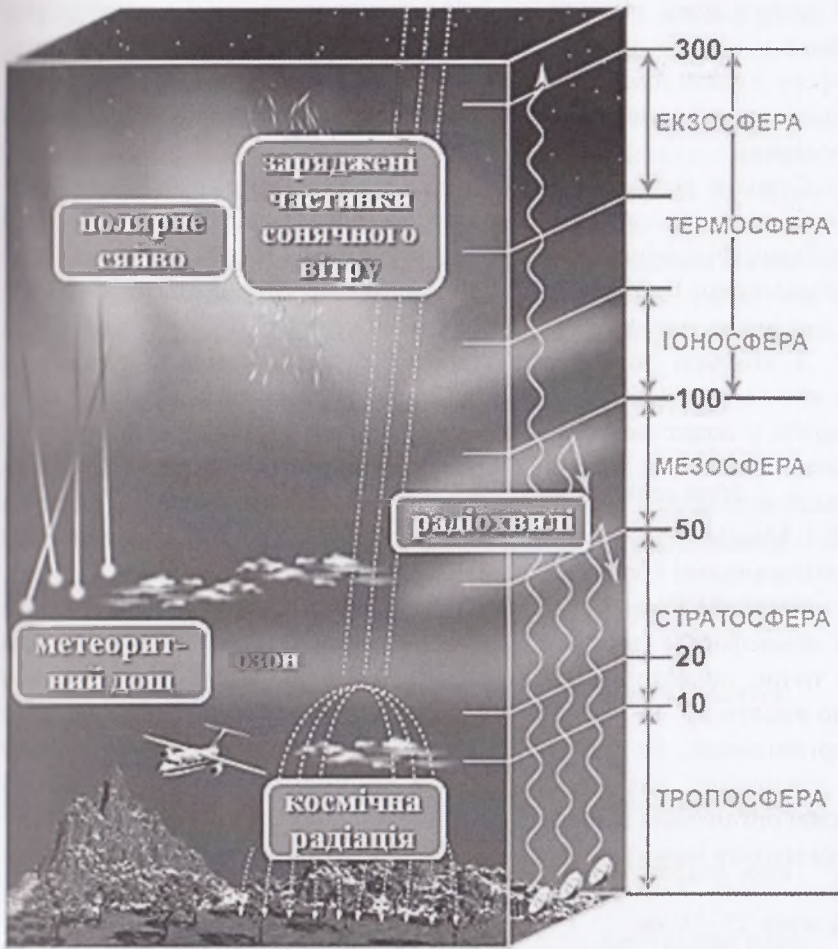


Рис. 10. Сфери атмосфери

ГІДРОСФЕРА — це переривиста водна оболонка Землі, яка являє собою сукупність океанів, морів, річок, озер, льодовиків. З водами гідросфери тісно пов'язані підземні води. Об'єм всіх природних вод становить приблизно 1,8 млрд км³. Порівняно з іншими геосферами, гідросфера не займає суцільної оболонки навколо Землі.

З одного боку, гідросфера проникає в тверду кам'яну оболонку Землі у вигляді підземних вод і гірської вологи, з іншого – в атмосферу у вигляді водяної пари. Таким чином, гідросфера тісно пов'язана з літосферою, атмосферою, біосферою і займає 70,8 % земної поверхні.

Середня глибина гідросфери складає 3,75 км, а найбільш глибокі улоговини океанів досягають майже 11 км: 10,7 км у западині поблизу Філіппінських островів, 10,6 км – западина Тускарора біля Маріанських островів, 10,1 км – поблизу Курильських островів і ряд інших глибоких западин Тихого океану.

З хімічної точки зору гідросфера складається в основному з кисню і водню (96,69 %), 3 % припадає на хлор і натрій. Крім цього, у водах океанів, морів, озер і річок містяться розчини найрізноманітніших хімічних сполук. У незначній кількості у морській воді можна зустріти майже всі елементи періодичної системи Д. І. Менделєєва, навіть золото. Але вміст їх мізерний і вимірюється сотисядчними і багатомільйонними долями відсотка.

БІОСФЕРА – це область поширення життя на Землі, тобто в атмосфері, гідросфері і літосфері. Межі біосфери непостійні і точно не встановлені. Так, в атмосфері життя поширюється до висоти 12–16 км. Гідросфера практично вся заселена живими організмами, не виняток і морські пучини навколо північного і південного полюсів. На значну глибину (3–4 км) проникають живі організми і в тверду кам'яну оболонку Землі. Багато з мікроорганізмів можуть існувати в умовах високих температур і великого тиску. Загалом товща біосфери невелика і становить приблизно 25–30 км.

За розрахунками В. І. Вернадського, які пізніше були уточнені О. П. Виноградовим, загальна маса живої речовини дорівнює 10^{12} т, що не перевищує 1/100 000 долі відсотка від маси земної кори. Проте слід відзначити високу активність живих організмів. Тому їх роль в еволюції Землі надзвичайно велика і цілком співмірна геологічній дії води, вітру, льоду тощо. Біосфера приймає участь як в утворенні гірських порід, так і в процесах їх руйнування. Вона впливає на еволюцію атмосфери і гідросфери.

П. І. Вернадський у своїх дослідженнях біосфери дійшов до висновку, живі організми – найдієвіша і наймогутніша за результативністю сила на земній поверхні.

Сьогодні на Землі нараховують понад 500 000 видів рослин, більше мільйона видів тварин і безліч мікроорганізмів. Організми умовляють так званий біологічний кругообіг речовин. За 13 років вони пропускають через себе стільки вуглецю, що він у 10 разів перевищує загальний його вміст у земній корі. Завдяки діяльності організмів відбувається акумуляція біофільних елементів (С, Na, Р, К, Са, Mg, S, Mn, В, Zn та ін.) у поверхневій частині кори вивітрювання і утворюються ґрунти.

Будову внутрішніх оболонок Землі демонструє рис. 11.

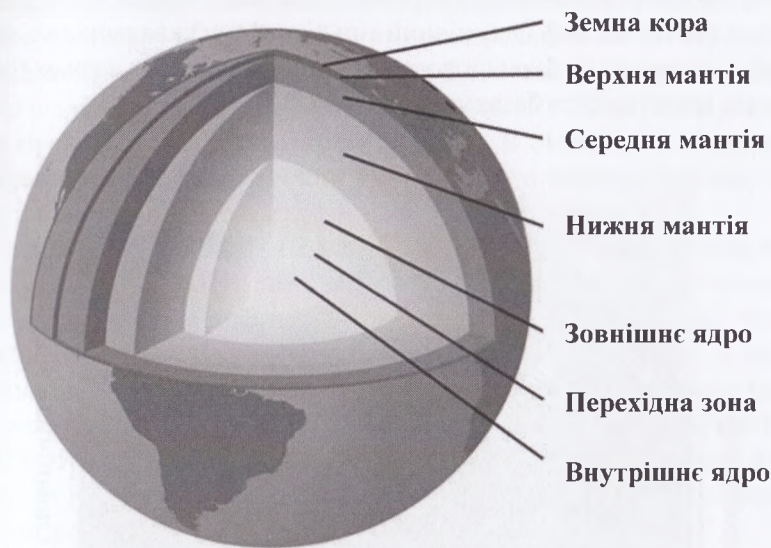


Рис. 11. Внутрішня будова Землі

ЛІТОСФЕРА (ЗЕМНА КОРА) – це зовнішня тверда (кам'яна) оболонка Землі, яка під океанами має глибину 5–10 км, а на материках, і особливо під гірськими хребтами, поширюється на глибину

до 70 км, становлячи в середньому 35 км. Середня щільність гірських порід, з яких складається літосфера, становить $2,7 \text{ г/см}^3$.

До складу земної кори входять усі відомі хімічні елементи, але всього вісім з них (O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K) становлять 99 % від її маси. Ґрунти утворюються внаслідок тривалих процесів зміни гірських порід і містять як продукти вивітрювання мінералів цих порід, так і продукти розкладу та гуміфікації органічних решток. Як наслідок, хімічний склад ґрунтів дещо відрізняється від складу земної кори в цілому. Вміст вуглецю і азоту в ґрунтах відповідно в 20 і 10 разів вищий, ніж у літосфері. Літосфера, в свою чергу, містить більше алюмінію, заліза, магнію, натрію, калію та кальцію.

Порівняно з іншими оболонками, для літосфери характерна найбільш неоднорідна будова. Виділяють два типи земної кори: океанічний і материковий. Океанічний тип літосфери складається з двох шарів (осадового та базальтового), а материковий тип – з трьох (осадового, гранітного та базальтового) (рис. 12).



Рис. 12. Типи і будова земної кори

ОСАДОВИЙ ШАР залягає від самої поверхні земної кори і складається із відносно м'яких, інколи пухких порід, що утворилися в результаті осадження і накопичення речовин у водних розчинах земної поверхні. Більшість осадових гірських порід шаруватої будови, тобто залягають у вигляді відносно тонких шарів, які відокремлені паралельними площинами. Щільність їх коливається в межах від 1 до 2,65 г/см³. Потужність осадового шару непостійна і може бути від декількох сантиметрів до 10–15 км. Наприклад, під Москвою потужність осадових порід становить 1670 м, під Києвом – до 400 м, у Дніпровсько-Донецькій западині – 3000 м. Зустрічаються на поверхні Землі і ділянки, на яких осадовий шар взагалі відсутній.

ГРАНІТНИЙ ШАР залягає під осадовим і складається переважно із магматичних і метаморфічних порід, у складі яких переважають кремній та алюміній. Такі породи називають кислими, так як середній вміст кремнезему в них перевищує 60 %. Щільність порід коливається в межах від 2,65 до 2,80 г/см³. Потужність гранітного шару непостійна. Найвищих позначок (50–70 км) вона досягає під гірськими хребтами Паміру та Альп. В океанічних западинах, зокрема, на дні Атлантичного та Індійського океанів, цей шар або взагалі відсутній, або має дуже незначну потужність.

БАЗАЛЬТОВИЙ ШАР потужністю від 5 до 30 км залягає безпосередньо під гранітним. За своїм хімічним складом і фізичними показниками речовина цього шару близька до базальтів. Вміст кремнезему тут значно нижчий, ніж у гранітному шарі, а щільність збільшується до 3,32 г/см³. Нижню межу базальтового шару вважають межею літосфери, яку інколи називають **МЕЖЕЮ МОХОРОВИЧИЧА** (за прізвищем югославського вченого, який вперше її встановив). Швидкість сейсмічних хвиль тут стрибкоподібно зростає до 8,0–8,2 км/с.

МАНТІЯ – проміжна геосфера, яка розташовується між земною корою і ядром земної кулі. Потужність її досить велика – від 8 до 2900 км. На основі вимірювання швидкості поширення повздовжніх сейсмічних хвиль в її товщі виділяють три шари: верхня мантія (знаходиться на глибині від 8 до 400 км), перехідна мантія (від 400 до 900 км) і нижня мантія (від 900 до 2900 км).

ВЕРХНЯ МАНТІЯ представлена в основному залізисто-магнезіальними силкатами типу олівіну і піроксену. Окремі уламки речовини мантиї іноді захоплює і виносить зі значних глибин на поверхню лужна базальтова лава. За своїм складом ці уламки відповідають ультраосновним породам. Із верхньою мантиєю пов'язані вулканічні, тектонічні явища та більшість землетрусів.

АСТЕНОСФЕРА – середня частина верхньої мантиї Землі. Глибина залягання астеносфери під континентами – близько 100–120 км, під океанами – близько 50–60 км, товщина 100–170 км. Вважають, що речовина астеносфери перебуває у в'язкопластичному стані. В астеносфері відбувається перетікання речовини, що викликає вертикальні та горизонтальні тектонічні рухи блоків літосфери. Флюїди і магна, які потрапляють у земну кору з астеносфери, беруть участь у формуванні покладів корисних копалин. Крім того, астеносфера відіграє важливу роль в ендегенних процесах в земній корі (магматизм, метаморфізм).

ПЕРЕХІДНИЙ ШАР містить багато заліза і нікелю. Щільність цього шару $4,68 \text{ г/см}^3$, швидкість сейсмічних хвиль від 8 до 12 км/с, тиск досягає 24,6 ГПа. Таким чином, речовина, з якої складається перехідний шар, перебуває у твердому стані.

НИЖНЯ МАНТІЯ, на думку вчених, має однорідний склад, збагачена окисами заліза, магнезією і, меншою мірою, алюмінієм і титану. Щільність речовини у цьому шарі коливається в межах від 5,69 до $9,40 \text{ г/см}^3$, швидкість сейсмічних хвиль – 11–14 км/с.

На глибині 2900 км проходить межа між мантиєю і ядром, тут відбувається заломлення і часткове відбиття повздовжніх сейсмічних хвиль.

ЯДРО Землі починається на глибині 2900 км від поверхні. Існує декілька гіпотез про склад земного ядра:

- проведені розрахунки показали, що щільність земного ядра за відповідного тиску має відповідати щільності заліза. Ядро має залізисто-нікелевий склад, що пояснюється первинною диференціацією речовини за щільністю, та виявляє магнітні властивості. Дана гіпотеза набула багато прихильників;

- інша гіпотеза свідчить про ідентичність речовини ядра і речовини мантиї. Ядро знаходиться в особливому, начебто

«металізованому» стані, надвисокий тиск у його середині гальмує процеси плавлення речовини та надає їй ознак важких металів.

Залежно від хімічного складу і густини речовини розрізняють зовнішнє і внутрішнє ядро. У **ЗОВНІШНЬОМУ ЯДРІ** багато важких металів, серед яких переважають залізо (89,8 %) і нікель (7 %). Тиск у зовнішньому ядрі складає 150 ГПа, а середня щільність речовини – 12 г/см³. Швидкість поширення поздовжніх сейсмічних хвиль через ядро коливається в межах від 8,1 до 10,4 км/с.

ВНУТРІШНЄ ЯДРО складається переважно із заліза (90 %) і нікелю (до 9 %). Крім того у ньому містяться кобальт, хром, мідь, вуглець, сірка та інші важкі метали. Тиск у внутрішньому ядрі складає 350 ГПа, а щільність речовини – 17,3–17,9 г/см³. Ймовірно, що підвищення щільності речовини, порівняно із зовнішнім ядром, пов'язане з високим тиском та руйнуванням за його впливу електронних оболонок деякої частини атомів, а також їх зближенням.

Питання для самоперевірки

1. Що Ви розумієте під поняттям «космос»?
2. Які ери еволюції Всесвіту Вам відомі?
3. Розкрийте поняття «галактика», «метегалактика», «парсек», «світловий рік».
4. Як уявляв Всесвіт академік В. Г. Фесенков?
5. Які об'єкти входять до Сонячної системи?
6. Сонце: його властивості і еволюція.
7. Планети Сонячної системи: їх класифікація і особливості.
8. Чому виключена можливість тісних зближень між планетами?
9. Що Вам відомо про супутники планет?
10. Чим відрізняються астероїди від інших тіл Сонячної системи?
11. Що являє собою головний пояс астероїдів?
12. Які астероїди Вам відомі? Перелічіть їх.
13. Який астероїд ймовірно може зіткнутися з Землею?
14. Що Вам відомо про комети? Чи вони являють небезпеку для Землі?

15. Розкрийте поняття «метеороїд», «метеорит», «метеор».
16. Як класифікуються метеорити?
17. Який метеорит вважається найкрупнішим у світі?
18. Розкрийте сутність найперших теорій утворення Землі: гіпотеза Р. Декарта, теорія Лейбніца, ідеї М. В. Ломоносова, гіпотеза Х. Джеффріса.
19. Які типи гіпотез походження Сонячної системи Вам відомі?
20. Проаналізуйте гіпотези Ж. Бюффона і Д. Х. Джінса.
21. Розкрийте гіпотезу О. Ю. Шмідта, проаналізуйте її сильні і слабкі сторони.
22. Які припущення висунув А. Вайцекер?
23. Як утворення планетарної системи пояснювала гіпотеза Канта-Лапласа?
24. Розкрийте сутність небулярної гіпотези В. Г. Фесенкова.
25. Які основні параметри Землі Вам відомі?
26. Охарактеризуйте щільність і тиск Землі.
27. Якими гравітаційними і магнітними властивостями володіє Земля?
28. Що являють собою теплові властивості Землі?
29. Чому радіоактивність Землі зменшується?
30. Які зовнішні і внутрішні геосфери Землі Вам відомі?
31. Охарактеризуйте сфери атмосфери.
32. Що являє собою гідросфера?
33. Яку роль виконує біосфера?
34. Розкрийте особливості літосфери.
35. Які типи земної кори Вам відомі? Охарактеризуйте їх.
36. На які частини поділяється мантія? Їх особливості.
37. Які гіпотези про склад земного ядра Вам відомі?
38. Розкрийте особливості зовнішнього і внутрішнього ядра Землі.

РОЗДІЛ 2

ЕНДОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

2.1. ПОНЯТТЯ ПРО ДИНАМІЧНУ ГЕОЛОГІЮ, МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФІЗМ, ХАРАКТЕРИСТИКА

ДИНАМІЧНА ГЕОЛОГІЯ – наука що вивчає процеси, які відбуваються в надрах і на поверхні Землі, досліджує закономірності розвитку ендегенних та екзогенних процесів у їх взаємозв'язку. Вона досліджує переміщення порід в земній корі, вивчає всі сучасні процеси, обумовлені енергією, що виникає в надрах Землі, енергією Сонця, а також виробничою діяльністю людини.

Геологічні процеси поділяють на дві великі групи:

1. ЕНДОГЕННІ – процеси, пов'язані з внутрішньою енергією Землі.

2. ЕКЗОГЕННІ – процеси, які обумовлені енергією сонячної радіації, силою тяжіння і життєдіяльністю організмів.

До ендегенних процесів відносять: магматизм, метаморфізм, вулканізм, рух земної кори (землетруси і горотворення). У результаті ендегенних геологічних процесів формуються різні великі нерівності рельєфу, виникають розломи, за якими відбувається переміщення окремих частин земної кори.

МАГМАТИЗМ – усі явища, пов'язані з процесом утворення гірських порід з остигаючої розплавленої вогненно-рідкої магми.

МАГМА – силікатний розплав, що включає різні гази і водяну пару, являє собою природний феро- та алюмосилікатний розчин, фізико-хімічний стан якого визначається рівнем тиску і температури. Під час виверження тиск зменшується і перегріта магма переходить у вогненно-рідкий, а потім у газоподібний стан. У надрах земної кори магма має температуру 1000–1300 °С. При виливанні на поверхню Землі під час виверження вулканів магма втрачає леткі речовини і у такому вигляді називається **ЛАВОЮ**.

Магма не завжди проривається крізь товщу земної кори і виливається на її поверхню. Часто вона, не досягнувши земної поверхні, застигає в глибоких надрах і утворює різноманітні інтрузивні тіла. Розрізняють **ГЛИБИННИЙ (ІНТРУЗИВНИЙ) МАГМАТИЗМ** – коли магма не може пробитися по тріщинах через гірські породи на поверхню Землі і застигає на певній глибині в земній корі, і **ЕФУЗИВНИЙ (ВУЛКАНІЗМ) МАГМАТИЗМ** – коли розплавлена речовина, розчини та рідкі речовини по тріщинах виливаються на поверхню Землі.

За умовами формування інтрузивні тіла поділяють на п'ять груп:

1. Гранітні масиви сформувались у докембрійських складчастих комплексах, їх утворення пов'язане з процесами гранітизації.

2. Інтрузії батолітового типу формуються в складчастих областях, переважно на великих глибинах.

3. Інтрузивні тіла утворюються на незначних глибинах (до 2 км) і характеризуються значно меншими розмірами.

4. Відносно невеликі численні тіла, утворення яких генетично пов'язане з вулканічними процесами. Залягають вони поблизу земної поверхні, тому часто їх можна побачити в каналах, через які виливається магма.

5. Геологічні тіла, що утворюються у тріщинах гірських порід.

ФОРМИ ІНТРУЗИВНИХ ТІЛ (рис. 13, 14): батоліти, штоки, лаколіти, бісгаліти, лополіти, факоліти, магматичні діапіри, неки, дайки, сіли, хоноліти, апофізи, жили.

БАТОЛІТИ (від. грец. – глибина) – великі інтрузивні тіла з площею поверхні понад 100 км². Складаються вони переважно із гранітоїдів, залягають в ядрах гірських споруд, що обумовлює їх витягнуту форму в напрямку простягання. Після руйнування гірських споруд батоліти виходять на поверхню, а їх висота коливається від 3–4 до 10 км. Походження батолітів остаточно не з'ясовано. Його пов'язують як з вклиненням гранітного розплаву, так і з процесами гранітизації осадово-метаморфічних порід, тобто перетворення в результаті глибинних магматичних процесів. Батоліти можна зустріти на Уралі, Алтаї, в Середній Азії, Північній і Південній Америці, в межах Українського кристалічного щита та в багатьох інших місцях. Довжина батолітів може досягати 500 км.

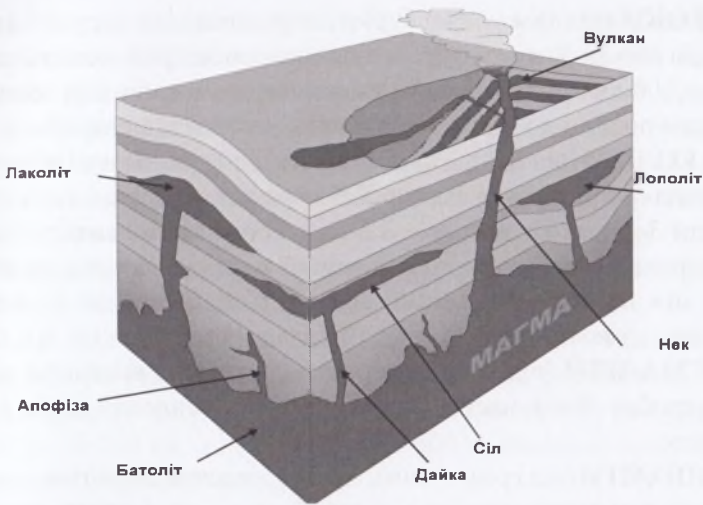


Рис. 13. Схематичне зображення форм інтрузивних тіл



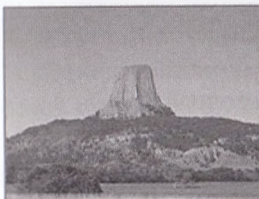
Батоліт Хаф-Доум
(Сьєрра-Невада, США)



Лаколіт Аюдаг
(гора-ведмідь, Крим)



Соляна діяпіра
(штат Юта, США)



Нек Чортова вежа
(штат Вайомінг, США)



Невелика дайка
(Аляска)



Олівінові жили
(о. Зебергет, Росія)

Рис. 14. Форми інтрузивних тіл

ШТОКИ (від нім. – стовбур) – інтрузивні тіла округлої (циліндричної) або витягнутої форми з площею виходу на поверхню меншою за 100 км². Вони формують самостійні масиви і за зовнішнім виглядом подібні до батолітів, від яких часто відгалужуються.

ЛАКОЛІТИ (від грец. – підземний камінь) – поодинокі або групові утворення грибоподібної форми. У поперечному напрямі вони можуть досягати 3–6 км, а у висоту – 1,5–3 км. Залягають лаколіти близько до поверхні у складчастих шарах земної кори, а внаслідок вклинення магми між піднятими пластами відбувається ще більше їх підняття. Прикладом лаколітів є гора Аюдаг (Ведмідь-гора) в Криму.

БІСМАЛІТИ (від грец. – корок) – лаколіти з виступом на вершині «гриба». Вони часто підіймають шари осадових порід і схожі на шляпу.

ЛОПОЛІТИ (від грец. – чаша, блюдо) – чашоподібні тіла, що утворюються в складчастих шарах земної кори і залягають відповідно до їх нашарування. Розміри лополітів дуже різноманітні – від невеликих до гігантських. Так, наприклад, довжина лополіту Бушвельда у Південній Африці складає 460, а ширина – 250 км з потужністю порід понад 8 км. У даному лополіті знаходиться велике родовище платини і платиноїдів, яке у довжину досягає 300 км.

ФАКОЛІТИ (від грец. – сочевиця) – порівняно невеликі лінзоподібні, безкореневі інтрузивні тіла, що формуються в ядрах складок. Серпоподібні форми факолітів з каналом живлення носять назву **ГАРПОЛІТІВ**.

МАГМАТИЧНІ ДІАПІРИ (від грец. – протикаю) – інтрузії грушоподібної форми, що розірвали і дуже зім'яли шари порід. Їх розміри можуть коливатись від десятків метрів до кількох кілометрів. Хвостик «груші» направлений вниз.

НЕКИ (від англ. – шия) – стовпоподібні геологічні тіла в жерлі вулканів, складені продуктами виверження: лавою, вулканічною брекчією, агломератами, туфами. Неки мають округлу, овальну або лінзоподібну форму з діаметром 1–1,5 км. У рельєфі неки з'являються після розмиву конусів вулканів.

ДАЙКИ (від англ. – стіна) – інтрузії, що утворились у тріщинах земної кори і за формою дуже подібні до стіни. Вони мають різні

розміри. Так, на Алданському нагір'ї у Східному Сибіру є дайка довжиною близько 100 км і шириною до 250 м, а в Зімбабве відомою є «Велика Дайка» довжиною близько 560 км і шириною від 3,2 до 12,3 км. «Велика Дайка» містить значні запаси хромових руд. Проте найчастіше довжина дайків складає десятки або сотні метрів у довжину і кілька метрів у ширину. Вони можуть розташовуватися групами або роями паралельно одна до одної, можуть бути кулісоподібними і мати вигляд далеко витягнутих поясів. Досить часто дайки розташовуються за колом.

СИЛИ (від англ. – поріг) або пластові інтрузії – тіла, що утворились під час вклинення (ін'єкції) магми між паралельно залягаючими шарами порід. За площею ці інтрузії можуть бути дуже великими – до 10 000 км² з потужністю до 600 м. Частково вони складають трапи Сибірської платформи.

ХОНОЛІТИ (від грец. – вилите) являють собою неправильної форми інтрузивні тіла, що утворюються внаслідок заповнення магмою порожнин у породах. Вони мають відносно невеликі розміри, так як великі порожнини в земній корі відсутні.

АПОФІЗИ (від англ. apophises) – це невеликі за розмірами відгалуження від магматичних тіл у формі язиків.

ЖИЛИ – геологічні тіла, утворення яких в надрах земної кори пов'язане з процесами інтрузивного магматизму, коли тріщини заповнюються не магмою, а тільки мінеральною речовиною. Жили можуть бути різної довжини і потужності. Наприклад, золоторудна жила в Каліфорнії (США) досягає 200 км. На відміну від дайків, жили часто виповнені рудними мінералами. З жилами пов'язані золоті, вольфрамові, свинцево-цинкові, ртутні та інші родовища.

Ефузивні (виливні) породи утворюють на земній поверхні потоки, покриви і куполи.

ПОТІК (рис. 15) – форма залягання затверділої лави значної довжини і невеликої ширини. Потоки кислих лав, у більшості випадків, короткі (1–10 км) і потужні, базальтових лав, навпаки, – довгі (до 60–80 км) і незначні за потужністю. Прикладом виливу останніх є відомий потік лави, утворений ісландським вулканом Трьолладинг'я, довжиною до 120 км.

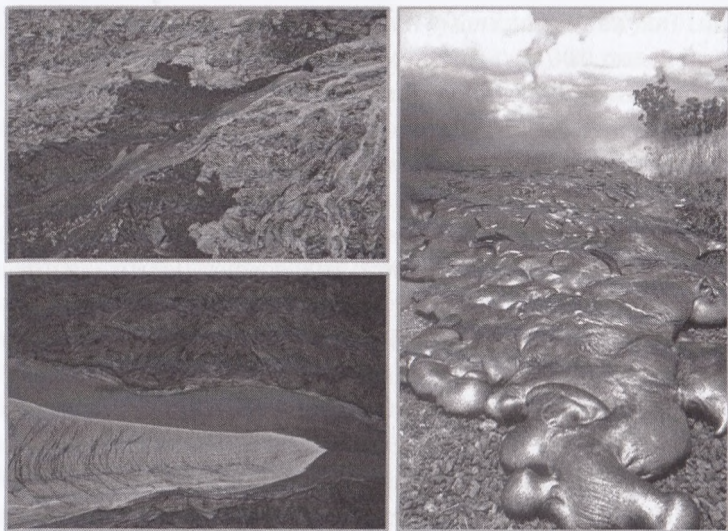


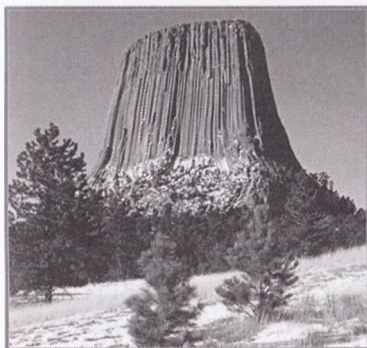
Рис. 15. Лавовий потік на Гаваях (США), 2007 р.

ПОКРИВ (рис. 16) – форма залягання лави, вилив якої відбувається у великих кількостях, оцінюється багатьма кубометрами і розповсюджується на значні площі. Покрив є типовою формою виливу рідких базальтових лав. Ймовірно, такі виливи відбуваються з великих тріщин або отворів земної кори, що утворюються під час проплавлення порід у зоні магматичного вогнища.

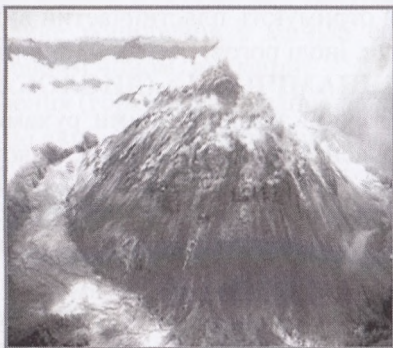
КУПОЛ (рис. 17) являє собою напівкруглу форму рельєфу, що утворюється внаслідок виливу в'язкої лави. Куполи представлені різноманітними породами, від базальтів до ріолітів, хоча для більшості сучасних куполів характерний великий вміст діоксиду кремнію. Форма у вигляді куполу утворюється через велику в'язкість лави, що не дозволяє їй підніматися на значну висоту. Така в'язкість пов'язана з високим вмістом діоксиду кремнію або з декваліфікацією рідкої магми. У зв'язку з тим, що в'язкі базальтові й андезитові куполи легко руйнуються новими потоками лави, більшість сучасних куполів містять багато кремнію і складаються з ріолітів або дацитів. Іноді в результаті просідання охолодженого матеріалу або зниження рівня лави у жерлі на вершині куполу утворюється чашоподібна западина – кальдера.



Рис. 16. Лавовий покрив на Гавайях (США), 2010 р.



Башта диявола
(штат Вайомінг, США)



Лавовий купол вулкана
Чайтен (Чилі)



Лавовий купол вулкана
Креніцина (Росія)



Лавовий купол в кратері вулкана
Сент-Хеленс (США)

Рис. 17. Лавові куполи – форма ефузивних тіл

МЕТАМОРФІЗМ – складний фізико-хімічний процес глибокої зміни, переродження і перекристалізації уже сформованих мінералів та гірських порід із збереженням їх твердого стану без помітного розплавлення. Процеси метаморфізму відбуваються на глибині, де існують високі температури (від 100–200 до 800 °С) і великий тиск (до $152 \cdot 10^3$ кПа).

Виділяють регіональний, динамічний і контактний види метаморфізму.

РЕГІОНАЛЬНИЙ МЕТАМОРФІЗМ – гірські породи на великих глибинах за високої температури (200–800 °С) зазнають вертикального тиску ($101 \cdot 10^3$ кПа). В результаті перекристалізації мінерали отримують пластинчастий вигляд. Таким чином утворюються слюди, іноді рогові обманки, олівін, деякі плагіоклази.

ДИНАМІЧНИЙ (ДИСЛОКАЦІЙНИЙ) МЕТАМОРФІЗМ пов'язаний з тектонічними рухами земної кори. Він відбувається одночасно з процесами складкоутворення і розривоутворення. Гірські породи зазнають одностороннього бокового тиску, при цьому змінюється лише їх структура. Про дію динамічного метаморфізму свідчить сланцюватість порід і здатність їх до розколювання по площинах сланцюватості. Динамічний метаморфізм може проявлятися також у роздробленні порід і мінералів. Такі породи називаються катакlastичними (наприклад, катакlastичними гранітами, кварцитами і т. д.). При значному роздробленні породи переходять у тектонічні брекчії. При ще більшому їх роздробленні і перетиранні утворюються нові світлі сланцюваті породи, які називаються мілонітами. Усі гірські породи, які зазнали динамічного метаморфізму, називаються тектонітами. Таким чином утворюються сланці і гнейси.

КОНТАКТНИЙ МЕТАМОРФІЗМ пов'язаний з проникненням магми у земну кору. Він спостерігається на контакті інтрузій і навколишніх гірських порід. Магматичний розплав з температурою близько 1000 °С реагує з хімічно активними породами, особливо карбонатами. В результаті взаємодії інтрузії з вапняками утворюється нова порода – апатит. Тальк і серпентин виникають внаслідок контакту гранітних магм з доломітами. Відбувається перетворення, перекристалізація гірських порід, які входять в контакт з магматичним вогнищем.

2.2. ВУЛКАНІЗМ, ТИПИ ВУЛКАНІВ, ПРОДУКТИ ВИВЕРЖЕНЬ, ВПЛИВ ВУЛКАНІЗМУ НА ҐРУНТОТВОРЕННЯ

ПІД ВУЛКАНІЗМОМ розуміють вплив на поверхню Землі лави або вихід газів, або викидання уламкового матеріалу силою газів, що вириваються з магми, яка не досягла поверхні Землі.

Лава, гази і мінеральні уламки викидаються по тріщинах земної кори – **ТРИЩИННІ ВУЛКАНИ**, або по пробитих газами та лавою каналах в ослаблених розломами зонах земної кори – **ЦЕНТРАЛЬНІ ВУЛКАНИ**. На сьогоднішній день відомі, в основному, центральні вулкани; тріщинні, що мали велике поширення в минулі епохи життя Землі, нині збереглися, головним чином, в Ісландії.

ВУЛКАНИ – геологічне утворення (гора), сформоване над каналами і тріщинами у земній корі, по яких на поверхню викидаються лава, гарячі гази, попіл, водяна пара та уламки гірських порід. Глибина відокремлених вогнищ-камер магми різна – зазвичай, від 30 до 200 км. Температура у них порядку 1000 °С. З надр Землі до вершини вулканічного конусу піднімається жерло, що являє собою канал трубкоподібної форми, який закінчується біля вершини розширенням – кратером (рис. 18). Діаметр кратера досягає значних розмірів. Так, наприклад, діаметр кратера вулкана Ключевська Сопка (Росія) складає 650–700 м, а Везувію (Італія) – 750 м. Якщо кратер замалий, під тиском магми утворюються бічні кратери.

Вулкани поділяють на діючі і згаслі. **ДІЮЧИМИ** називають вулкани, які час від часу викидають лаву, їх налічується понад 550. **ЗГАСЛИМИ** називають вулкани, які в пам'яті людини ще не давали вивержень, їх понад 4000. Поняття згаслих вулканів відносне. Прикладом є вулкан Везувій, який нічим себе не виявляв до 79 р. н.е. Перше зареєстроване виверження Везувію в 79 р. н.е. викликало крах старого кратера. Утворився новий, чашоподібний кратер. В його середині піднявся новий конус, дещо менший за розмірами. Останнє крупне виверження спостерігали у 1944 році. Під час прогулянки пішки або на фунікулері до краю кратеру можна побачити, що вулкан нібито зафарбований, проте хмаринки диму

над жерлом та вулканічний пил поблизу підніжжя свідчать про те, що виверження може статися у будь-який момент.

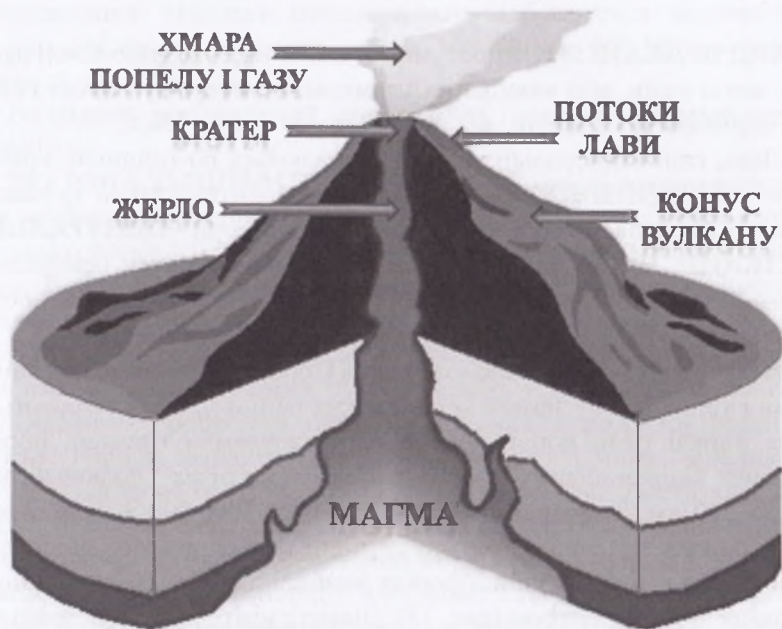


Рис. 18. Будова вулкана

Сучасні вулкани розташовані на земній кулі поясами, приуроченими до рухомих ділянок земної кори – **ГЕОСИНКЛІНАЛЕЙ**:

1. ТИХООКЕАНСЬКЕ ВОГНЯНЕ КОЛО або **ТИХООКЕАНСЬКИЙ ВОГНЯНИЙ ПОЯС** – територія активної вулканічної діяльності та землетрусів, розташована навколо басейну Тихого океану. Має форму підкови довжиною близько 40 тис. км, містить 452 вулкани, що становить близько 80 % від загальної кількості активних та згаслих вулканів світу.

2. СЕРЕДЗЕМНОМОРСЬКИЙ ШИРОТНИЙ ПОЯС охоплює Алеутські острови, ланцюг вулканів переходить в Азію і захоплює Камчатку, де є близько 20 діючих і багато згаслих вулканів.

3. АТЛАНТИЧНА МЕРИДІОНАЛЬНА СМУГА розташована в центральній частині Атлантики – на островах Ісландії, Азорських, Канарських, Зеленого Мису, Святої Єлени.

4. СХІДНО-АФРИКАНСЬКА МЕРИДІОНАЛЬНА СМУГА включає вулкани, приурочені до гігантських розломів стародавніх материків (Центральна Африка) і дна океанів.

У результаті вибухів вулканів серед моря, океану з'являються нові острови, складені, головним чином, із вулканічного попелу і продуктів гідролізу рідких лав, які виливалися у воду. В теперішній час зафіксовано понад 100 діючих підводних вулканів (рис. 19).

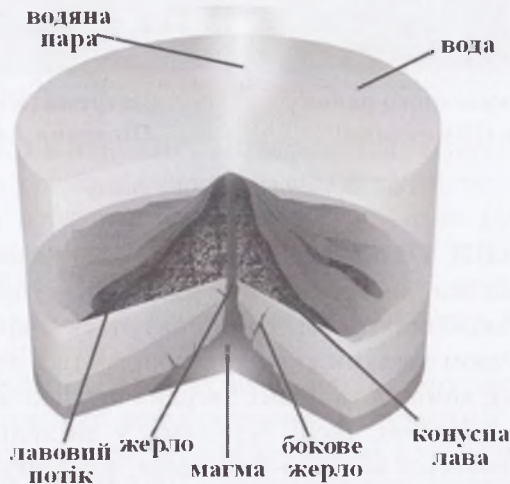


Рис. 19. Будова підводного вулкана

За зовнішньою формою всі вулкани на Землі поділяють на три типи:

1. ВУЛКАНИ ТИПУ МААР (рис. 20) є недорозвиненими вулканами, у яких кратер не піднімається вище поверхні навколишньої місцевості. Діаметр кратера може бути від кількох десятків метрів до кількох кілометрів. До вулканів типу Маар відносять також **ДІАТРЕМИ** – трубки вибуху, вулканічні жерла у формі вертикальної

трубки, що розширюється догори у вигляді воронки. Утворюються в результаті крупного газового викиду. Діатреми заповнені вулканічною брекчієподібною породою (кімберлітом), що містить алмази. Багато діатрем у Сибіру і країнах Південної Африки.



**Маари вулканічного району
Айфель (Німеччина)**



**Діатрема (Кімберлі,
Південна Африка)**

Рис. 20. Вулкани типу Маар

2. ВУЛКАНИ ТИПУ ВЕЗУВІЙ (рис. 21) характеризуються дуже бурхливими виверженнями, які іноді супроводжуються вибухами вулканічних газів, що вириваються з кратера з великою силою. Разом з газами з кратера викидаються величезні маси попелу, шлаку, каміння та інших твердих продуктів виверження. Після цього спокійно, іноді бурхливо, у вигляді величезного фонтана виливається вогняно-рідка лава, а в деяких випадках — потоки гарячої грязі.

3. ВУЛКАНИ ГАВАЙСЬКОГО ТИПУ характеризуються тривалим, спокійним виливом лав, який періодично повторюється, без викидання великої кількості побічних продуктів виверження. Лава цих вулканів дуже рідка і рухома, тому вона легко виштовхується з надр Землі і під час виливу не утворює високих конусів нагромадження, що спостерігається при виверженнях вулканів типу Везувій. Після виливу лава швидко остигає і затвердіває, утворюючи тверді кам'яні вулканічні або вивержені породи.



Вулкан Кракатау (Індонезія) –
вулкан типу Везувій



Вулкан Маун-Лоа
(Гаваї, США) – Гавайський тип

Рис. 21. Вулкани типу Везувій і Гавайського типу

Академік В. А. Обручев виділив 5 типів вулканічних вивержень (рис. 22):

1. **ГАВАЙСЬКИЙ ТИП.** Відрізняється відсутністю рясних виділень газів і парів, а у зв'язку з цим відсутністю попелу, бомб, тобто пухких продуктів виверження. Лава дуже рідка і витікає більш-менш спокійно, майже без вибухів.

2. **СТРОМБОЛІАНСЬКИЙ ТИП.** Лава настільки рідка, що виділяється дуже багато газів, які обумовлюють значні вибухи з викиданням кручених бомб.

3. **ТИП ВУЛЬКАНО.** Лава більш в'язка і тому часто закупорює канал, внаслідок чого при виверженні відбуваються часті вибухи накопичених газів і парів та рясне викидання попелу, лапілей і бомб.

4. **ПЕЛЕЙСЬКИЙ ТИП.** Лава дуже в'язка, застигає в жерлі і не дає виходу газам і парам. Останні, нагромадившись, виробляють найсильніші вибухи й вириваються відразу величезною хмарою, що складається з сильно стиснутих розпечених газів, парів, попелу, бомб і лапілей. Ці хмари на своєму шляху знищують усе живе, тому отримали назву палючих хмар.

5. **БАНДАЙСАНСЬКИЙ ТИП.** Лава найбільш в'язка з усіх типів вивержень, не дає виходу газам і парам, останні накопичуються у великих кількостях і створюють колосальний тиск, під впливом якого відбувається вибух усього вулкана і викидаються маси старої, давно застиглої лави.



Гавайський тип



Стромболіанський тип



Тип Вулькано



Пелейський тип



Бандайсанський тип

Рис. 22. Типи вулканічних вивержень (за В. А. Обручевим)

Продукти вулканічної діяльності поділяють на три види: тверді, рідкі і газоподібні. До твердих відносяться: попіл, пісок, туф, туфіти, брекчія, лапілі, бомби, щєбінь (рис. 23).

ВУЛКАНІЧНИЙ ПОПІЛ – частинки розміром менше 2 мм, які утворюються внаслідок дроблення вулканічними вибухами рідкої лави і вулканічних порід – продуктів більш ранніх вибухів.

ВУЛКАНІЧНИЙ ПІСОК – невеликі шматочки лави розміром з горошину. Вулканічний пісок представлений добре вираженими

кристалами авгіту, польових шпатів, рогової обманки, слюди, магнетиту, але частіше уламками вулканічного скла.

ВУЛКАНІЧНИЙ ТУФ – цементована гірська порода, сформована з твердих продуктів вулканічних вивержень, зокрема, вулканічних бомб, попелу, лапілей, з часом ущільнених і цементованих.

ТУФІТИ – вулканогенно-осадова гірська порода, складена вулканогенним матеріалом, викинутим під час виверження вулкана (попелу, пемзи, шлаків, уламків порід) і змішаним з ним осадовим матеріалом. До складу туфітів можуть входити обкатані уламки інтрузивних гірських порід.



Вулканічний попіл



Вулканічний пісок



Вулканічний туф



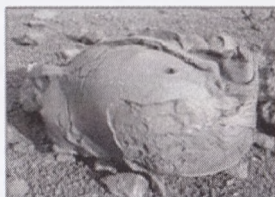
Туфіти



Вулканічна брекчія



Лапілі



Вулканічна бомба



Вулканічний шебінь

Рис. 23. Тверді продукти вулканічних вивержень

ВУЛКАНІЧНА БРЕКЧІЯ – гірська порода, утворена із зцементованих кутастих вулканічних уламків великих розмірів (понад 32 мм), викинутих під час виверження вулкана. У більшості випадків являє собою вулканічний туф разом з великими уламками гірських порід та мінералів.

ЛАПІЛІ – дрібні, розміром від горошини до волоського горіху, шматочки пористої лави або магми округлої або неправильної форми, що викидаються під час виверження вулкана та тверднуть у повітрі. Їх розмір коливається від 2 до 30 мм. Складаються лапілі з пористого вулканічного скла, іноді з кристалів, наприклад, польового шпату, лейцити, авгіту.

ВУЛКАНІЧНА БОМБА – грудка застиглої лави, викинута в рідкому стані з жерла під час виверження вулкана. Форма вулканічних бомб обумовлюється складом лави. Рідкі лави не встигають вихолоннути в повітрі, тому під час падіння на земну поверхню набувають коржоподібної форми. Базальтові малов'язкі лави, обертаючись у польоті, набувають грушоподібної або веретеноподібної форми. В'язкі лави, зазвичай, мають округлу форму. Розміри вулканічних бомб від 5 см до 7 м, але, як правило, не перевищують декількох сантиметрів. В середині вулканічна бомба може бути пористою або пухирчастою, але її зовнішня оболонка внаслідок швидкого охолодження в повітрі стає щільною та склоподібною.

ВУЛКАНІЧНИЙ ЩЕБІНЬ – необкатані гострокутні уламки гірських порід та мінералів розмірів від 10 до 100 мм. При цементації щебінь утворює брекчії.

До рідких продуктів вулканічних вивержень належить лава – магма, яка піднялась на земну поверхню, і з якої виділилась частина газів. Температура лави під час виверження сягає 800–1200 °С. Середня швидкість пересування лави складає 1–2 м/с, інколи може досягати 8 м/с. Переважаючими елементами лави є кисень, кремній, алюміній, магній, залізо, натрій, кальцій, калій, гідроген та ін., вміст води становить 1,18 %.

Розрізняють кислі і основні лави. **КИСЛІ ЛАВИ** містять більше оксидів кремнію (48,8 %). Для них характерний світлий або сірий колір, порівняна легкість і в'язкість. Зазвичай, вони повільно остигають і містять у розчиненому стані багато різних газів, які часто

виділяються з вибухами. **ОСНОВНІ ЛАВИ** містять більше оксидів кальцію (9,38 %), магнію (6,7 %) і менше оксидів кремнію (19,4 %), калію (0,69 %) і натрію (2,59 %). Забарвлені вони в темні кольори, мають велику щільність і рідку консистенцію. Ці лави легкоплавкі, швидко остигають і містять багато газів.

Газоподібні продукти представлені вуглекислим газом, парою води, киснем і газами, що містять сірку, хлор, фтор та інші елементи. Виділення газів, залежно від складу, температури і тиску, називають **ФУМАРОЛАМИ** (температура 400–500 °С, виділяються хлористоводневі гази), **СОЛЬФАТАРАМИ** (температура 100–200 °С, виділяються водяні пари і сірководень) і **МОФЕТТАМИ** (температура 100 °С і нижче, виділяються вуглекислі гази). Фумароли, до складу яких входить бор, називають **СОФІОНІ**.

Процеси, що відбуваються у вторинному вогнищі, одразу після бурхливих вивержень вулкана не замирають. Тривалий час спостерігаються так звані **ПОСТВУЛКАНІЧНІ ЯВИЩА**: виверження час від часу грязі, пари та гарячих вод, а також виходи термальних і термомінеральних вод і різних газів. З часом активність поствулканічних явищ знижується.

САЛЬЗИ (рис. 24) – геологічні утворення грязьових вулканів, сформованих над тріщинами в осадових відкладах. Вони містять поклади газу з високим тиском, що обумовлює постійне або періодичне виверження грязьових мас або горючих газів.



Грязьовий вулкан,
Крим



Гейзер Гігант,
США



Терми,
Італія

Рис. 24. Сальзи, гейзери і терми

Грязьові вулкани притаманні регіонам, де у розрізі присутні глинисті породи, глини, галечники, піски, відклади підводних зсувів та неконсолідовані осади, тобто породи, характерні для молодих, зокрема, теригенних, відкладів. Поверхня грязьового вулкана являє собою грязьовий конус з кратером, через який постійно або періодично викидається газ. Деякі конуси або їх групи можуть займати територію у десятки квадратних кілометрів, їх висота може досягати 300–400 м, хоча, зазвичай, не перевищує декількох десятків метрів. Діаметр основи грязьових вулканів не перевищує 5–6 км.

Переважає більшість грязьових вулканів, і особливо великих за розмірами, формується у місцях розвитку антикліналей, тектонічних розривів або діапірових складок. Найчастіше грязьові вулкани утворюються над антиклінальними структурами, у верхній частині розрізу яких залягає потужний комплекс спресованих глин. У посушливу погоду глини зневоднюються та розтріскуються. Через глибокі тріщини починає виділятися газ. Під час підйому з надр він змішується з пластовою водою і глиною, і таким чином утворюються грязі, що викидаються на поверхню. Діяльність грязьового вулкана відбувається у два етапи: експлозивного (короткочасний з досить сильними виверженнями) і грифонного (більш тривалий і спокійніший, у проміжках між виверженнями). Виверження грязьового вулкана супроводжуються потужними викидами газів (головним чином метану), твердих уламків та грязі, що здатні підійматися на висоту декількох кілометрів. Під час грифонного етапу з грязьового вулкана повільно витікають рідкі грязі, інколи щільна маса перем'ятої породи – сопкова брекчія. Завдяки наявності бромів і йоду у водах грязьових вулканів та сірководню в газах грязі набувають цілющих властивостей.

БУЛГАНАЦЬКА ГРУПА ГРЯЗЬОВИХ ВУЛКАНІВ розташована на Керченському півострові (Крим). Продуктами їх виверження є метан, глиняна брекчія з уламками сидериту та інших порід. Центральне озеро (найбільша грязьова сопка) викидає понад 5000 л грязі та до 100 м³ метану за добу.

ГЕЙЗЕР – джерело, що періодично фонтаном викидає гарячу воду та пару, таким чином проявляючи ознаки пізньої стадії вулканізму. Гейзери поширені в районах сучасного і недавнього вулканізму. Гейзери з постійною тривалістю циклу називають регулярними, з мінливою – нерегулярними. Тривалість окремих стадій циклу вимірюють у хвилинах і десятках хвилин, стадія спокою може тривати від декількох хвилин до декількох годин або днів. Вода, яку викидає гейзер, є відносно чистою, слабо мінералізованою (1–2 г/л), з відносно високим вмістом кремнезему, із якого близько до виходу каналу та на схилах утворюється гейзерит.

ГАРЯЧІ ДЖЕРЕЛА (ТЕРМИ) поширені більш широко, ніж гейзери. Терми мають температуру вище середньорічної температури даної місцевості (понад 20 °С). Термальні джерела, що містять розчинені мінеральні речовини, не властиві даній місцевості, називають термомінеральними. Термомінеральні води бувають сірчано-кислі, натрієво-хлористі, вуглекисло-магнезіально-натрієві та ін.

Вулкани утворюються вздовж зон глибинних розломів земної кори і на платформах. Виникнення вулканічних вивержень можна пояснити фізико-хімічними властивостями магми, які різко змінюються при зміні тиску. Перебуваючи на великій глибині, в області високих температур, магма нагріта настільки, що речовини її мали б бути не тільки в вогняно-рідкому, але навіть газоподібному стані. Однак у силу великого тиску магма знаходиться у вигляді твердої речовини. При виверженні умови змінюються: тиск зменшується і перегріта магма переходить у вогняно-рідкий і, частково, газоподібний стан. Усе це супроводжується величезним швидким збільшенням об'єму мас, які піднімаються, появою різних хімічних елементів, які починають перегруповуватися у нові сполуки. Це викликає колосальний тиск на стінку гірських порід, відбуваються грандіозні вибухи, гірські породи руйнуються і разом з газами та лавою викидаються на земну поверхню. Отже, процеси підняття магми в земній корі обумовлені не тільки її меншою питомою вагою по відношенню до оточуючих гірських порід, але і тектонічними рухами, і наявністю в ній газів і перегрітих парів, які сприяють переходу енергії в кінетичну.

2.3. ЗЕМЛЕТРУСИ: ПРИЧИНИ, СИЛА, НАСЛІДКИ, ГЕОГРАФІЧНЕ ПОШИРЕННЯ, ПРОГНОЗУВАННЯ

ЗЕМЛЕТРУСИ – раптові, короткотривалі струси земної кори, обумовлені перемінним переміщенням мас гірських порід у надрах Землі. Їх виникненню сприяють порушення розтяжності осередку гірських порід та сейсмічні хвилі.

Упродовж року на Землі фіксують близько 1 млн землетрусів, причому у середньому понад 100 – руйнівних і один – катастрофічний. Зазвичай, землетруси відбуваються раптово, блискавично, впродовж декількох секунд, іноді навіть часткою секунди. Деякі з них проявляються у формі численних підземних поштовхів, наступаючих один за одним через короткі проміжки часу впродовж тижнів і навіть місяців. В окремих випадках землетруси бувають великої сили і супроводжуються катастрофічними наслідками. Результативною діяльністю сильних землетрусів є виникнення на поверхні Землі щілин, скидів, зсувів, цунамі. Особливо сильні землетруси призводять до серйозних руйнувань. За даними ЮНЕСКО, землетруси серед усіх стихійних лих посідають перше місце у світі за заподіяною економічною шкодою, кількістю загиблих та постраждалих.

НАЙСИЛЬНІШІ ЗЕМЛЕТРУСИ:

- 18 квітня 1906 р., Сан-Франциско, 7,8 балів. Було зруйновано майже 80 % будівель у місті Сан-Франциско, без притулку лишилося 300 тис., загинуло 3 тис. осіб;
- 28 грудня 1908 р., Мессіна, Італія, 7,5 балів. Найсильніший землетрус в Європі. Зруйновані міста Мессіна і Реджо-Калабрія, загальна кількість загиблих – 70–100 тисяч осіб;
- 1 вересня 1923 р., Токіо-Йокохама, Японія, 8,3 балів. Великий землетрус Канто: за дві доби сталося 356 підземних поштовхів. Висота цунамі досягла 12 метрів. Загинуло майже 143 тисячі осіб;
- 1936 р., Кветта, Пакистан. Число загиблих – майже 40 тисяч осіб, збиток – 25 млн доларів США;
- 1939 р., Консепсьйон, Чилі, 8,3 балів. Загинуло 28 тисяч осіб, збиток склав майже 100 мільйонів доларів;

- 26 грудня 1939 р., Ерзінджан, Туреччина. Стихія забрала життя 39 тисяч осіб;
- 29 лютого 1960 р., Агадир, Марокко, 5,9 балів. За 15 секунд землетрус забрав життя 15 тисяч осіб, 35 тисяч людей залишилися без даху над головою;
- 1970 р., Чімботе, Перу, 7,7 балів. Загинуло 67 тисяч осіб, збиток склав 550 мільйонів доларів;
- 27 липня 1976 р., Тянь-Шань, Китай, 8,2 бали. Один з найбільших за кількістю жертв – стихія забрала понад 650 тисяч життів;
- 4 лютого 1976 р., Гватемала, 7,5 балів. Загинули 22 тисячі осіб, 70 тисяч отримали поранення, збиток – 1,1 млрд доларів;
- 19 вересня 1985 р., Мехіко, Мексика, 8,1 бали. Один з найбільш руйнівних в Америці. Загинули 9 тисяч осіб, поранення отримали 30 тисяч людей, 100 тисяч залишилися без притулку;
- 7 грудня 1988 р., Спітак, Вірменія, 7,2 бали. Повністю зруйновані місто Спітак і ще 58 сіл, загинули 25 тисяч людей, 514 тисяч залишилися без даху над головою;
- 17 жовтня 1989 р., Сан-Франциско, штат Каліфорнія, США, 7,1 бали. Повністю знищено цілу мережу доріг, загальний матеріальний збиток – 6 млрд доларів;
- 17 січня 1995 р., Кобе, Японія, 7,3 бали. Загинуло 6434 людини, збиток склав 200 мільйонів доларів;
- 17 серпня 1999 р., Ізмітський землетрус, Туреччина, 7,6 балів. Загинули більше 17 тисяч людей. Пожежу на нафтопереробному заводі гасили кілька днів, збиток склав 25 млрд доларів;
- 26 грудня 2004 р., Індійський океан, 9,1 бали. Спричинив найсмертоносніше в історії цунамі, яке забрало життя майже 300 тисяч людей, змінив швидкість обертання Землі і скоротив добу на 2,68 мкс;
- 12 травня 2008 р., Сичуань, Китай, 8,0 балів. Відлуння відчували навіть у Росії. Кількість загиблих склала 68 тисяч осіб;
- 27 лютого 2010 р., Регіон Мауле, Чилі, 8,8 балів. Землетрус викликав цунамі, яке дійшло навіть до Австралії;
- 11 березня 2011 р., Японія, 9,0 балів. Найсильніший землетрус в Японії за всю історію країни. Рахунок жертв йде на тисячі, цунамі змilo цілі міста на сході країни;

- 11 квітня 2012 р., Індонезія, 8,6 балів. Незважаючи на значну силу, землетрус не завдав сильного збитку. П'ять осіб померли від серцевого нападу, ще 4 людини постраждали;
- 25 квітня 2015 р., Непал, 7,9 балів. Загинуло понад 2300 осіб;
- 12 листопада 2017 р., Іран, 7,3 балів. 510 людей загинуло та понад 8100 отримали поранення;
- 6 липня 2019 р., США, Каліфорнія, 7,1 бали. Жертв, на щастя, немає.

ПРИЧИНИ, ЩО ВИКЛИКАЮТЬ ЗЕМЛЕТРУСИ, ПОДІЛЯЮТЬ НА ЧОТИРИ ГРУПИ:

1. ТЕКТОНІЧНІ – виникають під дією внутрішніх сил Землі і обумовлені переміщеннями окремих блоків, на які розбита земна кора, по зонах розломів. Це найбільш часта і руйнівна група землетрусів. Сили пружності перевищують межу міцності, в результаті відбуваються струси ґрунту, які супроводжуються вулканічними і денудаційним явищами (активізацією вулканів, переміщеннями земної кори, провалами і т. д.)

2. ВУЛКАНІЧНІ – приурочені до районів розвитку вулканів і супроводжуються поштовхами рухомої лави при її виверженні на земну поверхню.

3. ДЕНУДАЦІЙНІ (ОБВАЛЬНІ) – землетруси виникають внаслідок провалів порід, що залягають над пустотами у верхній частині земної кори, а також внаслідок гірських обвалів. Вони мають місцеве значення і найчастіше відбуваються в районах, складених породами, що легко розчиняються підземними водами з утворенням порожнин (кам'яна сіль, гіпс, вапняк).

4. АНТРОПОГЕННІ – результат діяльності людини. Вони виникають при масових вибухах, випробуваннях атомних бомб і в деяких випадках інженерної діяльності.

ЗА ІНТЕНСИВНІСТЮ ЗЕМЛЕТРУСИ БУВАЮТЬ:

1. МІКРОСЕЙСМІЧНІ – не можна виявити без спеціальних приладів (сейсмографів).

2. МАКРОСЕЙСМІЧНІ – дуже добре відчуваються людиною.

Порушення або зсуви мас гірських порід, що виникають в земній корі, обумовлюють утворення **СЕЙСМІЧНИХ ХВИЛЬ**. Осередок,

де зароджуються сейсмічні хвилі, називають **ГІПОЦЕНТРОМ**, а його проекцію на земну поверхню – **ЕПІЦЕНТРОМ**. У межах епіцентру спостерігаються підземні поштовхи найбільшої сили (рис. 25).

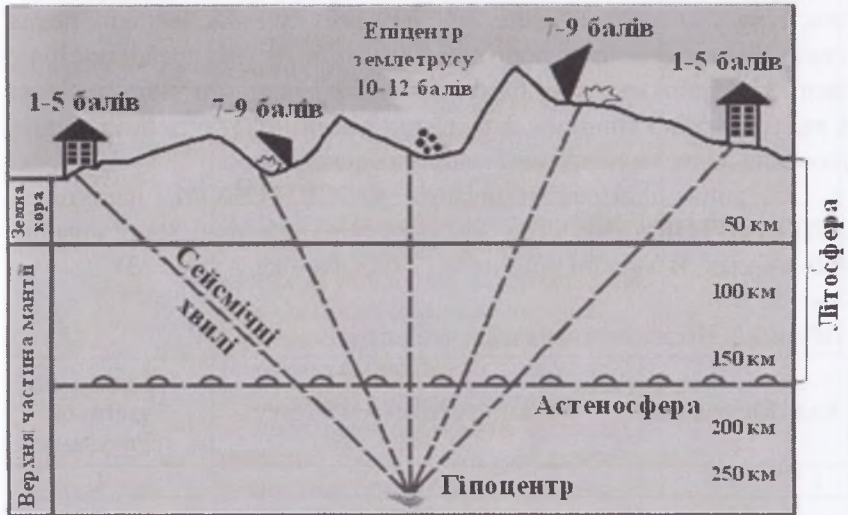


Рис. 25. Схематичне зображення землетрусу

Прискорення сейсмічної хвилі в мм/с^2 визначається за формулою:

$$a = \frac{4 \cdot \Pi^2 \cdot A}{T^2},$$

де a – прискорення (швидкість) розповсюдження сейсмічних хвиль, мм/с^2 ;

Π^2 – число Піфагора (3,14);

A – амплітуда коливань, мм ;

T^2 – час (період) коливання сейсмічної хвилі, с .

ЗАДАЧА: У 2013 році в Хакасії (Росія) стався потужний землетрус. За 2 секунди часу амплітуда коливань сейсмічної хвилі склала 3,9 мм . Обчислити сейсмічне прискорення пружних хвиль в мм/с^2 .

$$\text{РІШЕННЯ: } a = \frac{4 \cdot 3,14^2 \cdot 3,9}{2^2} = 38,45 \text{ мм/с}^2.$$

ВИСНОВОК: Згідно шкали інтенсивності землетрусів (табл. 3), якщо прискорення сейсмічних хвиль дорівнює $38,45 \text{ мм/с}^2$, то бал землетрусу становить 5, коливання будуть чутливі. За таких показників відбудеться легке пошкодження будинків (насправді постраждало 33 будинки), буде відчутний дзвін віконного скла, в ґрунті з'являться тонкі тріщини, в закритих водоймах будуть помітні хвилювання води, маятниковий годинник зупиниться.

Основний поштовх називають **ФОРШТОКОМ**, наступні – **АФТЕРШТОКАМИ**. Силу землетрусу на поверхні Землі вимірюють в балах. В Україні прийнята 12-бальна шкала (табл. 3).

Таблиця 3. Шкала інтенсивності землетрусів

Бал	Коливання	Характеристика землетрусу	Прискорення частинок ґрунту, мм/с^2
1	2	3	4
1	Мікро-сейсмічні	Струси земної кори виявляють тільки сейсмографи.	2,5
2	Дуже слабкі	Пошкоджень і порушень немає; землетрус відчують тільки дуже чутливі люди, які знаходяться в спокої.	2,5–5,0
3	Слабкі	Пошкоджень і порушень немає; землетрус відчують деякі люди, які знаходяться у спокої; повільно розійдуться лампи і відкриті двері.	5–10
4	Помірні	Пошкоджень будівель немає; можливі окремі тріщини в сирих ґрунтах; землетрус відчуває більшість людей, які знаходяться в будинках; коливається рідина в посудинах.	10–25
5	Чутливі	Легкі пошкодження будівель, дзвін шибок; тонкі тріщини в ґрунті; хвилювання води в закритих водоймах, маятниковий годинник зупиняється.	25–50

Закінчення таблиці 3

1	2	3	4
6	Сильні	Будівлі з саману і цегли зазнають легких ушкоджень; в окремих будівлях спостерігаються значні ушкодження; утворюються тріщини в сирих ґрунтах завширшки до 1 см, одиничні зсуви на схилах, падає посуд.	50–100
7	Дуже сильні	Будинки зазнають значних ушкоджень і навіть руйнувань; ушкоджуються труби; невеликі зсуви, можливі гірські обвали; люди вибігають з приміщень.	100–250
8	Руйнівні	Усі будівлі з саману зазнають значних ушкоджень, будівлі з цегли зазнають часткових ушкоджень, великі осипання, зсуви та гірські обвали; люди ледве утримуються на ногах; зникають діючі і з'являються нові джерела води.	250–500
9	Спустошливі	Руйнування і в окремих випадках обвалення стін, перекриттів цеглових будинків; значна частина труб та веж руйнується; гірські обвали, численні зсуви; утворюються тріщини шириною 10 см і більше.	500–1000
10	Знищуючі	Руйнування цеглових будинків і ушкодження дерев'яних будинків; місцеві викривлення рейок; ламаються гілки і стовбури дерев; в ґрунті виникають тріщини шириною 15–20 см.	1000–2500
11	Катастрофічні	Загальне руйнування будинків, численні тріщини в земній корі і вертикальні переміщення по них шарів порід, великі обвали і зсуви; залізничні колії викривляються по всій довжині.	2500–5000
12	Сильно катастрофічні	Загальне руйнування будинків та споруд; величезні обвали і зсуви; значні горизонтальні і вертикальні розриви земної кори і переміщення по них шарів порід; змінюються русла річок; від обвалів і руйнувань будівель гинуть люди, тварини та рослини.	понад 5000

Землетруси реєструються спеціальними приладами – сейсмографами. **СЕЙСМОГРАФ** (рис. 26) – прилад, призначений для автоматичної фіксації коливань земної поверхні, зумовлених сейсмічними хвилями під час землетрусів та сейсморозвідувальних робіт. Він складається із сейсмометра та реєструвального приладу. Коливання в електродинамічних сейсмографах, створених Б. Б. Голіциним, сприймаються корпусом приладу. Зміщення корпусу відносно інерційного елемента, який з'єднується з ним пружинами, трансформується в електричні коливання. П'єзоелектричні сейсмографи використовують для реєстрації об'ємних хвиль стиску в рідкому середовищі, зокрема, в морі, на бурових свердловинах. Сейсмографи – дуже чутливі прилади, вони дозволяють фіксувати землетруси, що відбуваються на відстані кількох тисяч кілометрів.

Сучасні комп'ютеризовані сейсмовимірювальні системи одночасно фіксують та аналізують сигнали з декількох сейсмодатчиків у реальному масштабі часу, враховують спектри цих сигналів, що забезпечило принциповий стрибок в інформативності сейсмовимірювань.

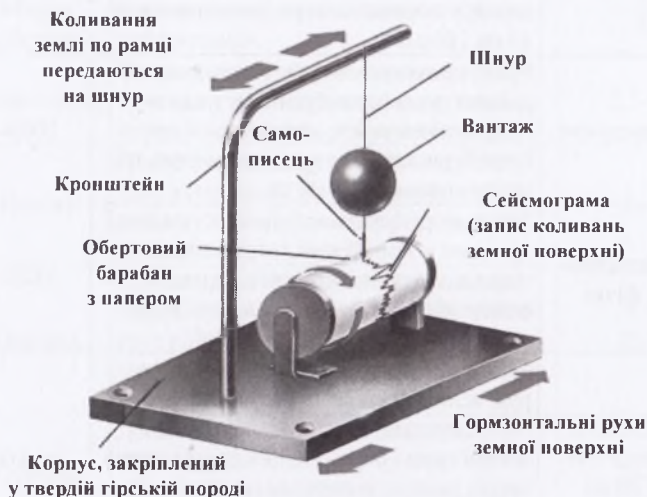


Рис. 26. Сейсмограф

Землетруси приурочені до певних ділянок земної кори – **ГЕОСИНКЛІНАЛЬНИХ І СКЛАДЧАСТИХ ПОЯСІВ**. Райони та області земної кори, які постійно піддаються землетрусам і нерідко дуже великої сили, називають **СЕЙСМІЧНИМИ**, а райони і області, в яких майже не спостерігалися землетруси протягом історичного періоду – **АСЕЙСМІЧНИМИ**. Сильні і часті землетруси бувають у периферійній частині Тихого океану – Тихоокеанський сейсмічний пояс. Однією з великих областей сильних землетрусів є Середземноморський сейсмічний пояс, що охоплює складчасті споруди від Гібралтарської протоки до Малайського архіпелагу. До сейсмічних районів відносять також Серединно-Атлантичний хребет (Атлантичний пояс) і райони, прилеглі до гігантських гірських хребтів Африки (Африканський сейсмічний пояс).

У більшості випадків на морі не спостерігаються великі хвилювання навіть за найсильніших коливань земної кори. Тільки окремі сильні її коливання, що супроводжуються швидким підняттям або опусканням значних ділянок морського дна, викликають сильні хвилювання – **МОРЕТРУСИ**. За таких коливань приходять в рух великі маси води і утворюються величезні хвилі – **ЦУНАМІ** (рис. 27).

Цунамі спостерігаються на узбережжі Тихого і Атлантичного океанів, Середземного, Японського та інших морів. Проте основна частина моретрусів, що породжують такі явища, припадає на Тихоокеанський сейсмічний пояс. Зазвичай, цунамі складаються не з однієї хвилі, а з серії хвиль, які сліднують одна за одною. Число їх становить 5–7, причому найбільш сильними є друга і третя хвилі. У відкритому океані цунамі мають велику довжину (відстань від гребеня до гребеня досягає 100–300 км) і незначну висоту. Тому для морських судів вони непомітні і не являють небезпеки, незважаючи на величезну швидкість їх поширення – до 1000 км/год. Висота хвиль з наближенням до узбережжя стрімко зростає до 5–10, інколи до 20–30 м, а швидкість поширення, навпаки, зменшується до 30–70 км/год. Найбільшу висоту цунамі мають у порізаних, крутих берегів з вузькими і глибокими бухтами клино- і серпоподібної форми, відкритих у бік моря або океану. У такі бухти вони наганяють воду, яка заливає береги і проникає по долинах річок вглиб суші

на 2–3 км. За пологих берегів розміром понад 500 м та рівної берегової лінії цунамі не поширюються вглиб суші далі, ніж на 300–500 м.



Таїланд, 2004 р.



Японія, 2011 р.

Рис. 27. Цунамі

Цунамі – велике стихійне лихо, що завдає величезної шкоди прибережному населенню і народному господарству. Для того, щоб захистити населення, врятувати портове обладнання і майно від катастрофічних наслідків моретрусів, сейсмологи заздалегідь попереджають про насування небезпеки.

Величезний збиток, що заподіюється землетрусами, привів до необхідності створення спеціальної сейсмічної служби, яка займається комплексними спостереженнями за цими грізними явищами природи. За допомогою спостережень можливо визначити місце, час, силу і ряд інших даних про землетрус, тобто встановити сейсмічний режим місцевості. На основі отриманих даних сейсмологи прогнозують силу і місце можливих землетрусів. Прогнозувати землетруси можна також за допомогою **ГІДРОДИНАМІЧНОГО МЕТОДУ**, розробленого Ф. І. Монаховим. Цей метод заснований на зміні рівня води в артезіанських свердловинах перед землетрусами. Підземні води реагують на деформацію, що виникає в земній корі перед сейсмічними поштовхами. Падіння рівня води в свердловинах завжди передують поштовху, а різке його підняття збігається з початком землетрусу.

2.4. ТЕКТОНІЧНІ РУХИ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА ЇХ ЗНАЧЕННЯ

Земна кора з моменту її утворення перебуває у безперервному русі. Всі природні рухи земної кори або її окремих ділянок отримали назву **ТЕКТОНІЧНИХ**. Крім різних рухів земної кори, пов'язаних з вулканізмом, існує ще так званий повільний або віковий рух, підняття і опускання земної кори, яке називається **ЕПЕЙРОГЕНЕЗОМ**.

Розрізняють **ДВА ТИПИ ТЕКТОНІЧНИХ РУХІВ**:

1. **КОЛИВАЛЬНІ** (епейрогенічні).
2. **СКЛАДЧАСТІ** – горотворні, що призводять до утворення складок, і розривні, які утворюють розриви в породах.

Сили, що викликають різні тектонічні рухи, численні: обертання Землі; сила тяжіння; тепло, що утворюється при радіоактивному розпаді елементів; сили стискання і розтягування.

КОЛИВАЛЬНІ РУХИ (епейрогенічні) – повільні вертикальні рухи (підняття і опускання) земної кори, які називають віковими. Такі рухи часто призводять до утворення континентів. Розрізняють три категорії геологічних структур: щити, платформи та геосинкліналі.

ЩИТИ – ділянки земної кори, які складені сильно дислокованими найдавнішими масивно-кристалічними гірськими породами (граніти, гнейси та ін.).

ГЕОСИНКЛІНАЛІ – ділянки землі, які складаються з різноманітних осадових порід, іноді інтенсивно зім'ятих різними горотворними процесами (насувами, зсувами та іншими дислокаціями), і мають гігантську потужність.

ПЛАТФОРМИ – великі області континентів, що складаються з жорсткого, складчастого матеріалу, над яким розташована товща осадових порід потужністю 1000 метрів.

Встановити наявність повільного підняття земної кори можна за наступними ознаками: високо підняті над рівнем моря коралові рифи, осушені колишні гавані і дельти річок, висячі річкові долини, поява у річок, озер і морів нових терас і т. п. Ознаками повільного опускання земної кори служать затоплені морські тераси, підводні долини річок, лимани на узбережжях морів, велика потужність

коралових вапняків та ін. Підняття земної кори відбувається у північних широтах. Тут піднімаються Ісландія, Гренландія, Шотландія, Скандинавські країни, Шпіцберген, Нова Земля. Площа Фінляндії за рахунок вікового підняття збільшилася за століття на 700 км². Швидкість підняття західних районів України складає 5–9 мм/год. Опускання земної кори (на 1–7 мм на рік) зафіксоване в районі між Москвою і Санкт-Петербургом, в межах Тамбовської низини, Азово-Кубанської і Терської западин. Повільно опускаються також ділянки Чорноморського узбережжя.

СКЛАДЧАСТІ РУХИ – рухи, які викликають різку зміну залягання гірських порід, відбувається зминання пластів земної кори, яке призводить до утворення складок, тріщин і розломів, що супроводжується виливом назовні розжарених мас у вигляді вулканів.

У результаті складкоутворення порушується первинний стан гірських порід. Тому їх залягання може бути як первинним (непошкодженим), так і вторинним (порушеним).

ПЕРВИННИМ ЗАЛЯГАННЯМ називають стан гірських порід, який виникає в процесі їх первісного утворення. Для більшості осадових відкладів, які займають майже всю верхню частину земної кори, непошкодженим є майже горизонтально лежачий шар (пласт). Це обумовлено тим, що осади, які формуються, головним чином, у морських басейнах, лягають на вирівняні абразією поверхні майже горизонтально.

ПЛАСТ – шар, обмежений двома горизонтальними або похилими площинами. **СВИТА** – група пластів, які об'єднані спільними ознаками (походженням, віком, формою залягання, вмістом будь-яких сполук). Поверхня, що обмежує шар знизу, називається **ПІДОШВОЮ**; поверхня, що обмежує його зверху – **ПОКРІВЛЕЮ**.

ВТОРИННИМ ЗАЛЯГАННЯМ називають стан гірських порід, що виникає в результаті зміни їх первісного стану під дією, головним чином, тектонічних рухів. Тому такі зміни залягання називають **ТЕКТОНІЧНИМИ ПОРУШЕННЯМИ**. Тектонічні порушення, або дислокації, часто викликають різкі зміни первинного положення гірських порід, невідповідне залягання шарів, що утворилися до і після цих порушень.

Складки бувають антиклінальними та синклінальними (рис. 28).

АНТИКЛІНАЛЬНИМИ СКЛАДКАМИ (АНТИКЛІНАЛЯМИ) називаються вигини, в центральних частинах яких розташовуються більш давні породи, ніж у крайових частинах.

СИНКЛІНАЛЬНИМИ СКЛАДКАМИ (СИНКЛІНАЛЯМИ) називаються вигини, центральні частини яких складені відносно молодими породами, порівняно з породами крайових частин.

Складки, елементи залягання осьової поверхні і шарніра яких збігаються, називаються **НЕЙТРАЛЬНИМИ**. Це можливо: за вертикального залягання порід, шарніра і осьової поверхні складки; за похилого залягання порід у крилах складки та горизонтального – осьової поверхні і шарніра; за похилого залягання порід і однаково похилого – осьової поверхні і шарніра.

У сильно деформованих товщах, якщо немає можливості визначити покрівлю та підоснову шарів, складки, звернені опуклістю вгору, називаються **АНТИФОРМАМИ**, а звернені опуклістю вниз, – **СІНФОРМАМИ** (рис. 29).



Рис. 28. Антиклінальна і синклінальна складки

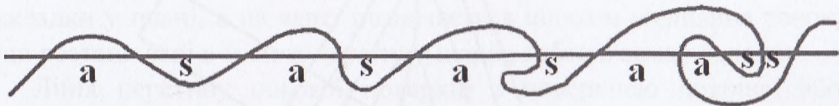


Рис. 29. Антиформи (а) і сінформи (s) у перетині з ерозійною поверхнею

Складки складаються з наступних елементів: замок, осьова поверхня, крила, вісь складки або осьова лінія, шарнір складки, киль і гребінь і гребенева поверхня, лінія перегину або медіанна лінія, поверхня перегину, ядро (рис. 30, 31).

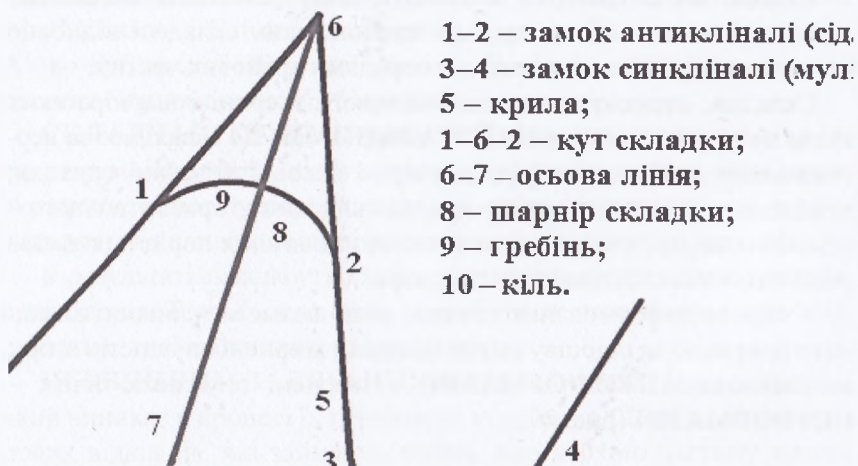


Рис. 30. Елементи складок

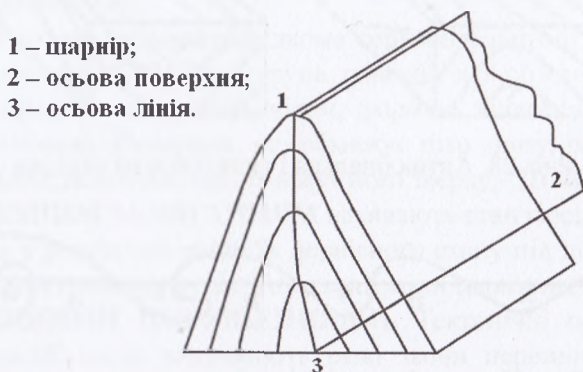


Рис. 31. Осьові елементи складок

ЗАМОК – місце перегину шарів, поверхні яких примикають до перегину та утворюють між собою певний кут або більш складні фігури. Форма замку може бути павною (параболічною, гіперболічною) або кутастою (шеврон). Інколи замок антикліналі називають сідлом, а замок синкліналі – мильдою.

КРИЛАМИ СКЛАДКИ називають її бічні частини, що безпосередньо примикають до замку. Поверхня шарів, якими вони представлені, односпрямовано нахилені від перегину вгору або вниз. Суміжні складки антикліналі і синкліналі мають одне загальне крило. Положення крил, як площинних елементів, визначають азимут і кут падіння.

ОСЬОВОЮ (ШАРНІРНОЮ) ПОВЕРХНЕЮ СКЛАДКИ (рис. 32) називають поверхню, що перетинає точки перегину шарів – складових частин складки. Її положення також визначається азимутом і кутом падіння.

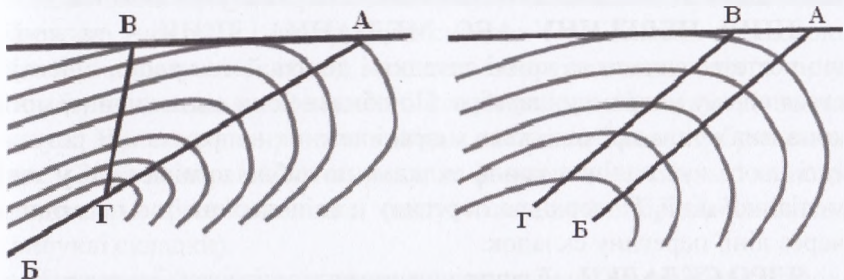


Рис. 32. Положення осьової (АВ) і гребеневої (ВГ) поверхні у вертикальному поперечному розрізі складки

СЛІД ОСЬОВОЇ ПОВЕРХНІ являє собою лінію перетину осьової поверхні з поверхнею рельєфу. Він визначає орієнтування складки у плані, а на карті позначається шляхом з'єднання точок, що розташовані в місцях перегину шарів, тобто в замку складки.

Лінія перетину осьової поверхні з поверхнею покрівлі або підосви (складових частин складки) називається **ВІССЮ (ШАРНІРОМ) СКЛАДКИ**. Шарнір є лінійним елементом, його положення визначають азимут і кут занурення (або здійснення).

Шарнір може співпадати з віссю складки за умови, що осьова поверхня складки є вертикальною. Занурюється шарнір у напрямі знаходження більш молодих порід. Якщо азимут занурення шарніра кілька разів змінюється на зворотний або кут занурення періодично змінюється по простяганню, шарнір називають **УНДУЛЯЦІЄЮ**. Інколи кут занурення (здіймання) шарніра називають кутом занурення (здіймання) складки.

ГРЕБНЕВА ПОВЕРХНЯ – поверхня з'єднання найвищих точок розташування шарів, що утворюють складку. Гребенем складки є лінія перетину гребневої поверхні з підшвою або покрівлею будь-якого шару складки.

КІЛЬОВА ПОВЕРХНЯ – поверхня з'єднання найнижчих точок розташування шарів, що утворюють складку. Кілем складки є лінія перетину кільової поверхні з підшвою або покрівлею будь-якого шару складки. Ці складові елементи складок визначають, як правило, лише під час вивчення похилих та перекинутих складок.

ЛІНІЯ ПЕРЕГІНУ АБО МЕДІАННА ЛІНІЯ – та лінія, що розташовується на крилі складки і ділить його навпіл, орієнтується вона у напрямку шарніра. По обидва боки від медіанної лінії кривизна крила проявляється у протилежних напрямках. В результаті цього кут падіння крила складки потрібно вимірювати у зоні медіанної лінії. Поверхнею перегину є та поверхня, що проходить через лінії перегину складок.

ЯДРО СКЛАДКИ – її внутрішня частина в місці найбільшого перегину із внутрішнього боку вигнутого пласта. Зазначене поняття є умовним і залежить від морфології складки та глибини ерозійного зрізу.

ДЗЕРКАЛО СКЛАДОК (рис. 33) є умовною поверхнею, проведеною у просторі через точки найбільшого перегину шару в одночасно утворених однойменних структурах одного порядку.

Класифікують складки за декількома ознаками. **ЗА ПОЛОЖЕННЯМ ОСЬОВОЇ ПЛОЩИНИ** складки можуть бути прямими (за умови вертикального положення осьової площини), похилими (за умови нахиленої осьової площини), лежачими (за умови горизонтального положення осьової площини) і перевернутими (якщо осьова площина нахилена нижче горизонту).

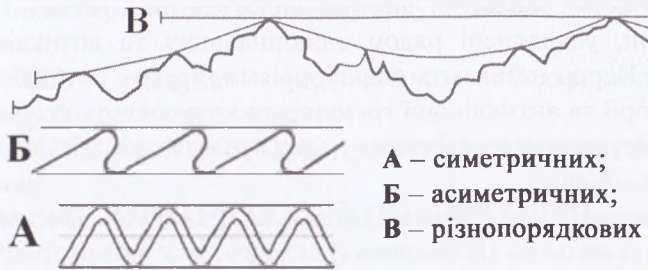


Рис. 33. Дзеркало складок

ЗА ХАРАКТЕРОМ ЗАМКА складки можуть бути гострими, округлими, ізоклінальними (їх ознакою є паралельні крила), віяло-подібними, сундучними (з плоским широким замком).

ЗА СПІВВІДНОШЕННЯМ РОЗМІРІВ (довжини і ширини) складки класифікують на ізометричні, лінійні та брахіскладки. Довжина і ширина ізометричних складок є приблизно однаковою. Куполи – випуклі складки, мульди – вгнуті складки такого типу. Ізометричні складки притаманні платформним областям. Довжина значно перевищує ширину в лінійних складках. Довжина брахіскладок у 23 рази перевищує ширину, за формою вони овальні та поділяються на брахісинкліналі (вгнуті складки) і брахіантикліналі (випуклі складки).

Групування складок за різними структурами земної кори є неоднаковим. У складчастих областях можна бачити одне, а на платформах – інше співвідношення. Сукупність складок, характерних для певних структур земної кори, називається **СКЛАДЧАСТІСТЮ**. Складчастість може бути повною, переривчастою і проміжною. Окремо виділяють діапирові складки, що утворюються соляними куполами.

Ознакою **ПОВНОЇ СКЛАДЧАСТОСТІ** є приблизно однакові розміри лінійних складок (антикліналей і синкліналей), вони розташовуються паралельно одна до одної, займають усю площу даної території і не залишають ділянок з порушеним заляганням верств. Повна складчастість є характерною для складчастих областей.

В складчастих областях нерідко відбуваються великі підняття і прогини, ускладнені рядом синклінальних та антиклінальних складок. Перші називають синкліноріями, другі – антикліноріями. Синклінорії та антиклінорії групуються і утворюють великі складчасті споруди складної будови – мегаантиклінорії, або западини – мегасинклінорії.

Ознакою **ПЕРЕРИВЧАСТОЇ СКЛАДЧАСТОСТІ** є наявність окремих локальних (ізольованих) складок, між якими трапляються ділянки з горизонтальним заляганням верств. За формою це куполоподібні складки, брахіскладки, мульди і флексури (коліноподібні згини верств). Переривчаста складчастість характерна для платформних областей.

ПРОМІЖНА СКЛАДЧАСТІСТЬ є характерною для перехідних зон між складчастими областями та платформами, для крайових прогинів. Якщо сила напружень, що виникають у земній корі, перевищують міцність гірських порід, утворюються розривні (диз'юнктивні) тектонічні порушення. Розривні порушення поділяються на дві групи: порушення без зміщення гірських порід і порушення зі зміщенням гірських порід.

РОЗРИВНІ РУХИ характеризуються розривом суцільності пластів гірських порід, яка виникає у випадку перевищення межі їх міцності. Тектонічні розриви, так само як і складки, різняться за формою, розмірами, величиною зміщення та іншими ознаками. У будь-якому розривному порушенні виділяють зміщення або площину розриву та крила розриву. Крила розриву – це блоки порід з кожного боку зміщувача, що були переміщені. Крило над площиною розриву називається висячим, а крило під площиною розриву називається лежачим.

Важливою ознакою розриву є **АМПЛІТУДА** – відстань по площині розриву від покрівлі або підосви пласта у лежачому крилі до покрівлі або підосви цього ж пласта у висячому крилі. Розрізняють вертикальну і горизонтальну амплітуду. Вертикальна амплітуда – проекція амплітуди по зміщувачу на вертикальну площину. Горизонтальна амплітуда – проекція амплітуди по зміщувачу на горизонтальну площину.

Розрізняють різні типи розривних порушень (рис. 34), основними серед них є:

- **СКИД** – зміщувач є вертикальним або характеризується падінням у бік опущеного крила;
- **ПІДКИД** – зміщувач характеризується падінням у бік піднятого крила;
- **НАСУВ** – це підкид, кут падіння зміщувача якого не перевищує 45° ;
- **ЗСУВ** – розрив, що супроводжується переміщенням крил по простяганню зміщувача у горизонтальному напрямку;
- **РОЗСУВ** – розрив, що супроводжується переміщенням крил у перпендикулярному напрямку до зміщувача;
- **ПОКРИВ (ШАР'ЯЖ)** – розрив, що характеризується майже горизонтальним положенням зміщувача.

До складових частин покриву відносять алохтон та автохтон. Алохтон – та частина, що зазнала переміщення. Автохтон – та частина, що підстеляє алохтон. Якщо алохтон за дії ерозії руйнується і породи автохтона відслонюються, їх вихід на денну поверхню носить назву тектонічного вікна. Якщо від фронтальної частини алохтона за дії ерозії відокремлюються блоки порід, їх називають тектонічними останцями. Зміщувач у покриві носить назву поверхні зриву або волочіння. Досить часто алохтон може підлягати розриву на пластини або покриви меншого розміру – дигітації. Якщо рух алохтона призводить до зриву і деякого переміщення окремих товщ автохтона, а зв'язок з підстеляючою товщею не втрачається, то в такому випадку говорять про **ПАРААВТОХТОН**. Покриви досить часто утворюються під водою, коли відбувається руйнування їх фронтальної частини і відокремлення брилів різних розмірів – **ОЛІСТОЛІТІВ**. Олістоліти через певний проміжок часу перекриваються новими осадами, що призводить до формування **ОЛІСТОСТРОМІВ**. Фрагменти верств великих розмірів, що під час утворення покриву змістилися, носять назву **ОЛІСТОПЛАКІВ**.

Тектонічні порушення, у більшості випадків, утворюють цілі системи. Паралельні скиди утворюють східчасту структуру, де кожен наступний блок нижче від попереднього. За умов розтягування

досить часто формуються зустрічні скиди, що призводить до опускання центральної частини структури. Така структура носить назву **ГРАБЕНА** (рис. 35). Паралельні підкиди обумовлюють підняття центральної частини структури. Така структура носить назву **ГОРСТА**. Системи грабенів, витягнуті на сотні і тисячі кілометрів, у поєднанні з горстами формують **РИФТИ**.

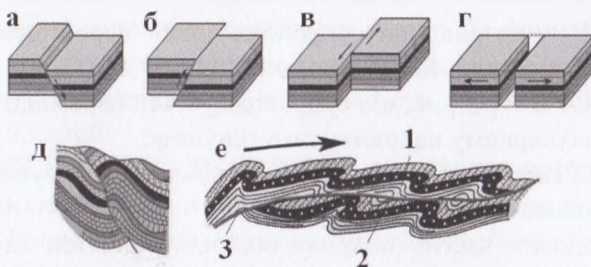


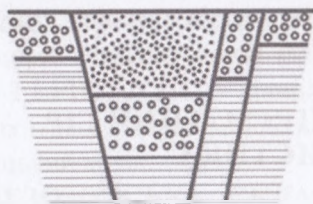
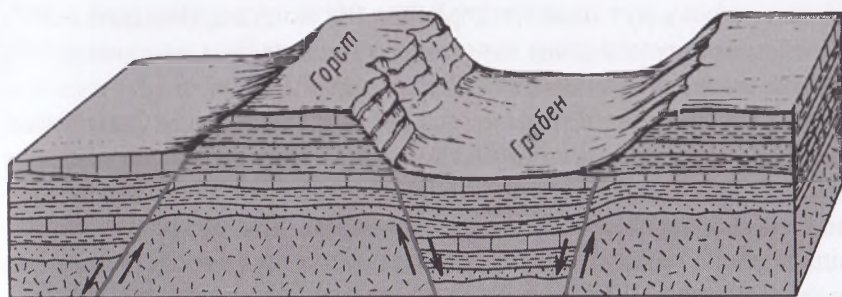
Рис. 34. Розломи зі зміщенням:

а – скид; б – підкид; в – зсув; г – розсув; д – насув; е – покрив (шар'яж);
1 – алохтон; 2 – автохтон; 3 – поверхня волочіння.

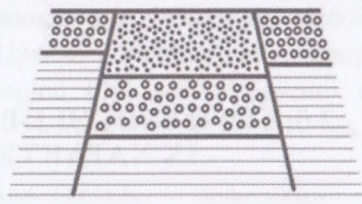
ГЛИБИННІ РОЗЛОМИ утворюють окрему категорію розривних порушень. Для них характерні значне простягання, велика потужність, тривалий розвиток, тобто усі ознаки глибинного закладення. Сейсмічними спостереженнями було встановлено, що глибинні розломи можуть досягати навіть межі Мохоровичича. Зона глибинного розлому по поверхні може досягати в ширину декілька десятків кілометрів і складатися із серії більш менших кулісоподібних розломів, між якими затиснуті блоки порід.

Положення пластів у просторі характеризують за допомогою так званих елементів залягання пласта, а саме лінії простягання, лінії падіння та кута падіння.

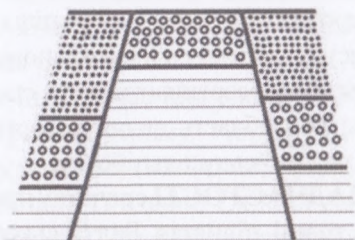
ЛІНІЯ ПРОСТЯГАННЯ являє собою горизонтальну лінію на поверхні верстви, тобто лінію перетину поверхні верстви із горизонтальною поверхнею.



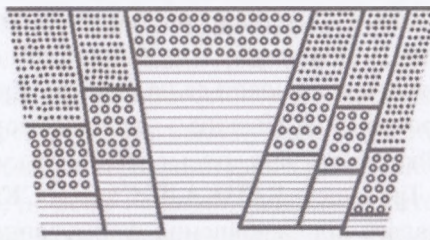
Грабен, утворений
скидами



Грабен, утворений
підкидами



Горст, утворений
скидами



Горст, утворений
підкидами

Рис. 35. Схема будови грабенів і горстів

ЛІНІЯ ПАДІННЯ являє собою лінію, що знаходиться на поверхні верстви у перпендикулярному напрямі до лінії простягання, тобто лінією падіння є вектор, що показує напрямок падіння верстви.

КУТ ПАДІННЯ являє собою кут між горизонтальною площиною і поверхнею, тобто кут між проекцією лінії падіння на горизонтальну площину та власне лінією падіння. Якщо верства залягає

горизонтально, кут падіння дорівнює 0° , якщо вертикально – 90° . У разі перекинутого стану верстви, кут падіння буде меншим за 90° , про що свідчить кут падіння.

Сучасні тектонічні рухи необхідно враховувати при будівництві гідротехнічних та іригаційних споруд, так як підйом суші посилює ерозію, погіршує зусилля рибної ловлі, створює перешкоди для судноплавства, викликає обміління гаваней і т. д., а опускання сприяє відкладенню осадових товщ, заболочування місцевості. Тектонічні рухи відіграють істотну роль у ґрунтотворних процесах. Підняття земної кори обумовлює утворення нових типів відкладів і ґрунтів, перебудову гідрографічної мережі, появу нових типів рельєфу.

2.5. ГОРОТВОРНІ ПРОЦЕСИ, ТИПИ ГІР, ЇХ ХАРАКТЕРИСТИКА

Історію геологічного розвитку Землі умовно поділяють на п'ять ер: архейську, протерозойську, палеозойську, мезозойську та кайнозойську. Найдавніші ери (архейська й протерозойська) мають спільну назву – докембрій. Ера відповідає часу утворення гірських порід. Кожна ера поділяється на періоди. Крім того, розрізняють п'ять епох горотворення (інакше – складчастість, або область складчастості): байкальську, каледонську, герцинську, мезозойську, альпійську.

Тривалість **БАЙКАЛЬСЬКОЇ СКЛАДЧАСТОСТІ** спочатку приймалася від завершення формування товщі підняття Балтійського щита (1200 млн років тому) до нижнього або навіть місцями до середнього кембрію (500 млн років тому). Проте, за даними дослідження геологічної будови південної Скандинавії, існує вірогідність існування не однієї, а двох епох упродовж цього періоду: ранньо- та пізньобайкальської, з межею між ними на рівні 900 млн років тому. У цей період сформувалися **БАЙКАЛІДИ** – складчасті системи Байкальської гірської області та Снісейського кряжу. Байкальська складчастість обумовила розташування найголовніших структурних елементів Землі впродовж усієї її подальшої історії. В Україні вони виявлені у Добруджі (Добруджинська складчаста система), Карпатах і Криму.

КАЛЕДОНСЬКА СКЛАДЧАСТІСТЬ – ера тектогенезу, що проявилася в сукупності геологічних процесів деформації земної кори (горотворення, інтенсивної складчастості та гранітоїдного магматизму) в палеозої (500–400 млн років). Області розвитку каледонської складчастості – **КАЛЕДОНІТИ**. На території України каледонська складчастість найбільшою мірою проявилася в межах Західно-Європейської платформи, складчастих Карпат і на прилеглому до них краї Східно-Європейської платформи.

ГЕРЦИНСЬКА СКЛАДЧАСТІСТЬ відноситься до найінтенсивніших деформацій земної кори в історії Землі, що відбувалася впродовж пізнього палеозою. Проявом герцинської складчастості є **ГЕРЦИНІДИ**. У даний період відбулося утворення складчастих гірських систем – Анди, Аппалачі, Алтай, Тянь-Шань, Урал, Донецький кряж.

МЕЗОЗОЙСЬКА СКЛАДЧАСТІСТЬ – деформації земної кори з кінця юрського до початку палеогенового періоду, прояви яких відбувалися, головним чином, по периферії Тихого океану.

ПЕРША ЕПОХА МЕЗОЗОЙСЬКОЇ СКЛАДЧАСТОСТІ: утворились більша частина Анд, Кордильєр, Верхоянський хребет та ін. Під час цієї епохи деформації охопили площу від Добруджі, Гірського Криму, Туаркіру і Гірського Мангішлаку через Південну Туркменію, Північний Афганістан, Центральний Іран до Південного Китаю і Південно-Східної Азії, де вони показали найбільшу інтенсивність. На заході деформації проявилися в Південних Андах, Кордильєрах та на Антарктичному півострові.

ДРУГА ЕПОХА МЕЗОЗОЙСЬКОЇ СКЛАДЧАСТОСТІ охопила Тихоокеанське складчасте кільце, деформації цього періоду оформили складчасту структуру Верхояно-Чукотської області, значну частину Японських островів і Нової Зеландії, значною мірою позначились на формуванні структури західної частини американських Кордильєр. В Євразії деформації другої епохи торкнулися внутрішніх зон Альп, Дінарид, Еллінід, проявилися в Центральному Ірані та Афганістані, на Південному Паміру, в Тибеті та М'янмі.

ТРЕТЯ ЕПОХА МЕЗОЗОЙСЬКОЇ СКЛАДЧАСТОСТІ охопила весь Гімалайський пояс, проте геосинклінальний

розвиток на жодній території не було завершено. Найбільше значення в складчастій системі ці деформації мали в системі Сіхоте-Аліня. Вони порушили також Корякське нагір'я і північно-американські Кордильєри.

АЛЬПІЙСЬКА СКЛАДЧАСТІСТЬ – наймолодша складчастість за геологічним віком, деформація земної кори, що проявилася наприкінці мезозойської і в основному сформувалась упродовж кайнозойської ери.

Виділяють два пояси Альпійської складчастості – Середземноморський і Тихоокеанський. Перший з них включає Бетські Кордильєри, Береговин Атлас, Апенніни, Альпи, Карпати, Балкани, Кримські гори, Кавказ, Тавр, Памір, Гімалаї, гори М'янми і Малайї та багато дрібніших гірських утворень, які розташовані поміж зазначеними горами і поблизу від них. До другого – належать Кордильєри Північної Америки, Анди Південної Америки, гори Сандвічевих островів, Нової Зеландії, Нової Гвінеї, Малайського архіпелагу, Філіппінських, Японських і Курильських островів, Камчатки, Чукотки, Алеутських островів та Верхоянські гори Східного Сибіру. Встановлено, що не всі гори Альпійської системи формувалися одночасно. Так, наприклад, гори східного узбережжя Азії виникли ще в крейдовий період мезозойської ери, а Кавказ, Альпи і Карпати формувалися переважно в неогеновий період кайнозойської ери.

Області розвитку альпійської складчастості – **АЛЬПІДИ**. Один з районів типового вияву – Альпи. Крім Альп, до альпійської складчастості належать: в Європі – Піренеї, Андалуські гори, Апенніни, Карпати, Дінарські гори, Балкани; у Північній Африці – гори Атлас; в Азії – Кавказ, Понтійські гори і Тавр, Туркмено-Хорасанські гори, Ель-Бурс і Загрос, Сулейманові гори, Гімалаї, складчасті ланцюги М'янми, Індонезії, Камчатки, Японських і Філіппінських островів; в Північній Америці – складчасті хребти Тихоокеанського узбережжя Аляски і Каліфорнії; у Південній Америці – Анди; архіпелаги, що обрамовують Австралію.

За свідченнями деяких учених, процес Альпійської складчастості триває і в наші дні, про що свідчать виверження вулканів,

висока сейсмічна активність та деформації молодих осадових порід в межах території прояву Альпійської складчастості.

Гори Альпійської складчастості є наймолодшими, що зазнали мінімум руйнувань, а тому вони є найвищими на земній поверхні. Під час формування гір Альпійської складчастості процеси вулканізму проявлялись дуже інтенсивно, що пояснює значне поширення магматичних порід серед гір Альпійської складчастості.

ГОРОТВОРЕННЯ (ОРОГЕНЕЗ) – сукупність геологічних процесів, пов'язаних з утворенням гір за дії інтенсивних тектонічних рухів.

Основною причиною горотворення є тектонічні рухи. Підсування океанічної плити під континентальну або океанічну призводить до утворення гірських хребтів (Анди, Селясті гори) (рис. 36). Також може відбуватися зіткнення двох континентальних плит (рис. 37), результатом таких зіткнень є утворення гірських ланцюгів (Кавказ, Альпи, Гімалаї). Розломи і складки на всіх рівнях призводять до потовщення земної кори.

Формування рельєфу шляхом виверження вулканічних порід (через вулкани) та (або) за рахунок зміни щільності літосфери обумовлюється також тепловими аномаліями. Земна кора є більш легкою, ніж літосферна мантія, що знаходиться під нею. Більшість порід, що застигають і згущуються, поглинаються земною корою на її межі з мантією (найглибшою такою межею є межа Мохоровичича). Такі потовщення земної кори обумовлюють підняття рельєфу та, зазвичай, посилюють ерозійні процеси. Останні здатні впливати на формування рельєфу через процеси ізостатичної рівноваги ділянок земної кори.

Гірський ланцюг також може бути створений на межі плит, які рухаються в паралельних напрямках (трансформний розлом), або які розходяться (на межах рифтів рельєф утворюється через термічний ефект).

ГОРА – ділянка земної поверхні, високо піднята над відносно вирівняними сусідніми ділянками. Основною ознакою гір є різкі коливання висот та контрастні форми рельєфу, підняті на висоту понад 600 м над рівнем моря. За характером утворення гори бувають вулканічні, тектонічні і денудаційні.



Рис. 36. Утворення гірського хребта під час зіткнення океанічної плити з континентальною



Рис. 37. Утворення гірського хребта при зіткненні двох континентальних плит

ВУЛКАНІЧНІ ГОРИ утворюються в результаті вулканічних процесів і являються результатом накопичення різних продуктів вулканічних вивержень. Вулканічні гори мають форму конусів із кратерними зниженнями. В якості прикладів вулканічних конусів слід навести гори

Попокатепетль у Мексиці, Майон на Філіппінах, Шаства в Каліфорнії, Фудзіяма в Японії (рис. 38). Попільні конуси мають схожу будову, але вони не такі високі і складені в основному з вулканічних шлаків. Такі конуси є на північному сході Нью-Мексико і поблизу Лассен-Піка в Каліфорнії. Щитові вулкани утворюються під час повторних виливань лави. Здебільшого вони не такі високі і мають не таку симетричну будову, як вулканічні конуси. Багато щитових вулканів є на Гавайських і Алеутських островах. Ланцюги вулканів зустрічаються в довгих вузьких зонах. Імовірно, найбільш відомий приклад – ланцюг вулканічних Гавайських островів протяжністю понад 1600 км. Всі ці острови утворювалися внаслідок виливання лави і виверження з кратерів дна океану уламкового матеріалу. Якщо провести умовний відлік від поверхні дна океану з глибини приблизно 5500 м, то деякі з вершин Гавайських островів можна віднести до числа найвищих гір світу.



Майон (Філіппіни)



Фудзіяма (Японія)



Попокатепетль
(Мексика)



Шаства (США)

Рис. 38. Вулканічні гори

ТЕКТОНІЧНІ ГОРИ являють собою підняття земної поверхні, викликані деформаціями земної кори. Характер останніх в процесах горотворення дозволяє класифікувати тектонічні гори на складчасті, брилові та складчасто-брилові.

СКЛАДЧАСТІ ГОРИ – підняття товщі гірських порід під час вигину земних шарів внаслідок тектонічних рухів в геосинклінальних областях та океанічних глибинах. Зовні являють собою гігантські складки. Таким чином під час зближення зминаються краї літосферних плит. В якості прикладу слід навести рух Індо-Австралійської плити, що піднімає вгору Гімалаї. Такі рухи є причиною вигинів ділянок морського дна з відкладеними осадовими породами. Свідченням того, що території сучасних гір колись займали моря, є рештки морських організмів, винайдені в породах, що складають гори. Складчастими є Карпати, Гімалаї, Кримські гори, Альпи, Анди (рис. 39).



Рис. 39. Складчасті гори

БРИЛОВІ ГОРИ характеризуються рельєфом, що сформувався внаслідок руху окремих брил земної кори, утворених розламами. Товща гірських порід земної кори розламується на окремі блоки і піднімається на різну висоту. Явища розломів пов'язані з втратою пластичності порід внаслідок їх тривалого і складного розвитку. Втрачаючи пластичність, за дії ендогенних процесів, породи поведяться як крихке тіло, що легко розколюється на блоки. Глибина розломів, що розділяють брили, коливається від 1–3 до кількох десятків кілометрів. Розломи можуть бути похилими (насуви) або вертикальними (скиди). У рельєфі вони виражені уступами або лінійними долинами, що обумовлено ерозійними процесами. Зазвичай, брилові гори характеризуються рівнинною або хвилястою поверхнею і крутими схилами. В дуже рідких випадках можна спостерігати їх розчленування. Полого-опукла форма піднятих брил характеризує склепінчасто-брилові гори. До брилових гір належать гірські системи Алтаю, в Західній Європі – гори Vogesi, Гарц та інші (рис. 40).



Рис. 40. Брилові гори

СКЛАДЧАСТО-БРИЛОВІ ГОРИ формуються на тих ділянках земної кори, де вже існували складчасті гори в далекому минулому. З часом давні гори були зруйновані і поступово перетворені на горбисті рівнини. Земна кора на цих територіях втратила пластичність і набула стійкості. В результаті нових горотворних процесів товщі порід розколювалися на брили. Таким чином сформувалися Уральські гори, Тянь-Шань (рис. 41).



Уральські гори



Тянь-Шань

Рис. 41. Складчасто-брилові гори

За віком гори можна розділити на молоді й старі. Перші за геологічними мірками утворилися нещодавно – впродовж останніх 25 млн років, тобто у кайнозойську еру. Зокрема, складчасті гори відносяться до молодих. Це, як правило, високі гори з крутими схилами, як, наприклад, Альпи або Гімалаї. Вік старих гір перевищує 300–400 млн років. На відміну від молодих, вони є невисокими, як, наприклад, Уральські або Скандинавські гори. В Україні, незважаючи на середню висоту, гори за віком відносяться до молодих.

Інша класифікація гір враховує їх висоту над рівнем моря. За цим показником розрізняють низькі, середньо-високі і високі гори. **НИЗЬКІ ГОРИ** характеризуються незначною абсолютною висотою над рівнем моря – до 1000 м. Вони мають округлі або плоскі вершини і пологі схили. Більшість хребтів Кримських гір відносять до низьких. **СЕРЕДНЬО-ВИСОКІ ГОРИ** знаходяться на висоті від

1000 до 2000 м над рівнем моря. Прикладом середньо-високих гір є Карпати. **ВИСОКІ ГОРИ** здіймаються на висоту понад 2000 м над рівнем моря. Вони характеризуються гострими вершинами, вкритими снігом і льодом, та крутими скелястими схилами. Найвищі вершини таких гір перевищують 8000 м. Таких вершин налічується 14, всі вони знаходяться в горах Азії. Найвищі гори на Землі – Гімалаї (від санскритського «оселя снігу»). В Гімалаях знаходиться 12 «восьмитисячників», тобто вершин, що перевищують 8 тис. м. Найвищою вершиною Гімалаїв і нашої планети є Джомолунгма (Еверест) – 8850 м.

2.6. ПРИЧИНИ ТЕКТОНІЧНИХ РУХІВ І ДЕФОРМАЦІЙ

У межах земної кори відбуваються горизонтальні і вертикальні рухи, що обумовлюють деформації гірських порід. Проте причини, що викликають ці рухи, а також джерела енергії ендогенних процесів на нашій планеті, ще остаточно не встановлені. З цього приводу існують різноманітні гіпотези.

ГІПОТЕЗА «КРАТЕРІВ ПІДІЙМАННЯ» була розроблена М. В. Ломоносовим і Дж. Хаттоном ще у XVIII ст. Її сутність полягала у тому, що розплавлена магма, піднімаючись з глибин Землі, обумовлює вертикальні рухи земної кори, випинає на земну поверхню верстви гірських порід, одночасно розсуває їх і сприяє зсуванню по схилах підняття. Вертикальним рухам відводилась провідна роль, утворення складчастих дислокацій розглядалось як другорядне явище, обумовлене підняттям магми.

Недосконалість гіпотези полягає у тому, що у регіонах з відсутніми магматичними породами все одно поширені складчастонасупні дислокації. Недоліком є й те, що інколи складчасті споруди вміщують не більш молоді, а більш давні, ніж дислоковані, верстви гранітів та інших магматичних утворень. З цих причин на початку XIX століття дану гіпотезу замінила інша – контракційна.

КОНТРАКЦІЙНУ ГІПОТЕЗУ запропонував французький геолог Л. Елі де Бомон. Її основою є гіпотеза щодо первинного

розплавленого стану планети. Поступове охолодження Землі призвело до формування твердої земної кори, яка в процесі подальших перетворень повинна була пристосовуватися до підкорового об'єму, зменшення якого відбувалося в процесі охолодження земної кулі. Як результат зазначених процесів, відбувалися деформація, розтріскування та зминання земної кори. Так формувались розломи, складки і складчасті споруди. Контракційна гіпотеза не давала відповіді на питання: «Чому складчасті зони не поширені повсюдно? Чому вони займають певне положення на поверхні земної кори? Чому зазначені процеси носять періодичний характер?». Також контракційна гіпотеза не пояснювала деякі тектонічні явища, тому що холодна планета не могла стискатися.

Бухер В., Усов М. О. і Обручев В. О. розробили **ПУЛЬСАЦІЙНУ ГІПОТЕЗУ**, яка замінила контракційну. Пульсаційна гіпотеза спирається на те, що Земля пульсує, тобто поперемінно збільшується і зменшується. Під час збільшення з'являються розломи і прогини, відбувається виверження базальтової магми. Під час зменшення – в прогинах відбуваються деформації і утворюються складчасті гірські системи. При цьому магма не може вивергатися на поверхню і застигає в надрах Землі, утворюючи інтрузивні тіла. Згідно з пульсаційною гіпотезою, складкоутворення повинне відбуватися одночасно по всій земній поверхні, що не відповідало існуючій дійсності, тому що, якщо в одному регіоні формувалась складчастість, то в іншому – спостерігали розтягування кори.

Зовсім протилежну гіпотезу – **ГІПОТЕЗУ РОЗШИРЕННЯ ЗЕМЛІ** – розробив німецький вчений О. Хільгенберг. Утворення молодих океанських западин пояснювалося розтріскуванням первинно суцільної оболонки земної кори. Недосконалість гіпотези полягала у тому, що вона не пояснювала виникнення на місцях океанів гірських масивів і не розкривала причин, які призвели до збільшення об'єму Землі.

Усі гіпотези, які земну кору та мантию розглядали в якості єдиного цілого, вважали за неможливе відокремлення кори від мантиї та базувалися на позиціях фіксованого положення континентів відносно мантиї, одержали назву **ФІКСИЗМУ**. Проте на початку

XX століття з'явився новий напрямок, який успішно розвивається і на сьогоднішній день, він одержав назву **МОБІЛІЗМУ**. Даний напрямок припускає можливість значних горизонтальних переміщень (на тисячі кілометрів) гігантських материкових брил (літосферних плит) по поверхні мантийного субстрату.

Основи мобілізму були закладені німецьким дослідником Альфредом Вегенером і пов'язані з **ГІПОТЕЗОЮ ДРЕЙФУ (ПЕРЕМІЩЕННЯ) МАТЕРИКІВ**. Припускалося, що всі материки на початку мезозойської ери складали єдиний суперконтинент Пангею, але за юрських часів він розпався на сучасні континенти, розділені молодими океанами (рис. 42). Базувалася дана гіпотеза на подібності обрисів материків, розділених сьогодні Атлантичним океаном – Північної та Південної Америки, з одного боку, Європи та Африки – з іншого. На користь гіпотези також свідчила подібність наземних фауни та флори, які населяли південну групу материків до розпаду суперконтиненту, а також знахідки на всіх материках слідів покривного зледеніння.

А. Вегенер також вважав, що океани і континенти підстеляються різними породами: континенти – гранітами, а океани – базальтами. А тому океани, під якими знаходиться базальтовий шар, не могли утворитися шляхом занурення гранітної континентальної кори, вони повинні були сформуватися внаслідок звільнення базальтового шару від гранітного шляхом горизонтального переміщення останнього.

Гіпотеза А. Вегенера не пояснювала утворення прогинів у земній корі в тих місцях, де формувалися западини, заповнені вулканогенним та осадовим матеріалом.

РАДІОМІГРАЦІЙНА ГІПОТЕЗА (ТЕКТОНІЧНА КОНЦЕПЦІЯ ГЛИБИННОЇ ДИФЕРЕНЦІАЦІЇ РЕЧОВИНИ) була розроблена наприкінці 30-х років минулого століття Білоусовим В. В. Провідна роль у ній відводилась вертикальним тектонічним рухам. Розігріву мантийної речовини і її глибинної диференціації та рухомоті сприяла енергія розпаду радіоактивних елементів, що містяться в породах кори та мантиї. Диференціація речовини на межі верхнього ядра і мантиї призводила до підняття легких компонентів догори і опускання важких компонентів униз. У результаті цього легкий розігрітий матеріал накопичувався нижче астеносферного шару, який за дії тепла,

що надходило знизу, розігрівався, і в ньому відбувалось часткове плавлення матеріалу. Менш в'язкий і більш рухомий розігрітий астеносферний матеріал проникав крізь літосферу і створював сприятливі умови для базальтових магматичних процесів.

Поверхня Землі
200 млн років тому



Поверхня Землі
180 млн років тому



Поверхня Землі
65 млн років тому



Рис. 42. Розпад Пангеї за А. Вегенером

Виливи базальтової магми обважнювали літосферу, що обумовлювало опускання окремих її частин та формування прогинів земної кори, заповнених вулканогенними і осадовими породами. Потужні товщі останніх запобігали виливу нових порцій базальтової магми на поверхню, тому її застигання відбувалося на глибині, а тепло, що виділялося під час її кристалізації слугувало джерелом метаморфічних процесів та призводило до плавлення існуючих утворень і формування з них гранітів. Метаморфізм і гранітизація супроводжувалися збільшенням об'єму порід, а це, враховуючи обмежений простір, призводило до потовщення земної кори, деформації і підйому порід та формування гірських форм рельєфу. За наступного підняття магми земна кора дещо піднімалася, таким чином відбувалося відродження гірських споруд. Підняття значних об'ємів магми призводило до руйнування континентальної кори, що обумовлювало поглинання і переплавлення базальтовою магмою окремих брил кори та осідання тугоплавких залишків у нижній частині астеносферного шару. Таким чином відбувалося заміщення континентальної кори корою океанічного типу та утворювалися океанські западини. Даний процес носить назву океанізації або базифікації, тобто заміщення кислої кори корою основного складу.

Гіпотеза В. В. Білоусова у формуванні структурного вигляду земної кори не враховувала ролі горизонтальних рухів.

Американські вчені Г. Хесс і Р. Дітц у 1961–1962 роках сформулювали **ГІПОТЕЗУ СПРЕДИНГУ (УТВОРЕННЯ ОКЕАНІВ)** шляхом розсування континентів як наслідок розвитку рифтів, що приурочені до осьових частин серединно-океанічних хребтів (рис. 43). Відповідно до цієї гіпотези, рифти серединно-океанічних хребтів виступають також місцем зародження нової океанічної кори, що виплавляється з астеносфери.

У 1963 р. англійські вчені Ф. Файн і Д. Метью припустили, що океанічна кора, сформована в серединно-океанічних рифтах, під час остигання намагнічується поперемінно то у прямому, то у зворотному, по відношенню до сучасного магнітного поля, напрямках, і вже з ознаками палеонамагніченості у вигляді закономірних аномалій різного знаку пересувається у бік континентів подібно до конвеєрної стрічки.

Канадський геофізик Дж. Вільсон у 1965 р. виділив трансформні розломи, які майже перпендикулярно перетинають серединно-океанічні хребти та зміщують рифтові долини і магнітні аномалії. Він також встановив, що вулканічні острови, розташовані на периферії океанів, є більш давніми, ніж ті, що знаходяться ближче до серединно-океанічних хребтів.

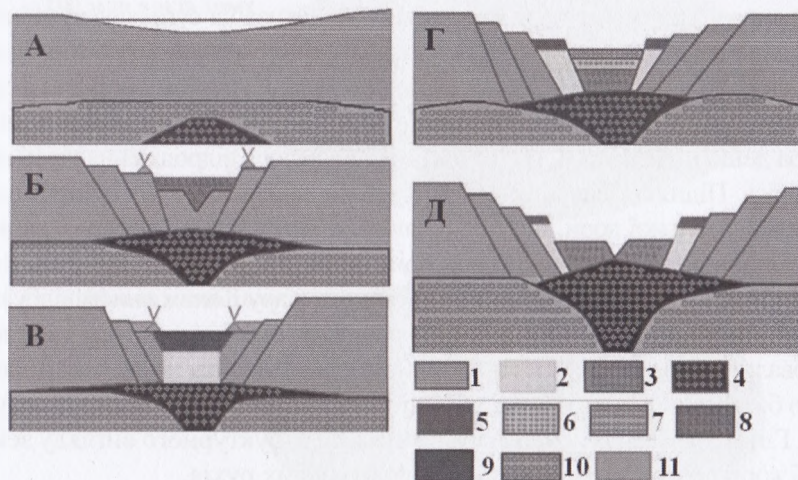


Рис. 43. Схема утворення океанів в результаті розсування континентів:

- А – зародження континентального рифту; Б – його розвиток;
В – перехід в міжконтинентальний; Г – утворення спредингу;
Д – його розвиток з утворенням океанічної кори. 1 – континентальна кора;
2 – кора перехідного типу; 3 – океанічна кора; 4 – розігріта і розуцільнена мантія;
5 – континентальні осади; 6 – основні та ультраосновні мігматити; 7 – мілководні морські осади; 8 – лужні мігматити;
9 – базальти; 10 – нормальна мантія; 11 – вулкани.

Нову тектонічну гіпотезу, яка одержала назву «**ТЕКТОНІКА ЛІТОСФЕРНИХ ПЛИТ**», або «**НОВА ГЛОБАЛЬНА ТЕКТОНІКА**» сформулювали у 1962 р. американські вчені Л. Р. Сайкс, Дж. Олівер, Б. Ізакс, У. Дж. Морган та інші. Ця гіпотеза базується на тому, що літосферні плити переміщуються одна

відносно іншої за широтою і довготою, одночасно можуть обертатися. В рифтових зонах серединно-океанічних хребтів вони розсуваються, в межах зон глибоководних жолобів і островних дуг – зближуються, вздовж трансформних розломів – зазнають зміщень зсувного типу.

Розростання океанічної кори в зонах спредингу обумовлює розширення океанів та призводить до руху літосферних плит. Так як розширення Землі не відбувається, новоутворена океанічна кора повинна десь поглинатися. Поглинання мас важкої океанічної кори відбувається в зонах її зіткнення з відносно легкою континентальною корою. Такі зони називають зонами субдукції або поглинання. До них приурочені зони інтенсивної вулканічної діяльності та сейсмофокальні зони. На поверхні земної кори вони проявляються у вигляді островних дуг і глибоководних жолобів (рис. 44).

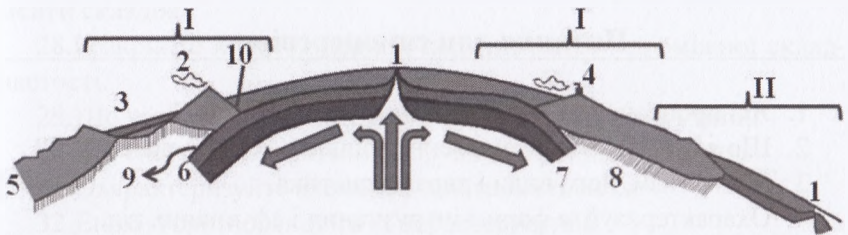


Рис. 44. Схема взаємного положення і руху літосферних плит:

- 1 – серединно-океанічний хребет (зона спредингу або розширення океанського дна); 2 – островна вулканічна дуга; 3 – окрайне море;
 - 4 – континент з вулканічним поясом на периферії; 5 – континентальна кора;
 - 6 – океанічна кора; 7 – верхня мантія під океанами;
 - 8 – верхня мантія під континентами; 9 – астеносфера; 10 – глибоководний жолоб.
- Континентальні окраїни: I – активна; II – пасивна.
Стрілками показано конвективні рухи в мантії.

Найімовірнішою причиною горизонтального переміщення літосферних плит є конвективні рухи мантіїної речовини, обумовлені її розігрівом. Над висхідними потоками мантіїної речовини розташовуються серединно-океанічні хребти з рифтовими зонами, над

низхідними – глибоководні жолоби. На користь зазначених припущень свідчать підвищений тепловий потік у межах серединно-океанічних хребтів і понижений – у жолобах.

Новоутворена океанічна кора рухається від хребтів, поступово охолоджується, ущільнюється і за рахунок астеносфери потовщується. Вона поступово стає більш важкою, ніж підстеляюча її астеносфера, і занурюється в неї вздовж схилів океанічних жолобів. Горизонтальні переміщення літосферних плит відбуваються на межі літосфера – астеносфера, а не по підшві кори або її гранітного шару. Руху підлягають саме літосферні плити і прилеглі до серединних хребтів частини океанів, а не континенти. Отже, горизонтальне переміщення плит зумовлюють конвективні потоки мантийної речовини. Проте першопричини їх виникнення, області прояву (у верхній частині або в усій мантиї), джерела теплоти для розігріву мантиї наразі ще не з'ясовані.

Питання для самоперевірки

1. Які процеси вивчає динамічна геологія?
2. Що являють собою ендегенні процеси, їх джерела енергії?
3. Магматизм, його види і характеристика.
4. Охарактеризуйте форми інтрузивних і ефузивних тіл.
5. Розкрийте сутність метаморфізму і охарактеризуйте його види.
6. Поняття вулканізму і вулканів.
7. Охарактеризуйте тріщинні і центральні, діючі і згаслі вулкани.
8. Будова наземного і підводного вулканів.
9. Які пояси активної вулканічної діяльності Вам відомі?
10. Як класифікуються вулкани за зовнішньою формою? Охарактеризуйте їх.
11. Типи вулканічних вивержень за В. А. Обручевим і їх характеристика.
12. Які продукти вулканічної діяльності Вам відомі? Їх особливості.
13. Що являє собою лава? Її склад. Кислі і основні лави.
14. Розкрийте сутність поствулканічних явищ.

15. Поняття землетрусів, як часто вони відбуваються?
16. Які найсильніші землетруси Вам відомі?
17. Охарактеризуйте причини, які викликають землетруси.
18. Види землетрусів за інтенсивністю.
19. Як розрахувати прискорення сейсмічної хвилі?
20. Розкрийте поняття гіпоцентру, епіцентру, форшоку, афтершоків.
21. Для чого призначені сейсмографи? Принцип їх роботи.
22. Що являють собою моретруси?
23. Яким чином можна спрогнозувати землетрус?
24. Які рухи земної кори називають тектонічними?
25. Охарактеризуйте коливальні (епейрогенічні) рухи земної кори.
26. Які рухи називають складчастими?
27. Які види складок Вам відомі? Охарактеризуйте основні елементи складок.
28. Розкрийте поняття повної, переривчастої і проміжної складчастості.
29. Що являють собою розривні рухи? Їх елементи і типи.
30. Які системи тектонічних порушень Вам відомі?
31. Охарактеризуйте елементи залягання пласта.
32. Епохи горотворення та їх характеристика.
33. Розкрийте сутність та причини горотворення.
34. Які бувають гори за характером утворення? Їх характеристика.
35. Охарактеризуйте гіпотезу «кратерів підіймання».
36. Сутність контракційної гіпотези.
37. На що спирається пульсаційна гіпотеза?
38. Яка гіпотеза є протилежною пульсаційній?
39. Поняття фіксизму і мобілізму.
40. Розкрийте сутність гіпотези дрейфу (переміщення) материків.
41. Охарактеризуйте радіоміграційну гіпотезу або тектонічну концепцію глибинної диференціації речовини.
42. Яка гіпотеза пояснює утворення океанів? Її сутність.
43. На що спирається гіпотеза «тектоніка літосферних плит»?

РОЗДІЛ 3

ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ

3.1. ЗАГАЛЬНІ ПОНЯТТЯ ПРО ЕКЗОГЕННІ ПРОЦЕСИ

Екзогенні процеси (рис. 45) протікають у верхніх шарах земної кори, на її межі із зовнішніми геосферами Землі. Сонячне тепло, енергія сонячної радіації та сили гравітації слугують енергетичною основою даних процесів. Відбуваються вони за нормальних значень температури та тиску відповідно до ендотермічної схеми, супроводжуються поглинанням тепла та спрямовані на диференціацію (розподілення) речовини земної кори.

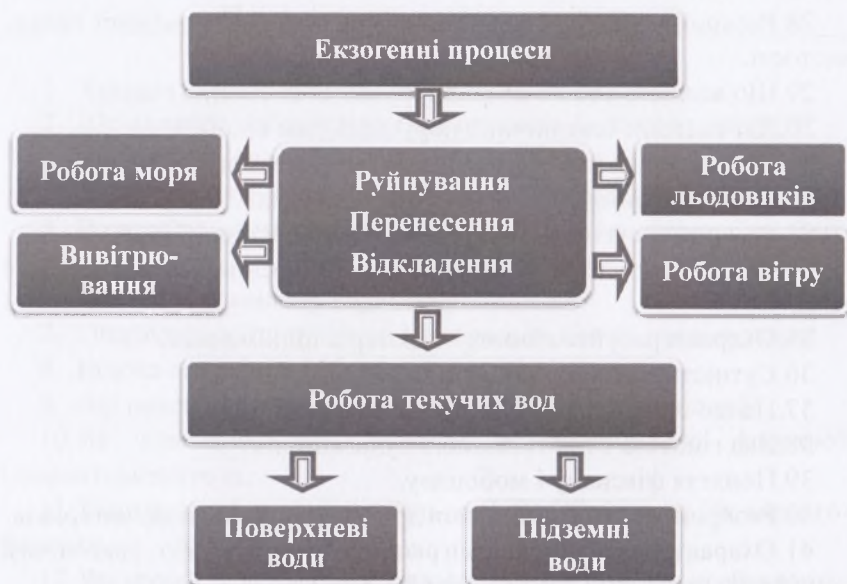


Рис. 45. Схематичне зображення екзогенних геологічних процесів

Виділяють чотири стадії екзогенних процесів: вивітрювання, денудація, акумуляція та діагенез.

ВИВІТРЮВАННЯ (ГІПЕРГЕНЕЗ) – процес механічного руйнування та хімічних змін гірських порід і мінералів на земній поверхні або в приповерхневих шарах літосфери за впливу різноманітних атмосферних агентів, ґрунтових та поверхневих вод, життєдіяльності організмів та продуктів їх розкладу.

ДЕНУДАЦІЯ – сукупність процесів руйнування гірських порід водою морів та океанів, вітром, льодовиками тощо і перенесення продуктів руйнування з підвищених у понижені елементи рельєфу. Основною рушійною силою процесів денудації виступають сили гравітації, дія яких проявляється безпосередньо (гірські обвали, каменепади, снігові і льодовикові лавини тощо) або опосередковано (дія вітру, текучих вод, льоду). Денудаційні процеси обумовлюють зміни форм рельєфу у напрямку його вирівнювання.

АКУМУЛЯЦІЯ – накопичення перенесених продуктів руйнування гірських порід на понижених елементах рельєфу – річкових долинах, болотах, озерах, морях та океанах.

ДІАГЕНЕЗ – сукупність процесів перетворення продуктів екзогенної діяльності на осадові гірські породи, що відбувається у верхніх шарах земної кори і проявляється у перекристалізації осадів, утворенні мінералів, конкрецій, гідратації або дегідратації, цементации осадів тощо.

Усі екзогенні геологічні процеси тісно пов'язані між собою. Процеси вивітрювання готують матеріал для денудації. З продуктів вивітрювання, які залишаються на місці свого утворення, формуються гірські породи. Акумулятивні продукти знову піддаються процесам вивітрювання, денудації і повторному накопиченню. На екзогенні процеси впливають багато чинників, основними з яких є тектонічні рухи земної кори, геологічна будова території, рельєф, кліматичні умови, час. Дія екзогенних процесів може бути позитивною і негативною. У першому випадку змінюється речовинний склад приповерхневих шарів земної кори, відбувається диференціація речовини, утворюються осадові гірські породи, формується

рельєф земної поверхні, ґрунти і корисні копалини. З екзогенними процесами пов'язано близько 60 % світового видобутку корисних копалин. До негативної дії екзогенних процесів слід віднести руйнування берегів річок, озер і морів, снігові лавини, обвали та зсуви, розмивання та руйнування схилів, ріст ярів і заболочених територій. Негативні наслідки екзогенних процесів завдають значних збитків народному господарству, що, в свою чергу, обумовлює необхідність їх вивчення і прогнозування.

3.2. ВИВІТРЮВАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД І МІНЕРАЛІВ

Виділяють три типи вивітрювання: фізичне, хімічне і органічне (рис. 46, 47).



Рис. 46. Типи вивітрювання



Рис. 47. Приклади різних типів вивітрювання

ФІЗИЧНЕ ВИВІТРЮВАННЯ проявляється у механічному руйнуванні гірських порід і мінералів без хімічної зміни їх складу та поділяється на: температурне, морозне і механічне.

ТЕМПЕРАТУРНЕ ВИВІТРЮВАННЯ. Добові й сезонні коливання температури, нерівномірне нагрівання гірських порід, складених різними мінералами, нічне охолодження руйнують гірські породи. Ці процеси найбільш інтенсивно протікають у пустелях, де добові коливання температури перевищують 70°C . Удень на Сонці – до плюс 70°C , уночі – нижче 0°C . При нагріванні породи розширюються, при охолодженні – стискаються. У силу швидкого денного нагрівання й наступного нічного охолодження усередині гірських порід утворюється велика напруга і згодом порушується механічний зв'язок між мінеральними складовими порід. Руйнівна дія температурних коливань пов'язана з неоднаковим об'ємним і лінійним розширенням гірських порід та їх мінералогічним складом. Кожен мінерал має свій коефіцієнт об'ємного розширення (кварц – 0,000310, ортоклаз – 0,000170, рогова обманка – 0,000284 і т. д.). Темні мінерали нагріваються сильніше, ніж світлі. Внаслідок неоднакового розширення й зменшення об'єму мінералів породи починають розтріскуватися і подрібнюватися. Наприклад, грубозернистий граніт, до складу якого входять ортоклаз, кварц, слюда, рогова обманка, у такий спосіб поступово руйнується і утворює «кам'яні моря» щебеню.

МОРОЗНЕ ВИВІТРЮВАННЯ. Руйнуванню гірських порід внаслідок перемінної дії холоду й тепла сприяє вода. Під час зливових дощів сильно нагріті гірські породи швидко охолоджуються й розтріскуються. За негативної температури повітря вода, що замерзає в тріщинах і дрібних порожнечах гірських порід, діє на їхні стінки під тиском близько 1500 кг/см^2 . Руйнування гірських порід під дією замерзаючої води називається морозним вивітрюванням.

МЕХАНІЧНЕ ВИВІТРЮВАННЯ. Значну механічну роботу з руйнування гірських порід здійснюють тварини, зокрема, гризуни, і коренева система чагарників і дерев. Руйнівний вплив також виявляють електричні явища, що відбуваються в атмосфері. Під ударами блискавок гірські породи не тільки розколюються, а і, у окремих випадках, плавляться. Щодня на Землі фіксують понад 3 млн ударів блискавок.

Одним з факторів фізичного руйнування порід виступають льодовики, які відіграють важливу роль в утворенні осадових відкладів. Льодовикові маси під час свого руху механічно подрібнюють і переносять уламки кристалічних порід різних розмірів та перетворюють їх на валуни і пісок. Тверді породи механічно подрібнює і вітер, дія якого призводить до утворення дрібнозернистих пісків та піщаного пилу.

Значні масиви гірських порід руйнує людина внаслідок видобутку корисних копалин, ведення сільськогосподарського виробництва, будівництва та ін.

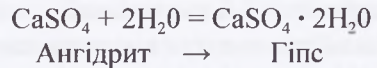
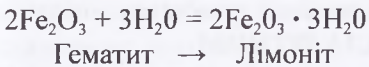
ХІМІЧНЕ ВИВІТРЮВАННЯ – процес, внаслідок якого відбуваються хімічні зміни мінералів та перетворення їх на сполуки з іншою будовою і властивостями. Основними причинами хімічного вивітрювання є розчинна здатність води, дія органічних і неорганічних кислот, вплив сонячних променів і атмосфери.

Однією з найпоширеніших форм хімічного вивітрювання є **РОЗЧИНЕННЯ** гірських порід (вапняків, гіпсу, крейди, солей). З підвищенням температури води розчинність зростає – на кожні 10°C хімічні реакції прискорюються у 2–2,5 рази. В результаті розчинення утворюються специфічні форми рельєфу, які називають карстом (рис. 48), а процес розчинення гірських порід водою – картуванням.



Рис. 48. Карстові печери – прояв хімічного вивітрювання

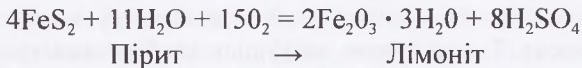
ГІДРАТАЦІЯ – процес приєднання води у вигляді конституційної або кристалізаційної форми до молекул мінералів. Прикладом може бути перехід гематиту в лімоніт, ангідриту в гіпс:



Гідратація, зазвичай, супроводжується збільшенням об'єму мінералу або гірської породи на 25 % і більше, а тому обумовлює деформацію вищих шарів гірських порід.

ДЕГІДРАТАЦІЯ – відщеплення води від молекул хімічних сполук мінералів, зазвичай, під впливом тепла.

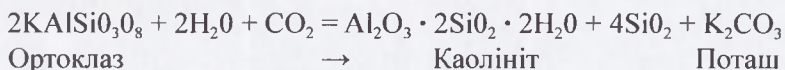
ОКСИДАЦІЯ – процес приєднання кисню або віддачі електронів. Оксидатії піддаються сульфати, оксиди, силікати, органічні сполуки. Так, при оксидатії піриту FeS_2 , окрім сульфатів і заліза, утворюється вільна сірчана кислота, яка сприяє утворенню нових мінералів:



КАРБОНІЗАЦІЯ – процес утворення карбонатів і бікарбонатів під впливом вуглекислоти.

ГІДРОЛІЗ – процес розпаду первинних і утворення вторинних мінералів, який супроводжується частковою втратою лужних

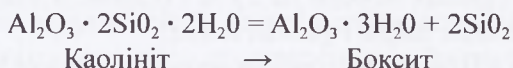
елементів. Прикладом гідролізу є каолінізація алюмосилікатів:



Ця стадія гідролізу називається **КАОЛІНІЗАЦІЄЮ**. K_2CO_3 , який при цьому утворюється, виноситься підземними водами за межі зони розкладу материнських порід. Частково виноситься також і кремнезем, але значна його частина осідає у вигляді колоїдів і утворює опал. Частина кремнезему залишається міцно зв'язаною у спрощеній молекулі алюмосилікатів – в каоліні.

В умовах помірного клімату гідроліз зупиняється на стадіях карбонізації й каолінізації з нагромадженням глинистих мінералів. Такий тип вивітрювання називають **СІАЛІТНИМ**.

У жарких і вологих кліматичних умовах відбувається подальший розклад вторинних глинистих мінералів до утворення гідрооксидів:



Більш інтенсивно, порівняно з польовими шпатами, процес гідролізу відбувається в таких силікатах, як олівін, авгіт, рогова обманка, і в гірських породах, які в значних кількостях містять зазначені мінерали. В умовах теплого і вологого клімату з вище перерахованих мінералів вилуговуються катіони Ca^{2+} і Mg^{2+} . Залізо із закисної форми переходить в окисну, утворюючи лімоніт, з алюмінію утворюється боксит. Таким чином, найбільш глибоке вивітрювання гірських порід і мінералів відбувається в умовах тропічного клімату, де продукти вивітрювання зовсім не містять лужних елементів. Гідроліз алюмосилікатів доходить до стадії латеритизації. Такий тип вивітрювання називається **АЛІТНИМ**.

ОРГАНІЧНЕ ВИВІТРЮВАННЯ – процес руйнування мінералів і гірських порід в результаті життєдіяльності живих організмів, що може проявлятися у двох формах – фізичній і хімічній. Фізична форма полягає в діяльності землерийок, дощових черв'яків,

руйнуванні гірських порід кореневими системами рослин. Хімічна форма – виділення продуктів життєдіяльності живих організмів, амінокислот, засвоєння окремих елементів із ґрунту.

Руйнівну роботу в горах проводять найменш організовані представники органічного миру – бактерії. Вони готують основу для появи мікрофлори (грибів), лишайників і мохів. Різні землерийки (дошові хробаки, мурахи, терміти та ін.) пропускають пухкі гірські породи крізь свій кишковий тракт, споживають елементи живлення і значною мірою змінюють хімічний склад цих порід. Дошові хробаки до того ж є структуроутворювачами поверхневих відкладів. Щорічно вони можуть переробляти до 15 т землі на площі 1 га.

Усі типи вивітрювання відбуваються безперервно, але з різною швидкістю в зв'язку з різними кліматичними поясами і різними складовими породами. Так, у місцевостях з холодним кліматом інтенсивніше протікає морозне вивітрювання, з помірним – хімічне, в пустелях – механічне.

Материнські породи верхньої частини літосфери, змінені в результаті процесів вивітрювання, називають **КОРОЮ ВИВІТРЮВАННЯ**, яка відрізняється від корінних порід пухкою структурою та хімічним складом (рис. 49).

Починається формування кори вивітрювання з утворення елювіальних порід, більше подрібнених і хімічно змінених у верхніх горизонтах, порівняно з нижньою частиною розрізу. У випадку формування елювію на скелястих породах з глибиною горизонтів все більше трапляється уламків порід, які поступово переходять у тріщинуваті породи. Та частина елювію, яка зазнала процесів біологічного вивітрювання і містить органіку, перетворюється на ґрунтовий покрив. Через сотні тисяч або навіть мільйони років процес хімічного вивітрювання під впливом води проникає на значну глибину, формуючи уже значне геологічне тіло – кору вивітрювання.

Виділяють дві зони вивітрювання: поверхневу або сучасну і глибинну або вікову. Поверхневій (сучасній) зоні притаманні усі особливості елювіальних утворень. Глибинна (вікова) зона містить ті елементи, які були винесені ґрунтовими водами з поверхневої зони і відкладені на понижених елементах рельєфу. Ці відклади

формують мінеральні комплекси і складають зону глибинного або вікового вивітрювання.

Залежно від вмісту глинистих мінералів кора вивітрювання буває:

1. **УЛАМКОВА** – результат прояву фізичного вивітрювання, формується в арктичних і високогірних областях.

2. **ГІДРОСЛЮДИСТА** – формується в холодних і помірних областях з відносно слабким хімічним вивітрюванням, характеризується розкладом польових шпатів до гідрослюд.

3. **МОНТМОРИЛОНІТОВА** – притаманна степовим і напівпустельним областям з жарким кліматом і слабким зволоженням, де відбувається інтенсивне накопичення монтморилонітів.

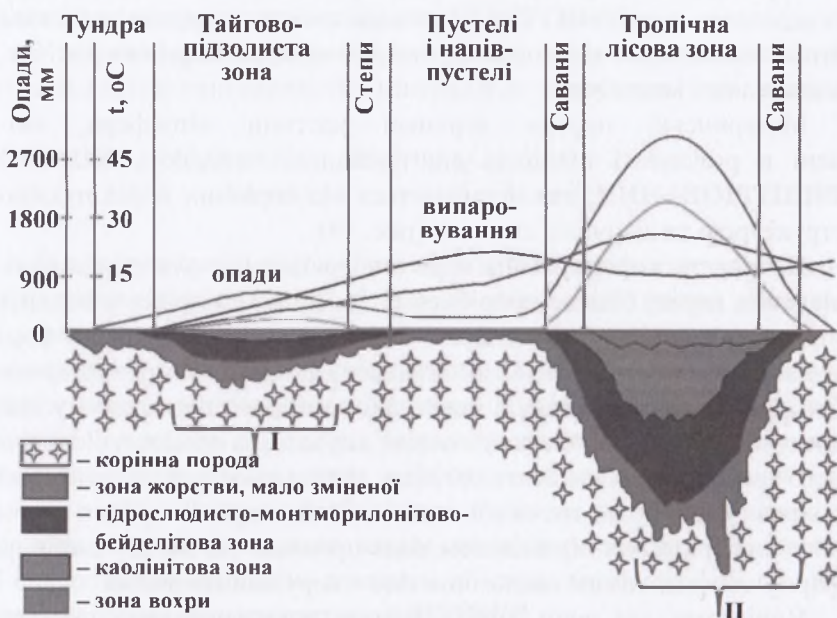


Рис. 49. Схема утворення кори вивітрювання на тектонічно неактивних площах:

I – зона звичайної, II – зона підвищеної рухомості континентів.

4. **КАОЛІНІТОВА** – утворюється переважно на гранітах у теплих і вологих районах при активному хімічному вивітрюванні, в результаті якого відбувається нагромадження значної кількості каолініту. Потужність досягає 50–80 метрів.

5. **ЛАТЕРИТНА** – результат прояву процесів активного хімічного вивітрювання в умовах жаркого і вологого клімату, який супроводжується накопиченням вільних окислів алюмінію і заліза.

Академік Б. Б. Полинов увів поняття стадійності процесів вивітрювання. До чотирьох типів кори вивітрювання відносяться:

1. **УЛАМКОВА**, на якій переважає фізичне вивітрювання і накопичуються уламки первинних гірських порід.

2. **СІАЛІТНА ОБВАПНЕНА** збігається з початком хімічного вивітрювання, під час якого відбувається гідратація первинних силікатів і перетворення їх на гідроліди, монтморилоніт, бейделіт, конкреції кальциту.

3. **КИСЛА СІАЛІТНА**, яка характеризується майже повним виносом усіх основ і кислою реакцією середовища. У цю стадію утворюються проміжні продукти – глинисті мінерали групи каолініту, галузиту, CaCO_3 виноситься водою за межі зони вивітрювання. В умовах відсутності промивного водного режиму в ґрунтах утримується багато кремнезему.

4. **АЛІТНА** – зустрічається тільки в умовах жаркого тропічного клімату. Усі силікати й алюмосилікати руйнуються. З них утворюються найпростіші, найбільш стійкі в поверхневих умовах з'єднання – водні окисли Al^{2+} , Fe^{2+} , SiO_2 , що є складовими частинами бокситів, лімонітів, бурого залізняку, опалів.

Існує багато інших класифікацій, які базуються на геохімічному, фаціальному і морфологічному принципах. Усі вони орієнтуються на вирішення проблем пошуку корисних копалин, адже на певних породах формуються певні руди. Так, наприклад, родовища золота є стійкими до фізичного і хімічного вивітрювання, а тому вони після вивітрювання кімберлітів збереглися у великих елювіальних родовищах Південної Африки. Глибина їх залягання становить близько 600 м – на цій глибині кімберліти зберігаються у первісному стані.

Формується кора вивітрювання за відсутності інтенсивного підняття і опускання земної кори. У першому випадку продукти вивітрювання будуть переноситись і кора вивітрювання просто не встигне сформуватися. У другому випадку вона теж не сформується, адже продукти вивітрювання будуть похованими.

ГЕОЛОГІЧНІ НАСЛІДКИ ВИВІТРЮВАННЯ:

- відбувається руйнування первинних і утворення нових гірських порід і мінералів;
- підвищується здатність речовин вступати в хімічні реакції;
- відбувається переміщення продуктів руйнування по земній поверхні.
- утворюються четвертинні пухкі відклади, які є ґрунтоутворюючими;
- утворюються ґрунти. Ґрунт є особливим природно історичним тілом, що володіє такою важливою властивістю, як родючість. Для того, щоб управляти родючістю ґрунту, необхідно розуміти ті складні й різноманітні процеси, які в ньому протікають.

3.3. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯ ВІТРУ

Вітер являє собою потоки повітря, що рухаються переважно у горизонтальному напрямку як результат різниці атмосферного тиску, що виникає внаслідок нерівномірного нагрівання повітря.

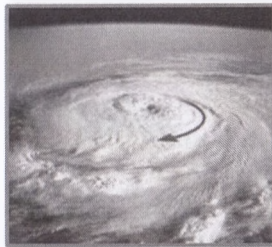
Вітри можуть бути постійними і періодичними. У переважній більшості випадків вітри дмуть у певному напрямку. Так, наприклад біля полюсів, як правило, домінують східні вітри, у помірних широтах більш поширені західні, а у тропіках – знов східні вітри. Між зазначеними поясами розташовуються зони затишку, де домінуючі вітри практично відсутні. У таких зонах рух повітря спрямований переважно у вертикальному напрямку, тому виникають зони підвищеної вологості або зони пустель.

ПАСАТИ – вітри, які дмуть у бік екватору. Їх потужність складає декілька кілометрів, зростаючи у напрямку від субтропиків до екватору. Вище над пасатами переважає західне перенесення повітря, яке називається **АНТИПАСАТАМИ**. У результаті сезонних

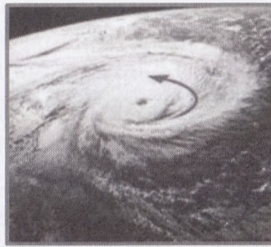
коливань температури виникають **МУСОНИ**, що дмуть узимку убік моря, а влітку – убік суші. Добові коливання температури викликають **БРИЗИ** – вітри, що дують удень з моря, а вночі – з суші.

Складні переміщення повітряних мас і їх взаємодія ще більш ускладнюються утворенням гігантських повітряних вихрів – **ЦИКЛОНІВ** і **АНТИЦИКЛОНІВ**. У Північній півкулі циклони обертаються за годинниковою стрілкою, а антициклони – проти годинникової стрілки (рис. 50).

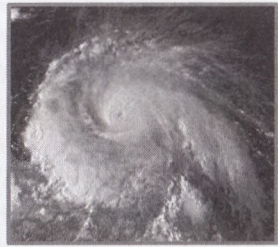
У центрі циклонів спостерігається мінімальний тиск, у антициклонів – максимальний. Під дією циклонів нагріте Сонцем і насичене вологою повітря піднімається вгору спіралеподібно, а його місце займає холодне повітря, причому на висоту 10–15 км викидається до 500 т повітря за секунду. Зі зростанням висоти тиск падає, нагріте повітря, розширюючись, охолоджується, і волога, яку воно містить, конденсується й випадає у вигляді рясних опадів. Швидкість циклонів у поверхні Землі в тропіках досягає 70–80 м/с. Вони повторюються досить часто – 70–80 разів на рік. Сила циклонів іноді така, що вони можуть перекидати на значні відстані досить важкі предмети (навантажені вагони, морські кораблі та ін.). На Далекому Сході страшні нещастя приносять **ТАЙФУНИ** – тропічні циклони.



Циклон
Північної півкулі



Антициклон
Північної півкулі



Тайфун – тропічний
циклон

Рис. 50. Види повітряних вихрів

Дія вітру виражається в руйнуванні гірських порід (видуванні, розвіюванні й шліфуванні), транспортуванні (переносі) і відкладанні

(нагромадженні, акумуляції) уламкового матеріалу. Вона проявляється в усіх кліматичних зонах, але особливо інтенсивно в умовах:

- аридного клімату, де випаровуваність в 6–10 разів перевищує кількість опадів, які випадають;
- бідного рослинного покриву, що скріплює коренями ґрунт;
- інтенсивного фізичного вивітрювання, що поставляє матеріал для видування;
- постійних вітрів.

Таким чином, найбільш сприятливими для геологічної діяльності вітру є області пустель і напівпустель, на частку яких припадає до 20 % поверхні материків. У гумідних кліматичних зонах поверхня Землі вкрита рослинним покривом, який охороняє ґрунт від інтенсивного фізичного вивітрювання, тому геологічна діяльність вітру проявляється в основному на піщаних узбережжях морів, озер, річок і на територіях з відсутнім рослинним покривом.

РУЙНІВНА ДІЯ ВІТРУ полягає у видуванні частинок гірських порід, тобто **ДЕФЛЯЦІЇ**, і в механічній обробці їх поверхонь – **КОРАЗІЇ** (рис. 51). Дефляція і коразія завжди проявляються одночасно. Поступальна швидкість вітру визначає його силу. Вітер, який рухається зі швидкістю кілька десятків сантиметрів за секунду, здатний піднімати й нести тонкий пил. За швидкості вітру 10–20 м/с переносяться частинки діаметром 1–5 мм у поперечнику. Ураганні вітри, швидкість яких досягає 70 м/с, мають величезну силу – вітер усе змітає на своєму шляху, проникає в усі поглиблення й тріщини, видуваючи різні продукти вивітрювання. Вітер підхоплює і переносить продукти руйнування порід (наприклад, піщані частинки), а якщо на його шляху трапляються кам'яні накопичення різних порід, скелі і т. д., він з силою врізається в них і руйнує їх. Поступово поверхня цих кам'яних порід і скель покривається мережею подряпин, тріщин, поглиблень, западин, на них з'являються різні візерунки.

ТРАНСПОРТУЮЧА ДІЯ проявляється у тому, що вітер, залежно від сили і розмірів захопленого матеріалу, переносить його на ті або інші відстані. Переносити різні частинки вітер може як у підвішеному стані, так і шляхом перекочування по поверхні Землі.



Рис. 51. Прояв руйнівної дії вітру – «еолові гриби»

БУРІ та УРАГАНИ піднімають величезні маси пилу (рис. 52). На суходолі бувають чорні, жовті, червоні та білі бурі. Чорні бурі поширені в Степу і характеризуються видуванням і перенесенням чорноземних і каштанових ґрунтів. Жовті та червоні бурі виникають в пустелях і напівпустелях і переносять пил та пісок. Білі бурі формуються на солончаках, над озерами та лагунами і характеризуються перенесенням великої кількості найдрібніших уламків солей.

Ураганні вітри Сахари несуть масу пилу на відстань 2000–2500 км, іноді доносячи її до меж Російської рівнини. Із Центральної Азії пил вітрами транспортується в Жовте й Східно-Китайські моря. У південно-східній частині Каракумів ураганний вітер-афганець, що дме з боку Афганістану, піднімає в атмосферу таку величезну кількість пилу, що вона на 2–3 доби, а іноді й більше, закриває Сонце.

Подібно до пилу, вітер переносить і дрібний пісок, але на значно менші відстані – на десятки й рідше сотні метрів. Грубо- і крупнозернисті піски можуть транспортуватися у підвішеному стані лише при швидкості вітру понад 20 м/с. При меншій швидкості вітру піски й жорсткості тільки перекочуються по земній поверхні на невеликій відстані.

Своєрідною екологічною катастрофою є **СУХОВІЇ** – сухі гарячі вітри, що супроводжуються високою температурою (понад 25 °С) та низькою відносною вологістю повітря (нижче за 30 %). Вони порушують водний режим і обмін речовин у рослинах, що призводить до значних втрат врожаю сільськогосподарських культур.



Рис. 52. Пилові бурі

Вітри переносять також різні солі, що приводить до засолення тих територій, на яких вони осідають. Кількість морських солей, що виносяться штормовими вітрами з поверхні Світового океану в атмосферу, досягає 27 млрд т у рік.

ТВОРЧА ДІЯ полягає у тому, що матеріал, який переноситься і відкладається вітром на певних відстанях від областей дефляції, формує різноманітні еолові форми рельєфу: бархани, барханні ланцюги, дюни, горбисті і грядові піски, піщані моря, лесові відклади, еолові гриби, стільці, шари.

БАРХАНИ (рис. 53) – нанесені вітром піщані, інколи пілуваті чи глинисті рухомі горби серпоподібної форми, звернені опуклістю проти вітру і не закріплені рослинністю. Висота барханів 1–10 м, рідко до 30 м і більше. Висота **БАРХАННИХ ЛАНЦЮГІВ** у Середній Азії досягає 60–70 м, у Центральній Азії – 100–150 м, їх довжина – до 20 км. Схили асиметричні: навітряний – похилий (кут нахилу 5–12°), підвітряний – крутий (кут нахилу 30–33°). Бархани утворюються поблизу будь-якої перешкоди – куща, горбка тощо. Поодинокі бархани зустрічаються лише на твердому ґрунті за недостатньої кількості піску. В піщаних пустелях, де сезонні вітри дмуть у протилежних напрямках, здебільшого утворюються барханні ланцюги. Швидкість руху барханів (від десятків сантиметрів до сотень метрів на рік) залежить від їх розмірів, сили і режиму вітру. Рухаючись, бархани часто завдають шкоди освоєним землям. Для боротьби з ними їх засаджують деревною рослинністю. Барханні ланцюги, зливаючись разом у великі простори пісків, утворюють **ПІЩАНІ МОРЯ**.

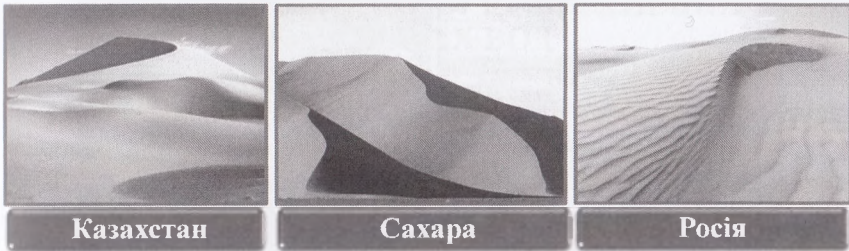


Рис. 53. Бархани

ДЮНИ (рис. 54) утворюються на берегах морів, озер, річок і, на відміну від барханів, випуклу форму мають не пологі, а круті схили. Пологий схил повернутий назустріч вітру і має кут нахилу $8-20^\circ$, навітряний схил наближається до кута натурального нахилу сухого ($32-33^\circ$) або зволоженого (до 40°) піску. Висота дюни від 5 до 30 м і більше. У Литві відома дюна висотою 58 м, у Франції – 97 м (рис. 55). Дюни можуть переміщатися у напрямку переважаючого вітру зі швидкістю до 10 м на рік, залежно від маси піску і швидкості вітру.

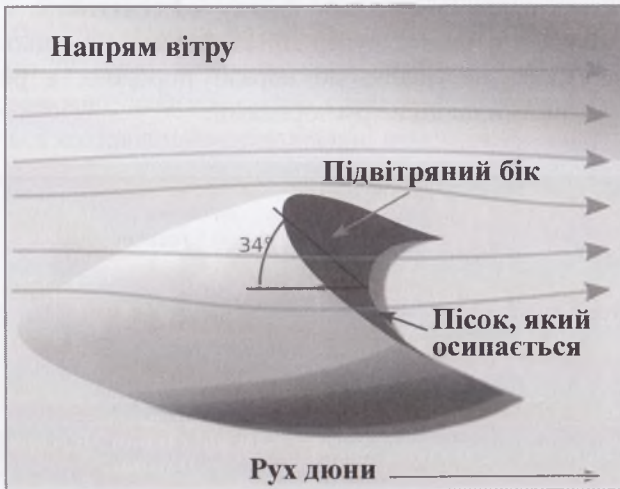


Рис. 54. Схема дюни



Рис. 55. Найбільші дюни Європи

ГОРБИСТІ ПІСКИ являють собою дюни, які заросли рослинністю, а потім знову перевіяні вітром, мають вигляд піщаних горбів неправильної форми. **ГРЯДОВІ ПІСКИ** – довгі паралельні піщані насипи.

Рухаючись, великі маси піщаних частинок сточують та шліфують підстилаючу поверхню. В результаті утворюються еолові «**КАМ'ЯНІ СТОВПИ**» (рис. 56). Якщо під поверхневим шаром стійких міцних порід залягають м'які осадові породи (піщаники, глини), такі стовпи приймають форму «**ЕОЛОВИХ ГРИБІВ**» (рис. 51), що часто мають чудернацькі форми. При цьому тонка «ніжка» складена нестійкою до коразії породою, а розширена «шапка» – стійкими до дії вітру породами.



Рис. 56. Еолові утворення – «кам'яні стовпи»

3.4. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯ ПОВЕРХНЕВИХ ТЕКУЧИХ ВОД

ТЕКУЧІ ВОДИ – всі води поверхневого стоку суходолу, включаючи води струмків, що утворюються від опадів або сніготанення, та води всіх річок. Такі води є одним з основних екзогенних факторів, вони виконують величезну геологічну діяльність, інтенсивність і наслідки якої залежать від об'єму та швидкості переміщення води. Усі види діяльності текучих вод можна звести до трьох основних: руйнування, переміщення і акумуляції продуктів руйнування.

Виділяють 3 види поверхневого стоку вод: площинний безруслловий стік зі схилів; стік тимчасових руслових потоків та стік постійних потоків – річок.

ПЛОЩИННИЙ БЕЗРУСЛОВИЙ СТІК ЗІ СХИЛІВ – дощові і снігові води стікають суцільним покривом або густою мережею окремих струмків і переносять у понижені елементи рельєфу захоплений дрібноуламковий матеріал. У підніжжя схилів швидкість течії сповільнюється і цей матеріал акумулюється, утворюючи делювіальні відклади потужністю 15–20 м (рис. 57).

У підніжжя схилів утворюються делювіальні шлейфи. Вони містять 30–50 % уламків розміром менше 0,01 мм і називаються суглинками. У горах переміщення уламкового матеріалу відбувається, переважно, завдяки силам гравітації, а тому у їх підніжжя формуються колювіально-делювіальні відклади.

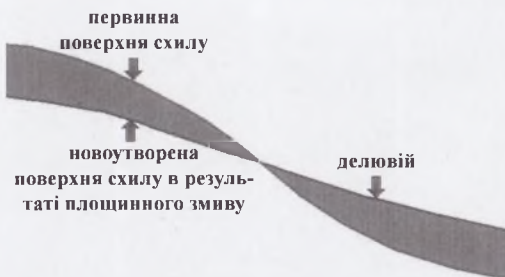


Рис. 57. Схема утворення делювію

ТИМЧАСОВІ РУСЛОВІ ПОТОКИ представлені водою ярів і тимчасових гірських потоків. **УТВОРЕННЯ ЯРІВ** (рис. 58) обумовлюється руйнуванням пластів пухких осадових порід (лесів, вапняків, глини та ін.) тимчасовими лінійними водними потоками, що створюються на схилах крутизною понад 3–5 градусів внаслідок випадіння опадів, сніготанення, танення льоду або льодовиків на суміжних територіях. За виключенням найближчих схилів, джерелами надходження стічних вод до ярів є мережі інших ерозійних форм, сполучених з їх долинами, зокрема, лощин, ерозійних борозен або вимоїн та ін. Окрім цього, загальною умовою наявності текучих вод на земній поверхні є відповідна структура та рухи корінних кристалічних порід фундаменту території. У багатьох випадках фундамент є розбитим численними розломами, що обумовлюють появу між ними тектонічних блоків. Тому під час вертикальних переміщень цих блоків на поверхні виникають значні перепади висот. Рівнини набувають хвилястого рельєфу, а по утворених схилах розпочинається активний стік. На схилах з крутизною понад 3–5 градусів, площинний стік переходить у лінійний. Змив крихких гірських порід перетворюється на розмив. Проявляється ерозія і відповідний генетичний ряд форм рельєфу: лощини – борозни – вимоїни – яри – балки – річкові долини.



Харківська область



Кіровоградська
область



Карпати

Рис. 58. Яри в Україні

Яри зупиняють свій ріст, а з часом й існування, якщо досягають базису ерозії (глибини залягання міцних кристалічних порід фундаменту, рівня підземних вод, тальвегу сусідньої долини тощо); у результаті застосування у боротьбі з ними спеціальних технічних засобів, зокрема загортання гравієм, заліснення схилів тощо; або внаслідок глобальних змін клімату у напрямку збільшення його посушливості. У першому випадку яри перетворюються на річкові долини або балки, у двох інших випадках – старіють і заростають.

Верхів'я **ТИМЧАСОВИХ ГІРСЬКИХ ПОТОКІВ** розташовані у верхній частині гірських схилів і являють собою систему вимоїн, що утворюють водозбірний басейн. Із нього вниз вода по схилу рухається вже в єдиному руслі, яке називається каналом стоку. Під час інтенсивних опадів або сніготанення канал стоку заповнюються водою, яка з великою швидкістю рухається вниз по схилу, захоплюючи при цьому уламковий матеріал, який посилює ерозійну діяльність потоку. Потрапивши на підгірну рівнину швидкість течії різко зменшується, а уламковий матеріал відкладається, утворюючи конус виносу (рис. 59). У Середній Азії та інших гірських країнах аридної зони конуси виносу, зливаючись один з одним, утворюють широкі передгірні шлейфи. У будові конусів виносу спостерігається диференціація матеріалу від більшого до тонкого в міру віддалення від вершини конуса. Відкладення конусів виносу утворюють пролювіальні відклади.



Пролувіальний
конус виносу



Селі на Кавказі

Рис. 59. Пролувіальний конус виносу і селі на Кавказі

За умови теплого і вологого клімату тимчасові гірські потоки утворюють значні за протяжністю конуси виносу – так звані «сухі дельти». В межах їх фронтальної частини формуються тимчасові водойми, в яких накопичуються озерні, болотні, болотно-солончакові відклади.

Надзвичайною руйнівною силою володіють тимчасові грязьові кам'яні потоки. Їх ознакою є висока швидкість пересування і вміст до 70–80 % від загального об'єму уламкового матеріалу. Такі потоки на Кавказі та в Середній Азії називають **СЕЛЯМИ** (рис. 59), Альпах – **МУРАМИ**. Досить часто вони можуть носити катастрофічний руйнівний характер. Відомі випадки перенесення кам'яних глиб масою понад 200 т.

Особлива роль в геологічній діяльності поверхневих вод належить річкам. **РІЧКОЮ** називають витягнутий водний потік довжиною понад 10 км, який рухається в напрямку ухилу поверхні в розробленому ним поглибленні. Коротші водні потоки називають струмками. Річки довжиною до 100 км вважають малими, до 500 км – середніми, а понад 500 км – великими. Розрізняють річки сталі й сезонні, гірські та рівнинні. Річки характеризуються шириною, довжиною, глибиною, площею басейну, похилом, падінням, витратами води і наносів, хімічним складом. За джерелом живлення їх поділяють на п'ять типів: снігові, дошові, річки підземного живлення, льодовикові, змішаного типу.

Водний режим річки характеризується витратами й стоком. Межень, повінь, паводок – періоди впродовж року з повторюваними рівнями.

МЕЖЕНЬ являє собою найнижчий рівень води у річці. У цей час витрати води є незначними, головне джерело живлення – підземні води. Межень буває літня (наступає в результаті поглинання води поверхнею й високої випаровуваності) і зимова (відсутність поверхневого живлення).

ПОВІНЬ – період високого і тривалого підйому рівня води у річці, що супроводжується затопленням заплави. У цей період річки найбільш обводнені, тому на нього припадає більша частина річного стоку.

ПАВОДОК – швидке, проте короткочасне підняття рівня води у річці. Паводки, на відміну від повені, виникають нерегулярно, як правило, через інтенсивні дощі.

Річки переносять уламковий матеріал трьома способами: у зваженому стані; у розчиненому стані; шляхом перекочування уламків різного розміру по дну.

Виділяють чотири види механічної роботи річок: руйнування, розмив (ерозія); обточування й шліфування; перенос (транспортування) матеріалу; відкладання, нагромадження матеріалу – акумуляція.

РІЧКОВА ДОЛИНА (рис. 60) – лінійно витягнута від’ємна форма рельєфу, утворена дією постійного водотоку. Розміри долини залежать від водності річки, яка визначається площею та особливостями басейну. Виділяють головні й бокові долини, разом вони утворюють систему долин декількох порядків. Річкові долини у плані найчастіше мають звивисту форму, характеризуються поступовим розширенням від верхів’їв до пониззя або чергуванням розширених і вузьких ділянок. До основних компонентів річкової долини відносять дно, що включає русло та заплаву, та схили – терасовані або нетерасовані. Тераси можуть бути морські й річкові. За геологічною будовою, співвідношенням алювіальної товщі й висоти уступу тераси ділять на три типи: акумулятивні, ерозійні та цокольні.

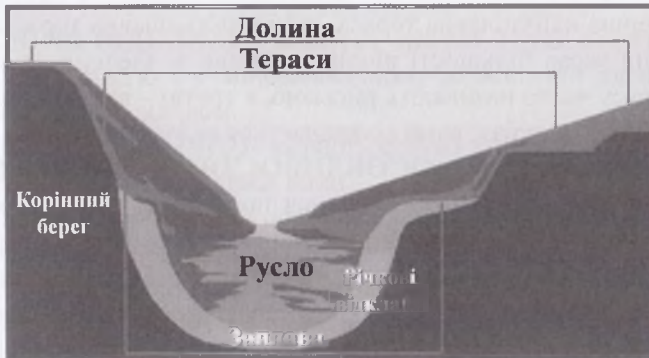


Рис. 60. Будова річкової долини

АКУМУЛЯТИВНІ ТЕРАСИ – на всю висоту уступу складені алювієм, основа уступу перебуває нижче рівня води в річці. Це горизонтальні майданчики, відділені один від одного уступами. Вони являють собою залишки колишніх днищ річкових долин, що сформувалися при більш високому рівні води в річці.

ЕРОЗІЙНІ ТЕРАСИ – виходи на денну поверхню корінних дочетвертинних порід, що інколи можуть бути перекриті тонким прошарком елювію або тонкими лінзами руслового алювію.

ЦОКОЛЬНІ ТЕРАСИ являють собою різновид акумулятивних, їх поділяють на відкритоцокольні (якщо в уступі тераси відслонюються корінні породи) і закритоцокольні (якщо в уступі тераси корінні породи не відслонюються, проте встановлюються в розрізі тіла тераси під час розбурювання).

ЗАПЛАВА (рис. 61) – частина долини річки, яка затоплюється під час повені. У поперечному напрямку вона ділиться на три частини: **ПРИРУСЛОВА ЗАПЛАВА** – частина, яка піднімається на кілька метрів над межею рівнем річки; **ЦЕНТРАЛЬНА ЗАПЛАВА** – більш рівна середня частина, яка прилягає до корінного пологого схилу або уступу наступної тераси; **ПРИТЕРАСНА ЗАПЛАВА** – найбільш понижена частина, що має вид заболоченої балки, де зустрічаються болота, озера, стариці. Заплави можуть бути різної ширини – від 0,5 до 60 км. Вище заливної заплавної тераси, як правило, розташовуються надзаплавні, які рахують знизу вверх (перша надзаплавна тераса, друга надзаплавна тераса і т. д.). Утворення терас більшості річок пов'язане зі зледеніннями, тому другу терасу часто називають риською, а третю – вюрмською.

Намивний матеріал, який відкладається на суші текучими водами річок, називають алювієм. **ОСОБЛИВОСТЯМИ АЛЮВІАЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ Є:** порівняно невелика потужність – 20–60 м; ясно виражена, часто коса, шаруватість; перевага пісків різної зернистості й складу, галечників, гравію, супісків, суглинків і рідше глин; швидка й значна мінливість як по простяганню, так і за потужністю, численні кармани й лінзи; прісноводна фауна; залягання в річкових долинах смугами шириною в десятки кілометрів.

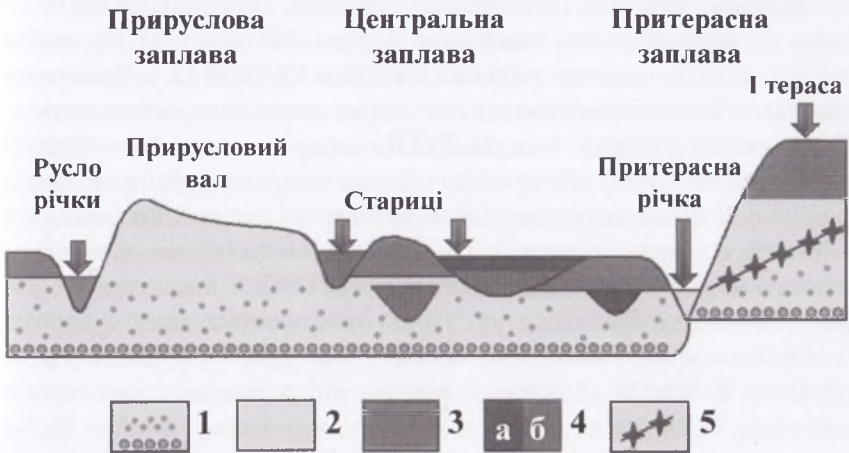


Рис. 61. Схема будови рельєфу заплави рівнинної річки

1 – русловий алювій з базальтовим горизонтом в основі; 2 – піщані відклади приуислового вала; 3 – суглинки, супіски, глини; 4 – старичні відклади (а – торфовища, б – мули і глини); 5 – горизонт ґрунтових вод.

Розрізняють сучасний і давній алювій, а також алювій рівнинних, гірських річок і дельт. Академік А. Л. Павлов виділяє пухкі відклади тимчасово діючих гірських річок в особливий тип континентальних відкладів – пролювій. За літологічним складом виділяють три типи алювіальних відкладів: русла річки, стариці і заплави.

РУСЛОВІ ВІДКЛАДИ, зазвичай, піщані. Піски відрізняються косою шаруватістю і у мінералогічному відношенні характеризуються постійним складом.

ВІДКЛАДИ СТАРИЦЬ являють собою утворення різних затонів, озер, боліт. Складаються вони з дрібнозернистих пісків, супісків, мулів, глин з різноманітною шаруватістю і, як правило, містять багато органічних речовин, водоростей, гідрофільної болотної рослинності, іноді утворюють торфовища.

ВІДКЛАДИ ЗАПЛАВИ впродовж року зазнають змін: матеріал накопичується то під водою, то після спаду води на суші, в умовах вивітрювання.

Загальна кількість розчинених речовин, які виносяться річками у Світовий океан, перевищує 3 млрд 200 млн т на рік, тобто з 1 км² суші їх щорічно надходить в океан близько 23 т. Величезна кількість алювію виноситься до гирла річок, де акумулюється. Таким чином утворюються **ДЕЛЬТИ** – конуси виносу. Вони мають у плані віялоподібну або трикутну форму, звернену вершиною уверх до річки. Виділяють наземні (давні) і підводні дельти. Для річок, які виносять до гирла незначну кількість уламкового матеріалу, або впадають в моря і океани на ділянках великих глибин, характерні естуарії – воронкоподібні затоки, що значно просуваються вглиб суходолу.

Геологічна діяльність річок проявляється, головним чином, у розмиві дна й берегів, переносі й відкладанні розмивного уламкового матеріалу. У верхів'ях річок, як правило, переважає ерозійна діяльність, у низов'ях – перенос і акумуляція. Чим більшим є об'єм води і швидкість течії, тим інтенсивніше відбувається розмив. Наприклад, річка зі швидкістю течії 0,8 м/с може переносити у зваженому стані дрібний пісок; зі швидкістю течії 1,5–2 м/с вона здатна перекочувати гальку, а зі швидкістю 3 м/с – дрібні валуни. За рік річки переносять величезну кількість речовин. Так, наприклад, Волга переносить 25, Дон – 6,4, а Дніпро – 2,4 млн т зважених речовин.

3.5. ПІДЗЕМНІ ВОДИ ТА ЇХ ГЕОЛОГІЧНА ДІЯ

ПІДЗЕМНІ ВОДИ – води до глибини 12–16 км, тобто води верхньої частини земної кори. Потрапляє вода у літосферу різними способами: шляхом просочування опадів, конденсації водяної пари в підземних порожнинах, фільтрації вод озер і річок, з мантиї тощо. Пористі чи тріщинуваті гірські породи, через які вода легко проходить, називають водопроникними. Щільні гірські породи утворюють водотривкі шари. На рівнинах, складених осадовими гірськими породами, зазвичай, чергуються шари різної водопроникності. На водонепроникних породах відбувається затримування води, яка заповнює проміжки між частинами водопроникної породи та утворює водоносний горизонт. На одній місцевості може бути кілька таких горизонтів, інколи 10–15.

Підземні води за походженням поділяють на конденсаційні, інфільтраційні, седиментаційні, ювенільні (магматогенні) та метаморфогенні. **КОНДЕНСАЦІЙНІ ВОДИ** утворюються в результаті конденсації водяної пари в порах гірських порід. **ІНФІЛЬТРАЦІЙНІ ВОДИ** утворюються шляхом інфільтрації (просочування) вглиб Землі вод опадів, сніготанення, води річок, озер, водосховищ. Конденсаційні та інфільтраційні води також називають вадозними, адже вони переміщуються і беруть активну участь у кругообігу води в природі. **СЕДИМЕНТАЦІЙНІ ВОДИ** – це поховані (реліктові або залишкові) води колишніх морських басейнів. Утворення **ЮВЕНІЛЬНИХ ВОД** пов'язане з дегазацією магми, що проникає в товщі гірських порід, а утворення **МЕТАМОРФОГЕННИХ ВОД** – з метаморфізацією гірських порід. Породини, до хімічного складу яких входить вода, за високого тиску і температури зневоднюються. Така вода у загальному балансі підземних вод значної ролі не відіграє.

За умовами залягання підземні води поділяються на 3 типи: верховодка, ґрунтові води і міжпластові (артезіанські) води (рис. 62).

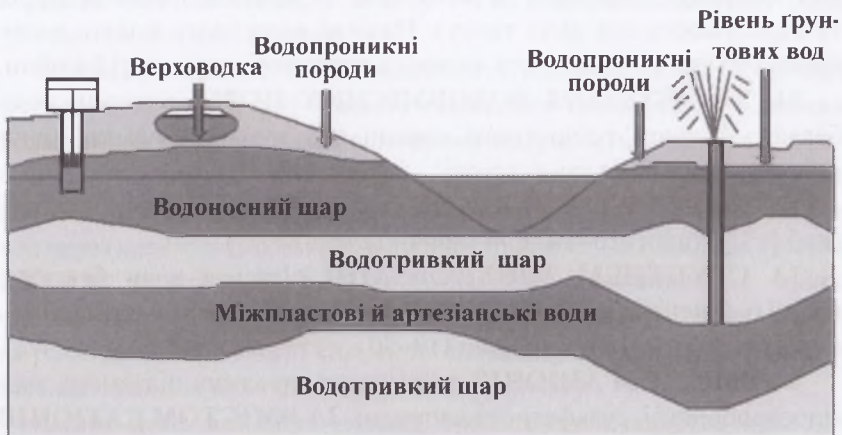


Рис. 62. Класифікація підземних вод

ВЕРХОВОДКА являє собою сезонну воду, що залягає на першому від поверхні шарі водотривких порід та залежить від кількості опадів. Якщо верховодка досягне водотривкого горизонту, вона перетвориться на ґрунтові води.

ГРУНТОВІ ВОДИ – води, які залягають суцільним шаром близько до поверхні та можуть вільно переміщуватися по водотривкому шару. До елементів ґрунтових вод відносять:

- рівень (або дзеркало) ґрунтових вод, який змінюється залежно від кількості води, що просочилася. Після танення снігу, навесні, він підвищується, а наприкінці літа – знижується;
- водотривке ложе, складене водонепроникним шаром;
- водоносний горизонт.

Ґрунтові води не є напірними та вільно переміщуються. Дзеркало ґрунтових вод, зазвичай, частково повторює рельєф місцевості та має нахил у напрямку ярів і долин, де відбувається їх розвантаження або дренавання. Джерелами називають виходи підземних вод на поверхню.

МІЖПЛАСТОВІ ВОДИ – води, які залягають між двома водонепроникними шарами. Вони можуть бути безнапірними (якщо поширюються в місцях із горизонтальним заляганням порід або з незначним нахилом) та напірними (якщо розташовуються на великих глибинах, пов'язані зі вгнутими складками гірських порід та перебувають під дією тиску). Напірні води часто носять назву артезіанських та утворюють великі за площею артезіанські басейни.

ЗА ХАРАКТЕРОМ ВОДОВМІСНИХ ПОРІД підземні води бувають: пористі, тріщинуваті, жильні, пластові, карстові, тріщинувато-пластові, пористо-пластові.

ЗА ТЕМПЕРАТУРОЮ ВОДИ підземні води бувають: холодні (до 20 °C), теплі (20–50 °C) і гарячі (понад 50 °C).

ЗА СТУПЕНЕМ МІНЕРАЛІЗАЦІЇ підземні води бувають: прісні (концентрація солей до 1 г/л), слабосолонуваті (1–3 г/л), сильносолонуваті (3–10 г/л), солоні (10–50 г/л) та розсоли (понад 50 г/л).

ЗА ВМІСТОМ АНІОНІВ розрізняють три типи підземних вод: гідрокарбонатні, сульфатні та хлоридні. **ЗА ВМІСТОМ КАТІОНІВ** вони можуть бути кальцієвими, магнієвими, натрієвими або змішаними.

МІНЕРАЛЬНІ ВОДИ – підземні води, які характеризуються підвищеним вмістом деяких хімічних елементів, сполук і (або) газів, специфічними фізико-хімічними властивостями (температурою, радіоактивністю тощо) та використовуються для лікувальних потреб. До найбільш відомих типів мінеральних вод належать: вуглекислі води, сірководневі (або сульфідні), радіоактивні (радонові).

В особливі типи виділяють підземні води районів багаторічної мерзлоти та районів молодого вулканізму.

ПІДЗЕМНІ ВОДИ РАЙОНІВ БАГАТОРІЧНОЇ МЕРЗЛОТИ ПОДІЛЯЮТЬ НА ТРИ ВЕЛИКІ КАТЕГОРІЇ: надмерзлотні, міжмерзлотні і підмерзлотні.

НАДМЕРЗЛОТНІ ВОДИ розташовані вище товщі багаторічної мерзлоти (нижче залягає «вічномерзла товща», яка служить для цієї категорії підземних вод водотривким ложем). Ці води, як правило слабомінералізовані, містять різні органічні сполуки-забруднювачі, тому для питних цілей їх не використовують.

МІЖМЕРЗЛОТНІ ВОДИ замкнуті серед товщі багаторічної мерзлоти. Внаслідок безперервності руху і підвищеної мінералізації вони не промерзають, але завжди мають негативну температуру. Міжмерзлотні води, як правило, напірні і володіють добрими санітарними властивостями, у зв'язку з чим відіграють важливу роль для систем водопостачання.

ПІДМЕРЗЛОТНІ ВОДИ залягають під товщею багаторічної мерзлоти, вони напірні і мають позитивну температуру. Глибина їх залягання визначається в основному потужністю мерзлих порід.

Рух підземних вод буває ламінарним і турбулентним. **ЛАМІНАРНИЙ РУХ** – це рух у вигляді окремих струменів ґрунтових вод через незначні за розмірами пори та тріщини. **ТУРБУЛЕНТНИМ РУХОМ** характеризуються грубоуламкові (галечники), а також сильно тріщинуваті і закарстовані гірські породи, в яких значні за розмірами порожнини сприяють швидкому проходженню значної кількості води за відносно короткий термін часу.

Окрім дуже важливої функції забезпечення людства прісною водою, підземні води також виконують і велику геологічну роботу, що проявляється в карстових та зсувних процесах.

КАРСТ (рис. 63) – специфічний процес розчинення або вилугування тріщинуватих розчинних гірських порід підземними та поверхневими водами, що призводить до утворення на поверхні Землі різноманітних западин, а на глибині – порожнин, каналів та печер.

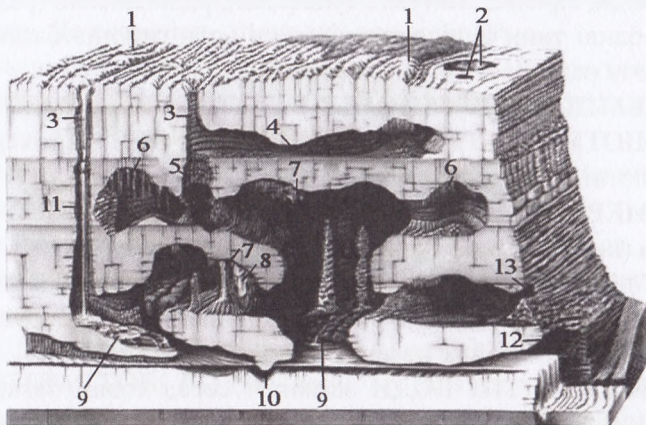


Рис. 63. Схема карстових процесів у гірському масиві:

1 – карри; 2 – воронки; 3 – природні шахти і колодязі; 4 – печерна галерея; 5 – вертикальна печерна порожнина; 6 – сталактити; 7 – сталагміти та сталагнат (натічні колона); 8 – натічні драпірування; 9 – підземні водотоки; 10 – сифон; 11 – підземний водоспад; 12 – грот з карстовим джерелом типу воклюз; 13 – вхід в печерну систему.

Підземні води, які знаходяться в карстових пустотах і каналах, називають карстовими, виходи карстових порід на земну поверхню – **КАРСТОВИМИ ДЖЕРЕЛАМИ**, а потужні виходи – **ВОКЛЮЗАМИ**.

За розчинністю порід розрізняють соляний, гіпсовий та карбонатний карст, залежно від форми прояву – поверхневий (відкритий) і покритий карст.

ДО ПОВЕРХНЕВИХ КАРСТОВИХ ФОРМ РЕЛЬЄФУ відносяться **КАРРИ** (незначні заглиблення у вигляді вибоїн, промоїн

і борозен глибиною від кількох сантиметрів до 1–2 метрів), **ПОНОРИ** (вертикальні або похилі порожнини значної глибини, що поглинають поверхневі води); **КАРСТОВІ ВИРВИ АБО ЛІЙКИ** (поверхневого вилуговування і провальні).

Найбільші за розмірами поверхневі карстові форми – **КАРСТОВІ УЛОГОВИНИ, КОЛОДЯЗИ ТА ШАХТИ**, їх глибина може перевищувати 1000 м. Найбільші підземні форми – **КАРСТОВІ ПЕЧЕРИ** – системи горизонтальних або похилих розгалужених каналів із великими залами та гротами (рис. 64).



Рис. 64. Карстові печери

Типи відкладів у карстових печерах:

- терра-росса – нерозчинні продукти або залишкові (після розчинення) утворення червоного кольору;
- обвальні накопичення;
- алювіальні відклади, утворені підземними річками;
- озерні відклади;
- хемогенні утворення, до яких належить вапняковий туф;
- натічні форми (сталактити, сталагміти).

ПОКРИТИЙ КАРСТ – закарстовані утворення, перекриті нерозчинними або слаботорозчинними гірськими породами, процес вилуговування тут відбувається на певних глибинах.

Підземні води відіграють головну роль у формуванні зсувів. **ЗСУВ** – відрив великої маси гірських порід та її переміщення по схилу

за дії сили тяжіння. Зсуви виникають на схилах височин, по берегах річок, озер, морів, складених пухкими породами, шари яких залягають із нахилом убік укосу, і особливо часто за присутності у підшві цих порід водотривкого шару, що оголюється на укосі. Великі маси зміщаються без порушення структури й текстури порід. Схему зсувного схилу демонструє рисунок 65, на якому пунктиром показано первинне положення схилу та будова його одноактного зсуву.

Поверхня, за якою відбувається відрив маси гірських порід та їх зсування, називається **ПОВЕРХНЕЮ КОВЗАННЯ**, породи, які осунулися, називаються **ТІЛОМ ЗСУВУ**, а місце поєднання тіла зсуву з корінним уступом – **ТИЛОВИМ ШВОМ ЗСУВУ**. Вихід поверхні ковзання в нижній частині схилу називають **ПІДОШВОЮ ЗСУВУ**.

ЗСУВИ БУВАЮТЬ: поверхневі – не глибше 1 м, дрібні – глибиною до 5 м; глибокі – глибиною до 20 м; дуже глибокі – глибше 20 м.



Рис. 65. Схема зсувного схилу

Механічний винос дрібних мінеральних часток породи водою, що фільтрується крізь неї, називають **СУФОЗІЄЮ** (водним підкопуванням) (рис. 66).



Рис. 66. Суфозія

Даний процес близький до карсту, відмінністю є те, що суфозія — переважно фізичний процес і частинки породи у подальшому не зазнають руйнування.

3.6. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯ ОКЕАНІВ, МОРІВ, ОЗЕР І БОЛІТ

Моря й океани займають близько 361 млн км², що складає 70,8 % земної поверхні, з об'ємом води 1370 млн км³. Ця величезна маса води знаходиться у безперервному русі й виконує надзвичайно велику руйнівну і творчу роботу. Впродовж тривалої історії розвитку земної кори океани неодноразово змінювали свої межі. Майже вся поверхня сучасної суші затоплювалася водою. На дні океанів нагромаджувалися потужні товщі опадів, з яких утворювалися різні осадові породи. У процесі складного геологічного розвитку дно Світового океану зазнало значних змін, які призвели до виникнення на його дні численних глибоких жолобів і западин (найглибша з них Маріанська западина глибиною 11500 м, що знаходиться у Тихому океані), серединно-океанічних хребтів і великих підводних плато.

На дні океанів виділяють три морфологічні області, кожній з яких властива особлива геологічна діяльність: материкова обмілина, материковий схил, ложе (рис. 67).

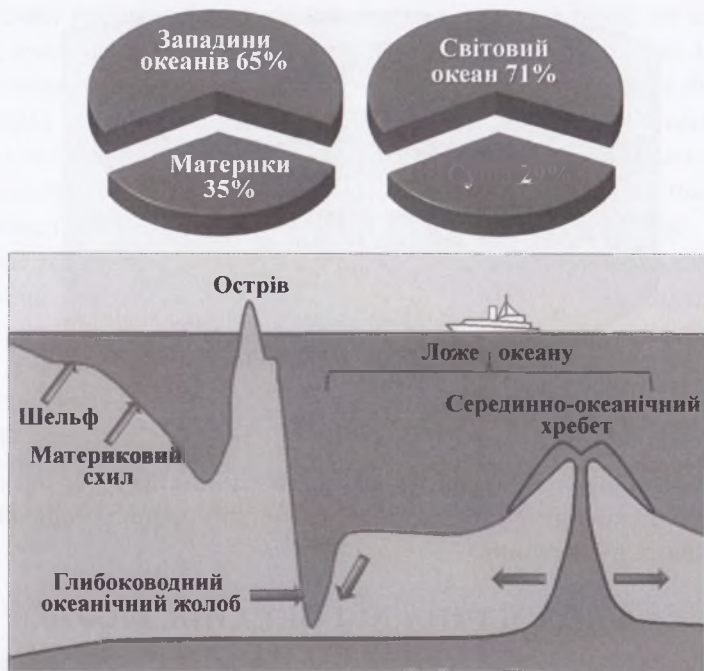


Рис. 67. Рельєф дна Світового океану

МАТЕРИКОВА ОБМІЛИНА (ШЕЛЬФ) – прибережна слабо нахилена частина дна Світового океану, що оточує материки і генетично з ними пов’язана. Глибини в її межах, як правило, не перевищують 200 м (іноді досягають 500–1500 м). Ширина – від кількох до 1500 і більше кілометрів. Утворення материкових обмілин пов’язують з опусканням узбережжя (або підняттям рівня Світового океану) і зануренням суходолу під воду, а також з абразійною діяльністю моря. На материкових обмілинах інтенсивно відкладаються продукти руйнування морських берегів – галечник, пісок, мул. Характерна велика біологічна продуктивність, зумовлена високою освітленістю й прогріванням води. В межах морських обмілин є значні поклади корисних копалин (нафти, газу, золота, алмазів тощо).

МАТЕРИКОВИЙ СХИЛ – частина підводної окраїни материка між материковим підніжжям і шельфом. Характерною ознакою є досить значний ухил і різка розчленованість поверхні. Буває акумулятивним, скидовим або складчастим. Глибина води – 200–2500 м. Серед відкладів материкового схилу переважають мули, вулканічні й вапнякові, глибоководні глауконітові піски.

ЛОЖЕ ОКЕАНУ займає найнижчий рівень земної поверхні – від 4000 до 5000–6000 м глибини між материковим підніжжям та серединно-океанічними хребтами. Ложе складене земною корою океанічного типу і характеризується слабкими вертикальними рухами. Поряд з плоскими ділянками на ньому трапляються підводні хребти, обширні підняття – плато, пороги, що тягнуться від одного берега океану до іншого. Серед відкладів переважають органічні й мулисті опади.

Усі області змінюють одна одну ступінчато (рис. 68).

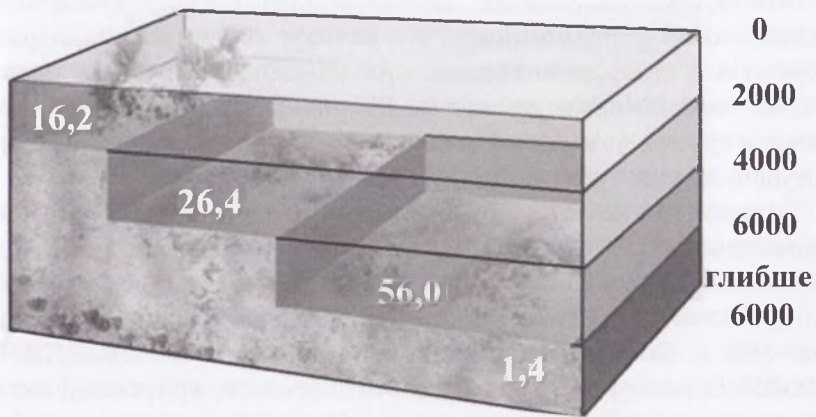


Рис. 68. Розподіл дна Світового океану за висотними рівнями, %

За хімічним складом океанічна вода являє собою слабкий (4 %) розчин, що містить усі елементи, відомі на Землі, насамперед, перші 20 елементів періодичної системи Менделєєва. Океанічна вода містить гази – переважно у вигляді молекул, солі – у вигляді іонів,

молекул і комплексів, органічні речовини – у молекулярних і високомолекулярних сполуках та в колоїдному стані. Маса солей, розчинених в океанічній воді, залишається майже постійною і коливається в межах від 33 до 37 проміле. Середня солоність Світового океану складає 35 проміле. Найвища солоність має місце у тропіках, де створюються оптимальні умови для значного випаровування. В екваторіальному поясі солоність понижена і складає 34,4 проміле. У помірних і полярних широтах солоність має тенденцію до зменшення у напрямі полюсів. Різні океани дещо різняться за солоністю води, а от її щільність майже не змінюється і в середньому складає $1,025 \text{ г/см}^3$.

Ознакою Світового океану є своєрідний газовий режим води, обумовлений різноманітними розчиненими газами, найпоширенішими серед яких є кисень і діоксид вуглецю.

Більшість рослин в океанічній воді зосереджена до глибини 200 м, проте навіть на великих глибинах океанічних западин виявлені представники різноманітної флори.

МОРЕ є частиною океану, що відокремлена від нього суходолом, підвищеними формами підводного рельєфу або островами, характеризується своєрідним гідрометеорологічним режимом та відрізняється за своїми властивостями. Ділянки акваторії моря, що вдаються в суходіл, утворюють затоки, зокрема, бухти, фіорди, лимани, естуарії, лагуни, губи.

Залежно від характеру будови дна моря поділяються на плоскі і котловинні. **ПЛОСКІ МОРЯ** – моря, що утворилися в результаті опускання ділянок суходолу під воду, їх глибина загалом не перевищує глибини шельфу і лише на локальних ділянках досягає 300–500 м. Значно глибшими (2000–3500 м) є **КОТЛОВИННІ МОРЯ**. Їх рельєф містить усі основні елементи, притаманні океанам – область шельфу, глибоководні улоговини, континентальний схил та різноманітні підвищення. Зазвичай, такі моря облямовані гірськими пасмами.

Морська вода характеризується таким співвідношенням іонів: Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- та Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} (табл. 4). У ній значно переважають хлориди і, насамперед, NaCl , вміст якого складає приблизно 78 %, понад 9 % припадає на MgCl_2 , 2 % – на KCl . Друге місце

посідають сульфати – MgSO_4 (понад 6,5 %), CaSO_4 (близько 3,5 %), на гідрокарбонати та інші сполуки припадає менше 1 %.

Таблиця 4. Іонний склад морської води за солоності 35 проміле (за О. К. Леонтьєвим)

Катіони	Кількість, г/кг	Еквівалент, %	Аніони	Кількість, г/кг	Еквівалент, %
Na^+	10,7596	38,64	Cl^-	19,3529	45,06
Mg^{2+}	1,2965	8,81	SO_4^{2-}	2,7124	4,66
Ca^{2+}	0,4119	1,69	HCO_3^-	0,1412	0,20
K^+	0,3991	0,84	Br^-	0,0674	0,07
Sr^{2+}	0,0078	0,01			

Моря багаті на органічний світ. Морські організми за умовами заселення та способом життя поділяються на три основні групи – планктон, нектон та бентос.

ПЛАНКТОННІ ОРГАНІЗМИ знаходяться на глибинах 100–200 м і заселяють верхній шар води. До самостійного пересування вони не пристосовані, тому знаходяться у завислому стані. До них відносять фітопланктон (діатомові водорості, коколітофори) і зоопланктон (форамініфери, радіолярії, морські метелики).

НЕКТОННІ ОРГАНІЗМИ утворюють велику групу тварин, які вільно плавають – це риби, морські ссавці, головоногі молюски та ін.

БЕНТОСНІ ОРГАНІЗМИ діляться на дві групи: бентос рухомий (молюски, морські їжаки, морські зірки, хробаки та інші) і бентос прикріплений (колоніальні корали, вапнисті водорості, моховатки).

Існування органічного світу морів тісно пов'язане з формами рельєфу дна. Для кожної зони рельєфу притаманна відповідна фауна і флора, накопичення тих або інших відкладів. Виділяють чотири таких зони: прибережну (літоральну), субліторальну (неритову), батіальну та абісальну і субабісальну (рис. 69).

ПРИБЕРЕЖНА (ЛІТОРАЛЬНА) ЗОНА характеризується інтенсивною дією хвиль і припливно-відпливних явищ та несприятливими умовами для розвитку життя. Здебільшого тут зустрічаються каменеточки.



Рис. 69. Зони відкладення морських осадів та їх співвідношення із зонами рельєфу дна Світового океану

СУБЛІТОРАЛЬНА (НЕРИТОВА) ЗОНА знаходиться в області шельфу і володіє сприятливими умовами для розвитку численних видів морських організмів.

БАТІАЛЬНА ЗОНА співпадає з континентальним схилом та його підніжжям, характеризується поганими умовами для розвитку флори і фауни у зв'язку з великими глибинами і відсутністю світла. Тут, зазвичай, присутні черепашки організмів, які жили в поверхневих шарах.

Осади батіальної зони представлені синім, червоним, зеленим і іншими мулами, багатими на органічну речовину.

СИНІЙ МУЛ займає об'ємні територіальні простори. На 97 % він складається з глинистих часток; місцями за рахунок зменшення глинистих часток у мулі зростає вміст вуглекислих солей кальцію (іноді до 40 %). Зерна кварцу зустрічаються в незначних кількостях. Завдяки присутності в синьому мулі сірководню й заліза утворюється сірчане залізо, яке іноді виділяється у вигляді зерен піриту. У мулі зустрічаються конкреції сидериту і марганцю.

ЧЕРВОНИЙ МУЛ. На його частку припадає приблизно 1 % площі, зайнятої синім мулом. Червоний колір обумовлений присутністю оксидів заліза. Глинистих часток у ньому менше, ніж у синьому мулі (до 70 %), а кількість вуглекислих солей кальцію може досягати 60 %. У невеликих кількостях завжди присутній кварц.

ЗЕЛЕНИЙ МУЛ і пісок покривають найбільш підняті ділянки батіальної та абісальної зон у місцях сильних холодних течій на глибинах від 180 до 2300 м. Зелений колір обумовлений присутністю глауконіту. У зеленому мулі глинистих часток утримується не більше 48 %, а вапняку – до 60 % і більше. Серед цих осадів зустрічаються конкреції фосфоритів.

АБІСАЛЬНА ЗОНА співпадає з ложем Світового океану, а **СУБАБІСАЛЬНА** – відповідає глибоководним жолобам. У цих зонах відсутні умови для розвитку живих організмів, зустрічаються лише ті, які не потребують рослинної їжі. Як виключення, слід відзначити райони виходів на дні термальних вод.

Абісальна зона складена мулами органічного походження (вапнякові та кременисті) і червоними глинами. Серед вапнякових мулів – форамініферовий, птероподовий і глобигериновий, серед кременистих – діатомовий і радіолярієвий.

ФОРАМІНІФЕРОВИЙ МУЛ складається з вапнякових скелетів форамініфер і домішок теригенного матеріалу. Здебільшого це піщано-алевритові або алеврито-пелітові карбонатні утворення, вміст CaCO_3 в яких коливається в межах від 30 до 99 %. За доброї збереженості черепашок формуються піщані осади. Форамініферові відклади здебільшого поширені на глибинах від 3000 до 4500–4700 м. На більших глибинах, у холодних водах, ненасичених CaCO_3 , форамініферовий мул розчиняється, не досягаючи дна, та змінюється кременистими або полігенними осадами.

ПТЕРОПОДОВИЙ МУЛ складається зі скелетів крилоногих молюсків (птеропод), які ведуть планктонний спосіб життя. Він містить 60–80 % CaCO_3 (арагоніт), решту складає глинистий матеріал. Зустрічається птероподовий мул у теплих водах, найбільшою мірою в тропічних частинах океанів, головним чином Атлантичного, на глибині 700–3500 м.

ГЛОБИГЕРИНОВИЙ МУЛ складається переважно з осадових вапнякових планктонних форамініфер – глобигерин. Колір білий, рожевий і жовтуватий. Розповсюджений до глибини 3500–4000 м.

ДІТОМОВИЙ МУЛ складається з кременистих скелетів діатомових водоростей. Відрізняється високим вмістом аморфного кремнезему (до 70 %). До складу також входять глинисті, уламкові і карбонатні частинки. У вологому стані діатомовий мул м'який, нелипкий на дотик, світло-жовтувато-сірого кольору, містить багато порової води (до 80–90 % об'єму). Розповсюджений на глибинах 1000–4500 м в областях високої продуктивності діатомового планктону. Його можна спостерігати у вигляді суцільного поясу навколо Антарктиди. У викопному стані діатомові мули переходять в осадову гірську породу – діатоміт.

РАДІОЛЯРІЄВИЙ МУЛ складається зі скелетів радіолярій – найпростіших морських планктонних тепловодних організмів. У вологому стані – це коричневий, зеленувато-сірий або чорний осад. Складається з опалового кремнезему (5–30 %), глинистих мінералів, вулканогенного матеріалу, гідроксидів заліза і мангану, іноді цеолітів. Радіолярієвий мул розповсюджений виключно в екваторіальній зоні Тихого та Індійського океанів на глибині 4500–6000 м і більше. У викопному стані переходить в радіолярит – органігенну осадову породу.

ЧЕРВОНА ГЛИНА розповсюджена на великих площах на глибині понад 3500–4000 м. Утворюється вона внаслідок розкладення силікатів, принесених морськими течіями. Складається переважно з гідратів силікатів, збагачених залізом, та інших мінералів, решток кременистих організмів. Кремнезему в ній міститься в 2,5 рази більше, ніж в інших глинах. У складі червоної глини трапляються конкреції відновлених мангану, заліза, кобальту, стронцію, міді, нікелю, свинцю, молібдену, цинку, ванадію.

Моря виконують велику руйнівну і творчу роботу:

1. **РУЙНІВНА ДІЯЛЬНІСТЬ (МОРСЬКА АБРАЗІЯ)** – процес руйнування берегів і знесення гірських порід хвилями і прибоєм у береговій зоні.

2. **ПЕРЕНОС, ТРАНСПОРТУВАННЯ РІЗНОГО МАТЕРІАЛУ.** Крупно-уламковий матеріал, принесений до берега, не повертається на своє колишнє місце. Піщаний матеріал може повернутися із хвилику

в простори моря й переміститися іноді на значні відстані. У такий спосіб відбувається природне сортування матеріалу: великоблочний залишається у берегів, а піщаний – удалині від них. У морського узбережжя з валунів і гальки може утворитися береговий вал.

3. **АКУМУЛЯЦІЯ** – нагромадження величезних товщ різноманітних осадов. Осади найчастіше представлені кораловими вапняками й вапняками-черепашниками. Корали найкраще розвиваються на глибині 20–40 м. В утворенні органогенних осадов приймають участь водорості. Вони поглинають із морської води вапно, яке накопичується в їхніх стеблах, згодом із залишків цих стебел відкладаються значні товщі органогенних вапняків.

4. Хімічна, фізична й біогенна **ПЕРЕРОБКА ОСАДІВ І ПЕРЕТВОРЕННЯ ЇХ В ОСАДОВІ ПОРОДИ.**

Береги інтенсивно руйнуються в результаті процесів трансгресії і регресії. **ТРАНСГРЕСІЯ МОРЯ** – тривалий період наступу моря на сушу, внаслідок відносного підняття його рівня, а **РЕГРЕСІЯ** – процес тривалого відступу моря від берегів унаслідок відносного пониження його рівня.

Щорічно моря руйнують близько 15 км³ суші. За останні 25 років у районі Залізного Порту Голопристанського району Херсонської області Чорним морем зруйновано понад 60 метрів берега. Швидкому механічному руйнуванню порід сприяє мінералізація морської води: солі, які містяться у воді, прискорюють процеси розчинення гірських порід. Тваринні і рослинні організми, які живуть у зоні прибою, розпушуючи й подрібнюючи породи, полегшують абразію берегів. Берега, складені масивними породами магматичного походження, розмиваються із середньою швидкістю – до декількох міліметрів за рік. Берега, у яких оголюються осадові породи (вапняки, мергелі, піщаники) мають середню стійкість – під впливом абразії вони відступають зі швидкістю декількох сантиметрів у рік. Пухкі осадові породи можуть розмиватися морем зі швидкістю декількох метрів (до 20 м) за рік.

Відливні й приливні хвилі в зоні берегового схилу руйнують і розмивають скелі, надаючи їм своєрідної форми, яку називають кекурами (рис. 70), транспортує з місця на місце уламки гірських

порід і обкатує їх упродовж тривалого часу. Шматки порід труться один об одного, подрібнюються: гострокутні, кутасті уламки перетворюються в обкатані валуни, гальку, гравій, пісок. Чим крутіший ухил берегів, тим більш крупний матеріал накопичується. Щорічно у Світовий океан зноситься велика кількість уламкового матеріалу: вітром – 1,5 млрд т, льодовиками – 1,5 млрд т, вулканами – 2–3 млрд т, абразією – 0,5 млрд т.

ОЗЕРО – природне, заповнене водою заглиблення в земній поверхні. Площа всіх озер на Землі становить 2,7 млн км² або 1,8 % площі суходолу. Загальна кількість води в прісних озерах 91 тис. км³, у солоних – 85 400 км³. Площа найбільших озер: Каспійського – 420 тис. км², Аральського – 66 458 км², Байкал – 31 500 км², Ладозького – 18 400 км², Верхнього (Північна Америка) – 82 тис. км², Вікторії (Африка) – 68 тис. км². Глибина озер може досягати десятків і навіть сотень метрів. Найглибшим озером у світі є Байкал (1741 м), у ньому зосереджено 23 тис. км³ прісної води або п'ята частина світових запасів.



Рис. 70. Кецури в Росії

За походженням озера бувають екзогенними та ендегенними. До **ЕКЗОГЕННИХ** відносять гравітаційні, ерозійні (заплавні та дельтові), гляціальні, таласогенні або морські, біогенні та метеоритні озера; до **ЕНДОГЕННИХ** – сейсмогенні, вулканогенні і тектоногенні (приурочені до великих розломів земної кори). **СЕЙСМОГЕННІ ОЗЕРА** поділяються на обвальні-провальні

та обвального-гребельні; **ВУЛКАНОГЕННІ** – на гейзерні, кратерні та лаво-гребельні.

За характером стоку розрізняють наступні види озер: безстічні, проточні, з перемінним стоком.

БЕЗСТІЧНІ ОЗЕРА знаходяться далеко від океану, в середині континенту. Їх вододіли часто обмежують геологічні утворення, зокрема, гірські хребти, що блокують доступ до Світового океану. Внутрішній водний стік випаровується і залишає високу концентрацію мінералів та інших продуктів ерозії, винесених водою. Через певний проміжок часу ці винесенні водою ерозійні продукти призводять до засолення води безстічного озера. Основна втрата води з цих озер відбувається за рахунок випаровування та інфільтрації, тому безстічні озера, зазвичай, більш чутливі до забруднення навколишнього середовища, ніж ті водні об'єкти, що мають доступ до Світового океану.

ПРОТОЧНІ ОЗЕРА розповсюджені здебільшого в областях гумідного (вологого) клімату. Живляться вони водами річок та атмосферних опадів. Характерною ознакою проточних озер є те, що крім випаровування, вони віддають воду також через річки та струмки, що з них витікають, або шляхом підземного стоку.

ОЗЕРА З ПЕРЕМІННИМ СТОКОМ є періодично проточними, стік води з них відбувається тільки у періоди високих вод.

Мінералізовані озера поділяються на **ХЛОРИДНІ, СУЛЬФАТНІ** і **КАРБОНАТНІ**. Хімічний склад озерної води значною мірою залежить від характеру осадконакопичення.

За характером руху води озера діляться на проточні та застійні. **ПРОТОЧНІ ОЗЕРА** характеризуються рухом маси річкової води і тимчасовими переміщеннями води, пов'язаними з вітровими хвилями, висота яких іноді може досягати 5 м. У **ЗАСТІЙНИХ ОЗЕРАХ** переміщуються тільки води поверхневих шарів, а води глибинних горизонтів є нерухомими, при цьому в придонній частині вертикальна циркуляція теж відсутня, тут відбувається інтенсивний розклад органічних речовин, утворюються сірководень, вуглекислий та інші гази.

Будову озерної котловини і основні процеси, які відбуваються в районі озера, демонструє рис. 71.

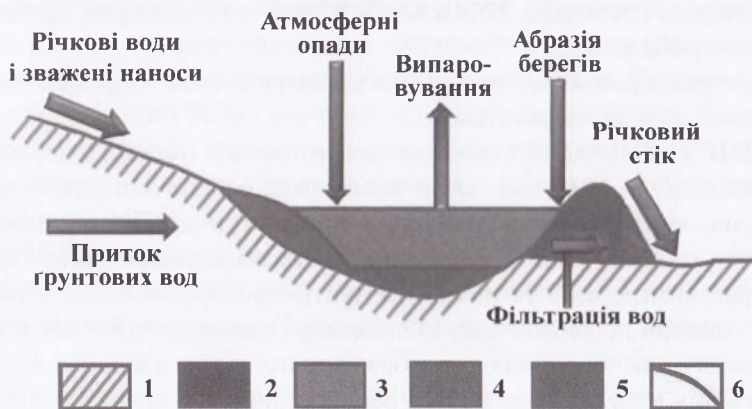


Рис. 71. Будова озерної котловини і основні процеси, які відбуваються в районі озера:

- 1 – корінні породи; 2 – гребля (запруда), складена пухкими відкладами;
 3 – вода; 4 – дельта, складена наносами; 5 – мулисті озерні відклади;
 6 – річкове русло.

ОСНОВНІ СКЛАДОВІ ЕЛЕМЕНТИ ГЕОЛОГІЧНОЇ ДІЯЛЬНОСТІ ОЗЕР:

- абразія (руйнування, розмивання) берегів та дна;
- перерозподіл матеріалу в середині водоймища;
- осадконакопичення.

Тип і розміри озерної улоговини, динаміка і склад озерної води, інтенсивність розвитку в ній біоти визначають характер та інтенсивність геологічних процесів.

ОЗЕРНА АБРАЗІЯ обумовлюється рухами води і, перш за все, вітровими хвилями, і залежить від розмірів озера, висоти хвиль та інтенсивності руйнування берегів.

ПЕРЕРОЗПОДІЛ УЛАМКОВОГО МАТЕРІАЛУ, що потрапляє в озеро під час руйнування берегів або приноситься і відкладається водами поверхневого стоку, відбувається шляхом сортування за розміром і рознесення хвилями та течіями по всьому водоймищу.

Після цього уламковий матеріал осідає на дно та перемішується з органічними і хемогенними осадами, які утворюються безпосередньо в озері. Таким чином відбувається **ОСАДКОНАКОПИЧЕННЯ**. В озерах утворюються теригенні (уламкові), органігенні та хемогенні осади.

Накопичення **ТЕРИГЕННИХ ОСАДІВ** найбільш притаманно проточним дельтовим озерам і значним за розмірами водоймищам з інтенсивним проявом абразії. Завдяки інтенсивному руху води уламковий матеріал тут є добре відсортованим. Галька і пісок накопичуються поблизу гирла річки або струмка, утворюючи підводну дельту, а також у підніжжя крутих берегів, що піддаються розмиву. По всій території озера розноситься і осідає алевритовий і глинистий матеріал, утворюючи на дні тонкозернистий теригенний мул (рис. 72).

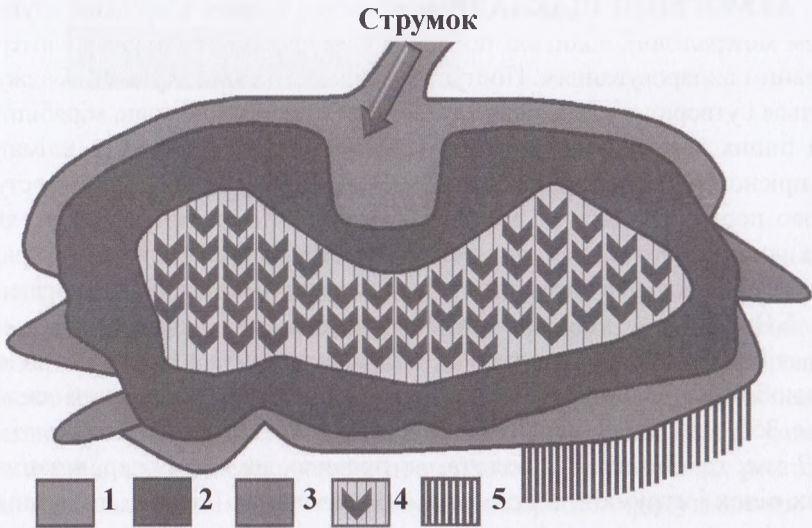


Рис. 72. Схема розподілу відкладів в озері:

- 1 – галька та пісок; 2 – глинистий, вапнистий та інші мул;
- 3 – органігенно-детритовий (рослинний) мул; 4 – діатомовий мул;
- 5 – крутий берег.

ОРГАНОГЕННІ ОСАДИ відкладаються, як правило, у відносно спокійних у гідродинамічному відношенні неглибоких озерах. Обмілілі береги таких озер заростають рослинністю (осока, рогоза, очерет, лілії), яка відмирає восени і накопичує на дні озера шар органічної маси, що перетворюється на торф. Рослинний планктон (різноманітні види водоростей) наприкінці літа тонким шаром покриває майже всю поверхню озера. Відмираючи, він опускається на дно, змішується з глинистими відкладами і утворює шар органічного мулу. За участю анаеробних бактерій з часом мул перетворюється на сапропель, який, в свою чергу, утворює сапрокол – породу чорно-коричневого кольору, що відноситься до класу бурого вугілля сапропелевого типу. До органо-генних озерних відкладів також відносять черепашкові вапняки, що формують прошарки та лінзи незначної потужності. Із залишків діатомових водоростей формується кременистий діатомовий мул – основа для формування пухкої органогенної гірської породи – діатоміту.

ХЕМОГЕННІ ВІДКЛАДИ притаманні озерам з високим ступенем мінералізації води, які поширені в посушливих районах з інтенсивним випаровуванням. Поступово солі, які містяться у воді, осаджуються і утворюють поклади калійної і кухонної солей, соди, мірабіліту та інших хемогенних корисних копалин. За умов вологого клімату у прісноводних озерах накопичується карбонатний мул, який поступово перетворюється на вапняки і мергелі. Хемогенні відклади, які приносяться струмками, річками або підземними джерелами, утворюють такі породи, як марганцеві або залізні руди, галіти, боксити, гіпси.

БОЛОТО – ділянка земної поверхні, яка характеризується постійним або періодичним перезволоженням і властивою вологолюбною рослинністю. Загальна площа боліт на планеті складає 350 млн га, в Україні – 1170 тис. га, Херсонській області – 6,7 тис. га. Виникають болота, як правило, на місці озер, в заплавах річок і струмків, в приморських низовинах, лісових та лучних перезволжених западинах.

В результаті заростання озера болотною рослинністю і накопичення на дні рослинних решток утворюються **ОЗЕРНІ БОЛОТА** (рис. 73). Заростання озера розпочинається з його берегів. До глибини 1 м розростаються осоки, від 1 до 2 м – очерет і рогоза, а на глибинах

до 4–5 м – водяні лілії. З настанням осіннього періоду рослинність відмирає і осідає на дно, утворюючи рослинний мул і торф. Внаслідок накопичення осадів озеро стає мілким, а ділянки під рослинністю розширюються, розростання просувається у напрямку до середини озера. Поступово усе озеро заростає і таким чином перетворюється на болото.

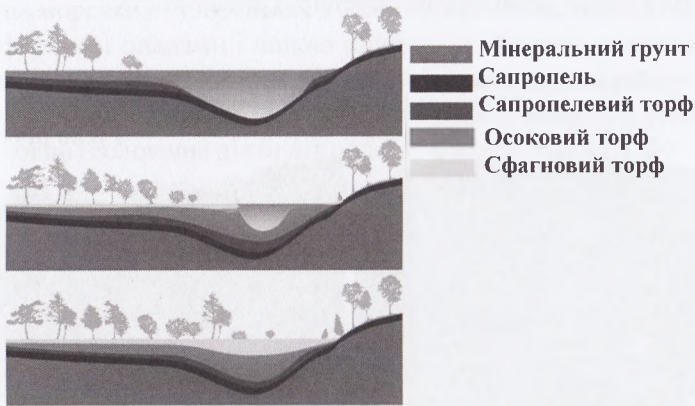


Рис. 73. Схема будови (розріз) випуклого болота, утвореного внаслідок заростання озера

ЛІСОВІ І ЛУЧНІ БОЛОТА прив'язані до постійно перезволожених понижених елементів рельєфу. Тут інтенсивно відбуваються процеси вилугування (вимивання) речовин, необхідних для нормального розвитку рослинності, що призводить до відмирання останньої. Деревна рослинність лісу і трав'яниста рослинність луку змінюється на невибагливі до умов живлення зелені та сфагнові мохи, які за умови насичення водою, перекривають доступ кисню до рослинних решток, що розкладаються. В результаті відбувається процес торфоутворення.

За умовами утворення всі болота поділяють на верхові, низинні, перехідні та приморські.

ВЕРХОВІ БОЛОТА (рис. 74) утворюються винятково за рахунок атмосферних опадів. Ґрунтові води участі в їх утворенні не приймають, їх або дуже мало, або вони знаходяться занадто глибоко.

Вода атмосферних опадів збіднена на поживні речовини, тому на верхових болотах розвивається рослинність, невибаглива до умов живлення. Зазвичай, це сфагновий мох, який може вбирати і утримувати воду, в декілька разів важчу за власну вагу. Окрім цього, він виділяє кислоту для розкладу атмосферного пилу і таким чином отримує усі необхідні елементи живлення. Верхові болота характеризуються слабо розвинуеною деревною рослинністю.

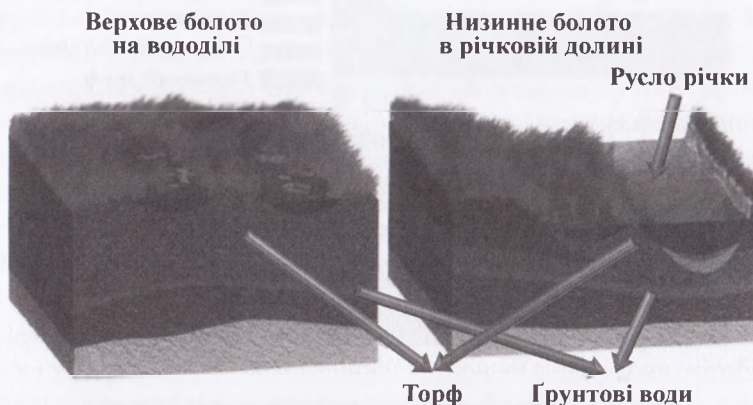


Рис. 74. Схематична будова верхових і низинних боліт

Утворюються верхові болота двома способами. На підвищених елементах рельєфу, наприклад на вододілі, можуть траплятися заповнені дощовою водою заглиблення. У таких місцях одразу відбувається накопичення верхового торфу незначної потужності. Але частіше верхові болота утворюються шляхом перетворення низинних боліт. Це відбувається у випадках, коли шар низинного торфу настільки збільшується, що закриває рослинності на його поверхні доступ до ґрунтових вод. Позбавлена мінерального живлення болотна флора витісняється сфагнумом, який здатний задовольняти свої потреби лише атмосферними опадами. Поступово низинне болото перетворюється на верхове.

НИЗИННІ БОЛОТА приурочені до улоговин і, як правило, формуються на місці озер. Джерелом їх живлення слугують як підземні води, так і води поверхневого стоку. Рослинність низинних боліт

значно різноманітніша, ніж верхових. Тут поширені зелений мох, очерет, осока, а з деревної рослинності – вільха та береза.

Проміжне положення між верховими і низинними займають **ПЕРЕХІДНІ БОЛОТА**. Живляться вони атмосферними опадами і підземними водами.

ПРИМОРСЬКІ БОЛОТА займають значні територіальні простори на морських узбережжях з вологим кліматом. Живляться вони атмосферними опадами і водою припливів. Характеризуються різноманітною рослинністю, здебільшого, деревною, але з кореневою системою, пристосованою до тривалого перебування під водою.

Основна геологічна дія боліт полягає в утворенні **ТОРФУ** – органічної гірської породи, складеної з решток рослинних організмів, які в болотах за відсутності кисню повністю розклалися. Торф має буре, сіре або чорне забарвлення. Вміст мінеральних домішок становить від 2 до 20 % (на суху масу) і обумовлює зольність торфу: торф верхових боліт має зольність 2–4 %, перехідних – 4–6 %, низинних – 6–20 %. За складом рослинності виділяють деревний, трав'яний та моховий торф. Основні форми залягання торфу – лінзиста та пластовидні тіла потужністю до 20 м і навіть більше (рис. 75).

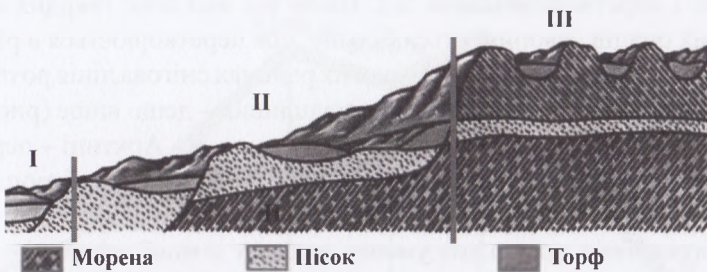


Рис. 75. Залягання торф'яних родовищ по рельєфу:

- I – торф'яні родовища заплав; II – торф'яні родовища терас;
III – торф'яні родовища вододільного і моренного рельєфу.

У болотах, і особливо низинних, формуються також і хемогенні відклади – болотне вапно, болотна залізна руда, вівіанітові глини.

3.7. ГЕОЛОГІЧНА ДІЯ СНІГУ, ЛЬОДУ, ЛЬОДОВИКІВ

СНІГ відноситься до твердих атмосферних опадів, що випадають з шарувато-дошових хмар у вигляді шестикутних пластинок чи призм з кристаликів льоду (сніжинок) за мінусової або близької до 0 °C температури. Атмосферне явище випадіння снігу називають **СНІГОПАДОМ**, а сильний снігопад з вітром – **ХУРТОВИНОЮ**. Снігопади створюють на земній поверхні шар снігу – **СНІГОВИЙ ПОКРИВ**.

Сніг є термічним ізолятором, він зберігає тепло в ґрунті, викликаючи охолодження повітря приземного шару. За потужного снігового покриву озимі культури не вимерзають. Сніговий покрив площею 1 га й висотою 80 см під час танення утворює близько 20 т води.

Геологічна діяльність снігу різноманітна. Під час танення він дає початок струмкам і живить річки. Сніг, що розвіюється вітром, утворює снігові замети, шкідливі для народного господарства. У горах танення снігу призводить до утворення гляціоселей, снігових лавин, соліфлюкційних напливів, які переносять зі схилів продукти механічного вивітрювання – валуни, щебінь і більш дрібний матеріал.

СНІГОВА ЛІНІЯ (рис. 76) – це лінія в горах, вище якої сніг не тоне і перетворюється на лід. Вище від цієї лінії твердих атмосферних опадів накопичується більше, ніж перетворюється в рідину і випаровується. У холодних і вологих районах снігова лінія розташовується дещо нижче, а в теплих і посушливих – дещо вище (рис. 77). В Антарктиді вона знаходиться на рівні моря, а в Арктиці – перевищує його на кілька сотень метрів. У сухих тропічних і субтропічних районах влітку снігова лінія досягає найбільшої висоти.

Снігова лінія в реальних умовах рельєфу земної поверхні є відображенням нижнього рівня хіоносфери. **ХІОНОСФЕРА** – область, яка знаходиться між нижньою і верхньою сніговими лініями, в якій накопичується сніг і утворюються льодовики. Потужність і висота хіоносфери над рівнем моря визначаються сніговою лінією.

Колосальні маси снігу, що зриваються з гірського схилу і перемищуються вниз з великою швидкістю, називають **СНІГОВОЮ ЛАВИНОЮ**. Виникнення лавин можливе в усіх гірських районах

світу, де встановлюється стійкий сніговий покрив. Швидкість руху лавин у середньому становить 20–30 м/с. Падіння лавин сухого снігу супроводжується свистом низького тону, падіння лавин мокрого снігу – шкребінням, а рух повітряних хвиль – оглушеним шумом. Лавини володіють величезною руйнівною силою, вони перешкоджають нормальній експлуатації доріг, промислових споруд, спортивних комплексів та призводять до значних катастрофічних наслідків.



Рис. 76. Снігова лінія

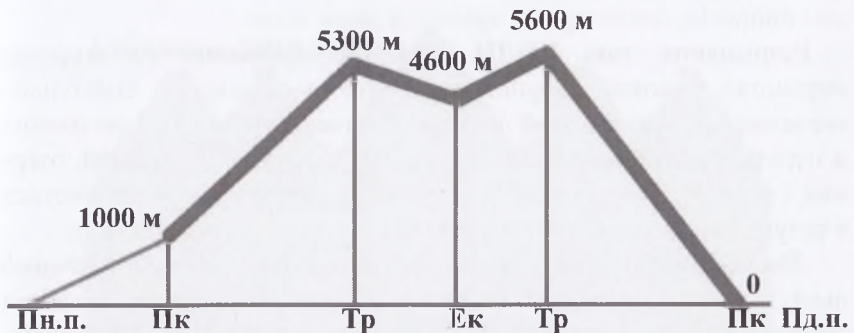


Рис. 77. Висота снігової лінії

Найбільш сприятливими для накопичення снігу формами рельєфу в гірських районах є циркоподібні улоговини і вирівняні майданчики у верхніх частинах гір. Сніг тут упродовж тривалого

світу, де встановлюється стійкий сніговий покрив. Швидкість руху лавин у середньому становить 20–30 м/с. Падіння лавин сухого снігу супроводжується свистом низького тону, падіння лавин мокрого снігу – шкребінням, а рух повітряних хвиль – оглушеним шумом. Лавини володіють величезною руйнівною силою, вони перешкоджають нормальній експлуатації доріг, промислових споруд, спортивних комплексів та призводять до значних катастрофічних наслідків.



Рис. 76. Снігова лінія

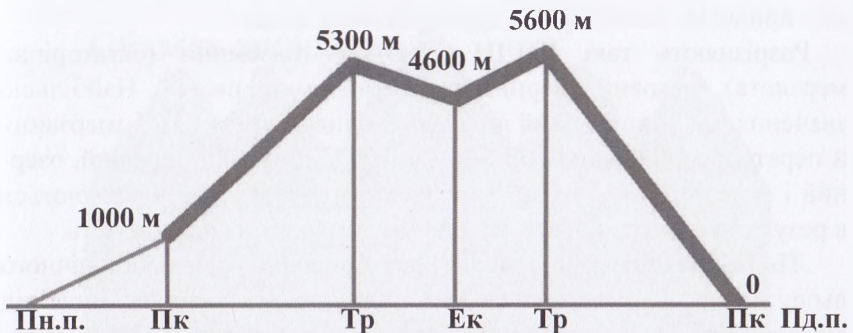


Рис. 77. Висота снігової лінії

Найбільш сприятливими для накопичення снігу формами рельєфу в гірських районах є циркоподібні улоговини і вирівняні майданчики у верхніх частинах гір. Сніг тут упродовж тривалого

часу перетворюється спочатку у **ФІРН** – зернистий сніг (розмір зерен у верхніх шарах фірну – 0,5–5 мм, на глибині 6 м – 10–100 мм). Кубічний метр фірнового снігу важить до 600 кг, а звичайного снігу – 85 кг. Щільність фірну – 0,2–0,6 г/см³. Найбільші розміри мають фірнові поля Гренландії та Антарктиди. Фірн, у свою чергу, перетворюється в **ГЛЕТЧЕР** – крупні за розміром (від горошини до курячого яйця) зерна льоду. Маса 1 м³ глетчерного льоду становить 900–960 кг, щільність – 909 г/см³, тобто майже така ж, як і щільність річкового льоду – 0,917 г/см³. Перетворення снігу в глетчер триває сотні років. 1 м³ глетчерного льоду утворюється з 10 м³ снігу.

ЛІД – мономінеральна гірська порода, представлена водою, основною ознакою якої є низька температура. Лід – вода у твердому стані. Загальні запаси льоду на Землі становлять близько 30 млн км³. Існують відомості щодо наявності льоду на планетах Сонячної системи та кометах. На Землі основні запаси льоду зосереджені в полярних країнах, зокрема, в Антарктиді, де потужність льодового покриву досягає 4 км. Лід володіє специфічними властивостями. За дії тиску він втрачає ознаки твердого тіла і набуває ознаки в'язкої рідини. Наявність льоду на Землі обумовлює глобальні кліматичні зміни, формування рельєфу земної поверхні, характер гідрологічних процесів, планетарний кругообіг води тощо.

Розрізняють такі **ВИДИ ЛЬОДУ**: підземний (багаторічна мерзлота), річковий, озерний, морський і материковий. Найбільше значення має материковий лід, що утворився в результаті змерзання й перетворення великої кількості снігу. Підземний, річковий, озерний і морський льоди мають стовпчасту структуру й утворюються в результаті замерзання води. Для них характерна шаруватість.

ЛЬОДОВИКИ – це стійкі у часі природні маси кристалічного льоду на земній поверхні, формування яких відбувається вище від снігової лінії, де сніговий покрив повністю розтопиться і випаруватись не встигає. Широко розповсюджені льодовики у високих широтах північної і південної півкулі Землі та у високих горах всіх широт. Основна маса льодовиків зосереджена в Антарктиді та Гренландії. Загальна площа сучасних льодовиків становить 16 млн км² (11 % від площі суходолу), а загальний об'єм льоду в них – близько 30 млн км³.

На поверхні суходолу льодовики формуються в районах з від'ємною температурою впродовж року, можливістю постійного накопичення снігу і льоду, наявністю похилих схилів і западин, захищених від сонця і повітря. В різних районах земної кулі висота, на якій утворюються льодовики, є неоднаковою і залежить від географічного розташування, рельєфу, місцевих кліматичних умов.

Володіючи пластичними властивостями, льодовик, на зразок річки, рухається під дією сили тяжіння. Поступово він витягується у довжину і переміщується вниз. Коли льодовик перетинає снігову лінію, говорять про його наступ. Відступ льодовика відбувається під час потепління, коли в горах інтенсивно тануть сніг і лід. Швидкість руху льодовиків залежить від кількості опадів в області живлення (області зосередження снігу та перетворення його у фірн та глетчерний лід), потужності льоду, області стоку (території, по якій рухається і стікає глетчерний лід), топографічних умов льодовикової області – схилу ложа (рис. 78). Рух льодовиків можливий за потужності льоду понад 15–20 м, коли маса льодовика перевищує силу тертя. Швидкість руху гірських льодовиків коливається від 0,1 до 7, материкових – від 15 до 22 м за добу.



Рис. 78. Схема розташування області живлення і стоку льодовика

Льодовики різняться за розміром, формою, областями живлення і стоку, положенням над рівнем моря й іншими особливостями. Вони поділяються на три основні типи: гірські (альпійського типу), покривні (материкового типу) та проміжні.

ГІРСЬКІ ЛЬОДОВИКИ (ЛЬОДОВИКИ АЛЬПІЙСЬКОГО ТИПУ) приурочені до западин, долин річок, ущелин та інших депресивних форм рельєфу високогірних районів. Характерною їх особливістю є порівняно незначна потужність і чітко виражені області живлення, які розташовуються вище снігової лінії, – фірнові басейни. Лід рухається лінійно у вигляді крижаних потоків (язиків). Такого типу льодовики зосереджені в Гімалаях, Альпах, на Тянь-Шані, Кавказі, Памірі та інших гірських районах північної та південної півкуль нашої планети. Прикладом такого льодовика є льодовик Федченка на Памірі.

У високогірних частинах долин річок формуються **ДОЛИННІ** гірські льодовики. Льодовики, які приурочені до кріслоподібних заглиблень, називаються **КАРОВИМИ**. Вони мають незначну потужність і характеризуються відсутністю стоку. **ВИСЯЧІ** льодовики розташовуються в западинах на крутих гірських схилах, звідти витікають короткими потоками, висять над урвищами, періодично відколюються і зриваються вниз у вигляді лавин (рис. 79).



Рис. 79. Гірські льодовики

ПОКРИВНІ ЛЬОДОВИКИ (ЛЬОДОВИКИ МАТЕРИКОВОГО ТИПУ) займають значні територіальні простори в полярних районах

і розташовуються практично на рівні морів. Вони, на відміну від льодовиків гірського типу, не мають чітко відокремленої області живлення та стоку, також їх форму не контролює рельєф ложа. Потужність криги таких льодовиків є максимальною, вона приховує всі нерівності земної поверхні. Материкові льодовики мають форму опуклого щита з піднятою центральною частиною (рис. 80). Прикладом таких льодовиків є льодові покриви Антарктиди та Гренландії. В льодовиковому щиті швидкість руху складає 0,03–0,35 м/добу, у вивідних льодовиках – 0,8–27 м/добу. Льодовик західної частини Антарктиди є прикладом **ШЕЛЬФОВОГО ЛЬДОВИКА**, він досягає дна океану та поширюється на окремі острови морів Уедделла та Росса. Шельфові льодовики, сповзаючи у навколишні води Антарктики, утворюють айсберги.

АЙСБЕРГ (рис. 81) – льодова гора материкового походження на плаву. Його надводна частина складає лише 1/5–1/6 підводної частини. Розміри айсбергів досягають кількох кілометрів у довжину та 200 і більше метрів у висоту. Арктичні айсберги мають пірамідальну форму, Антарктичні – плоскі. Напрямок дрейфу айсбергів обумовлюється океанічними течіями, тому часто вони рухаються проти вітру.

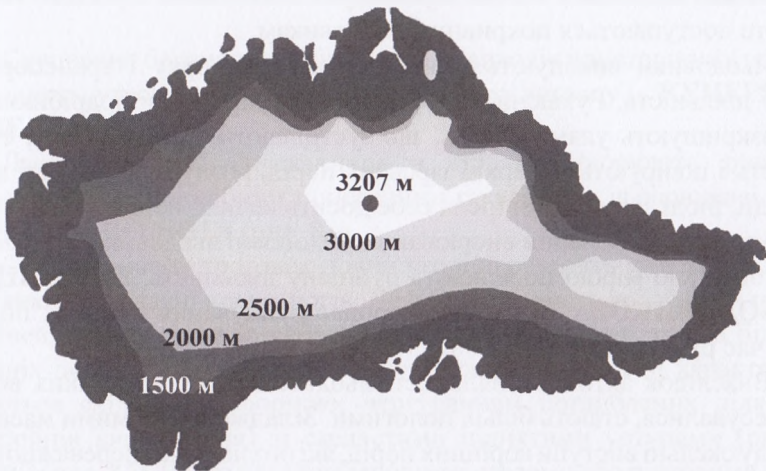


Рис. 80. Материковий льодовиковий щит Гренландії



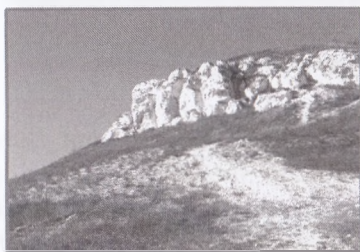
Рис. 81. Найкрупніші айсберги світу

До **ЛЬОДОВИКІВ ПРОМІЖНОГО ТИПУ** відносяться льодовики плоскогір'їв, що утворюються в горах з плескато-опуклими або столоподібними вершинами. Такий тип льодовиків поширений на Скандинавському півострові, де носить назву скандинавського типу. Проміжні льодовики поєднують особливості гірських і покривних. Спільною рисою з гірськими льодовиками є те, що вони залягають на плоскогір'ях суцільним масивом і під час руху використовують для стоку долини річок, ущелини і круті схили. За розмірами проміжні льодовики значно перевищують льодовики гірського типу, проте поступаються покривним льодовикам.

Льодовики виконують велику руйнівну, творчу і транспортуючу діяльність. Рухаючись по земній поверхні, вони подрібнюють і розкришують уламки скель, що зустрічаються на їх шляху, стирають і полірують поверхні гірських порід, розпушують пухкі відклади, іноді залишаючи після себе досить великі, нерідко витягнуті у напрямку руху, ванни виорювання. Захоплені льодовиками уламки ще більшою мірою посилюють руйнівну діяльність. **ЕКЗАРАЦІЯ (ЛЬОДОВИКОВА ЕРОЗІЯ)** – процес руйнування гірських порід під час руху льодовика.

Внаслідок активної діяльності льодовиків схили, по яких вони пересувалися, стають більш пологими. Згладжені рухомими масами льоду скельні виступи корінних порід, які оголюються переважно під тиском відступаючих язиків льодовика, називають **БАРАНЯЧИМИ ЛОБАМИ** (рис. 82). Їх поверхня обернена назустріч руху льодовика,

згладжена, вкрита льодовиковою поліровкою та поріzana валунами. З протилежного боку, оберненого до руху льодовика і, зазвичай, більш крутого, поліровка відсутня, видно сліди відриву та руйнування гірської породи. Довжина баранячих лобів коливається від декількох до сотень метрів, висота складає 50 м. Зустрічаються вони в зонах сучасного і давнього зледеніння. Поширені у Новій Шотландії (Канада), Фенноксандії, що охоплює Скандинавський і Кольський півострови, Фінляндію і частину Карелії.



Луганська область (Україна)



Ладозькі шхери (Росія)

Рис. 82. Баранячі лоби

Скупчення баранячих лобів в місцях виходів кристалічних порід на щитах утворюють поверхні хвилястого вигляду – **КУЧЕРЯВІ СКЕЛІ**.

Льодовики, що спускаються з гір, перетворюють річкові долини з коритоподібним поперечним профілем у льодовикові або **ТРОГОВІ ДОЛИНИ** (рис. 83).

Схили типових трогових долин угорі переходять у більш пологі ділянки – так звані плечі трогів. Деякі трогови мають дві або три пари плечей, що пояснюється врізанням молодих долин у днища більш давніх долин. Трогові долини у поздовжньому профілі характеризуються східчастою формою, чергуванням поглиблених ділянок (басейнів виорювання) зі скелястими піднятими уступами (ригелями) (рис. 84). Часто басейни заповнені озерами або річковими відкладами, а ригелі, у більшості випадків, оголені, вкриті баранячими лобами, «виорані» льодовиковими шрамами та штрихуванням.



Трог в горах Юф



Долина Лаутербрунненталь

Рис. 83. Трогові долини в Швейцарії

Особливістю трогових долин є висячі долини-припливи. Днище таких долин-припливів знаходиться вище, ніж дно основної трогової долини. Різниця висот складає 150–200 м і навіть більше. Днище долин-припливів відокремлюється від днища основної трогової долини гирловим уступом. Пояснюється це тим, що льодовик, яким була заповнена основна долина, вривався більш сильно, ніж його дрібніший приплив. Довжина найбільших трогів досягає декілька десятків, а інколи і сотень кілометрів. Поширені трогови в усіх гірничо-льодовикових районах суходолу. Трогові долини продовжуються у вигляді **ФІОРДІВ** там, де льодовики досягали або досягають рівня моря.

Виділяють **ТРИ ТИПИ ЛЬОДОВИКОВИХ ВІДКЛАДІВ**:

- відклади моренних акумуляцій;
- відклади текучих вод – флювіогляціальні;
- відклади стоячих вод – озерні.

МОРЕНИ являють собою уламковий матеріал, що переміщується і відкладається льодовиком. **РУХОМІ МОРЕНИ** пересуваються з льодовиком у замерзлому стані. **НЕРУХОМІ МОРЕНИ** залишаються на земній поверхні після танення льодовика. Рухомі морени поділяють на донні, внутрішні і поверхневі. В гірських льодовиках виділяють ще серединні та бокові морени.



Рис. 84. Схема трогової долини

По підшві льодовика розташовуються **ДОННІ МОРЕНИ**. Їх складовими є продукти підльодовикового вивітрювання та уламки, відірвані льодовиком під час його руху від ложа. Донні морени містять як крупні уламки, так і пилюваті та глинисті частинки – результат перетирання крупних уламків під час руху льодовика. Характерною ознакою донних морен є висока щільність.

Уламковий матеріал, що рухається в тілі льодовика, утворює **ВНУТРІШНІ МОРЕНИ**. Внутрішня морена ближче до краю льодовика витоплюється, закриває поверхню льодовика та утворює **ПОВЕРХНЕВУ МОРЕНУ**. Наприкінці льодовика накопичується матеріал, що формує **КІНЦЕВУ МОРЕНУ**. Зі збільшенням

льодовика талими водами, що витікають з-під нього. Другі – утворюються талими водами в підльодовикових тунелях, промоїнах і проталинах у товщі льоду.



Рис. 86. Ози, зандри і друмлини

До розповсюджених водно-льодовикових відкладів належать **СТРІЧКОВІ ГЛИНИ**, які утворюються в замкнених прильодовикових озерах. Вони характеризуються чергуванням тонкопіскових і мулистих шарів, які складають стрічку. Піщані шари стрічки утворюються у весняний і літній період, а мулисті – у зимовий. Потужність стрічок – від 0,5 до 1,5 мм.

Відклади стоячих вод, утворені після танення льодовика й складені пісками, суглинками і глинистим пиловатим матеріалом темно-сірого кольору, називають **ОЗЕРНИМИ ВІДКЛАДАМИ**.

В геологічній історії Землі різні похолодання відбувались неодноразово. Вони обумовлювали наступ льодовиків та призводили до виникнення льодовикових епох. Як наслідок, різні частини сучасних континентів опинились під потужною льодовиковою товщею.

У четвертинний період тривалістю 1 млн років виділяють **ЧОТИРИ ЛЬОДОВИКОВІ ЕПОХИ**:

1. Гюнц – 585–600 тис. років тому.
2. Міндель – 435–482 тис. років тому.
3. Рісс – 182–240 тис. років тому.
4. Вюрм – 12–120 тис. років тому.

Тривалість часу між епохами становила 450 тис. років, а між групами в льодовикових епохах 20–60 тис. років. Зледеніння називають **ГЛЯЦІАЛЯМИ**, а періоди між зледеніннями – **ІНТЕРГЛЯЦІАЛЯМИ**.

Герасимов І. П. і Марков Д. Д. виділяють Ліхвинське (епоха Міндель), Дніпровське (епоха Рісс) і Валдайське (епоха Вюрм) зледеніння. Найбільшу площу займало Дніпровське зледеніння. Льодовик спускався двома язиками по вже тоді існуючих долинах Дніпра й Дону. Потужність льодовика максимального зледеніння доходила до 2000 м у його центральній частині і до 1000 м поблизу південної границі. Про наявність зледеніння вказує наявність в древніх товщах **ТИЛІТІВ** (рис. 87) – ущільнених метаморфізованих моренних відкладів.



Льодовикові тиліти



Тиліти (Норвегія)

Рис. 87. Тиліти

Сьогодні у зв'язку із глобальним потеплінням відбувається відступ льодовиків. Причини появи зледенінь до цього часу не вивчені. З цього приводу існує багато гіпотез. Деякі вчені пов'язують зміни клімату з такими космічними явищами, як зміна сонячної активності, зміна кута нахилу земної осі до екліптики, проходження Сонячної системи крізь різні за щільністю туманності Галактики. Інші вчені пов'язують зміни клімату з явищами, які відбуваються на земній поверхні, наприклад, з інтенсивністю вулканічних вивержень. Причому деякі науковці впевнені, що активна вулканічна

діяльність призводить до потепління клімату внаслідок збільшення вмісту у повітрі вуглекислоти, а послаблення вулканічної діяльності призводить до похолодання. Інші науковці заперечують і вважають, що посилення вулканічної діяльності супроводжується похолоданням, тому що виділяється багато пиловатих часток, які зменшують радіацію Сонця.

Разом з тим, для зледеніння на Землі недостатньо тільки зниження температури, необхідне й збільшення вологості повітря. Зміни температури і вологості повітря деякі вчені пояснюють горотворчими процесами. Це одна з найпоширеніших нині гіпотез. Горотворчі процеси призводять до збільшення площі суходолу, зниження середньорічної температури для великих регіонів Землі, тому що в цей час скорочується водний простір Світового океану, зникають багато морів. Розповсюджена гіпотеза не є загальноприйнятою, тому що вона, як і інші, страждає односторонністю. Вона не може пояснити, чому зледеніння в четвертинному періоді відбувалися один за одним через десятки тисячоліть, а в мезозойській ері їх не було. Також ця гіпотеза не враховує вплив на зміну клімату Землі багатьох факторів, і, зокрема, нею не враховуються космічні причини, які безсумнівно, впливають на земні процеси. Таким чином, основні причини виникнення зледенінь можна звести до наступного:

- кожні 40 тис. років відбувається зміна нахилу земної осі;
- кожні 86 тис. років відбувається зміна ексцентриситету земної орбіти (числова характеристика конічного перерізу, яка показує ступінь його відхилення від кола);
- проходження Землі крізь туманності Галактики;
- посилення або послаблення вулканічної діяльності;
- збільшення площі суходолу;
- перемінність морських течій;
- зміни температури й вологості повітря внаслідок горотворчих процесів.

Тільки та гіпотеза буде загальновизнаною, у якій льодовикові явища будуть пояснюватися взаємозв'язком земних і космічних факторів, адже льодовики становлять лише ланку в загальному ланцюзі геологічних і географічних явищ.

Питання для самоперевірки

1. Які процеси відносять до екзогенних?
2. Перелічіть джерела екзогенних процесів.
3. Що таке вивітрювання, денудація, акумуляція і діагенез?
4. Розкрийте взаємозв'язок між вивітрюванням, денудацією та акумуляцією.
5. Які типи вивітрювання Вам відомі?
6. Охарактеризуйте температурне, морозне і механічне вивітрювання.
7. Розкрийте причини, які обумовлюють хімічне вивітрювання, перелічіть його форми.
8. Що Вам відомо про алітний і сіалітний типи вивітрювання?
9. Охарактеризуйте органічний тип вивітрювання.
10. Як формується кора вивітрювання? Яка вона буває?
11. Що Ви розумієте під стадійністю процесів вивітрювання?
12. Перелічіть геологічні наслідки вивітрювання.
13. Розкрийте поняття пасатів, антипасатів, мусонів, бризів.
14. Що Вам відомо про циклони і антициклони?
15. Які території є найбільш сприятливими для прояву геологічної діяльності вітру?
16. Охарактеризуйте наслідки руйнівної дії вітру.
17. Бурі, урагани, суховії – їх особливості і наслідки.
18. Яким чином формуються бархани, дюни, горбисті і грядові піски?
19. Які види поверхневого стоку вод Вам відомі? Охарактеризуйте їх.
20. Які поверхневі води несуть особливу небезпеку?
21. Річки: їх класифікація, складові елементи та робота, яку вони виконують.
22. Що Вам відомо про річкові долини і заплави?
23. Типи і особливості алювіальних відкладів.
24. Які води називають підземними?
25. Які класифікації підземних вод Вам відомі?
26. Охарактеризуйте типи підземних вод за умовами їх залягання.

27. Підземні води районів багаторічної мерзлоти та їх характеристика.
28. Яким буває рух підземних вод?
29. Яку геологічну роботу виконують підземні води?
30. Охарактеризуйте поверхневі карстові форми рельєфу.
31. Чому виникають зсуви? Які вони бувають?
32. Які морфологічні області виділяють на дні океанів? Охарактеризуйте їх.
33. Хімічний склад океанічної і морської води.
34. Плоскі і котловинні моря, їх характеристика.
35. Які організми заселяють моря?
36. Зони відкладення морських осадових порід та їх співвідношення із зонами рельєфу дна Світового океану.
37. Охарактеризуйте осади батіальної зони: синій, червоний і зелений мул.
38. Які осади накопичуються в абісальній зоні? Їх особливості.
39. У чому полягає руйнівна і творча робота морів?
40. Що являють собою озера? Як вони класифікуються?
41. Основні складові елементи геологічної діяльності озер та їх характеристика.
42. Які осади утворюються в озерах? Їх характеристика.
43. Що являють собою озерні, лісові і лучні болота?
44. Які види боліт залежно від умов утворення Вам відомі? Охарактеризуйте їх.
45. Яку геологічну діяльність виконують болота?
46. У чому полягає геологічна діяльність снігу?
47. Про що свідчить снігова лінія?
48. Як відбувається процес перетворення снігу в лід?
49. Лід: його види і властивості.
50. Де формуються льодовики? Їх розповсюдження.
51. Від чого залежить швидкість руху льодовиків?
52. Які типи льодовиків Вам відомі? Їх характеристика.
53. У чому полягає геологічна дія льодовиків?
54. Яким чином льодовики формують рельєф земної поверхні?

55. Охарактеризуйте елементи льодовикового рельєфу.
56. Які типи льодовикових відкладів Вам відомі? Розкрийте їх особливості.
57. Що являють собою моренні вали?
58. Льодовикові епохи четвертинного періоду.
59. Які причини появи зледенінь Вам відомі? Які існують гіпотези з цього приводу?

РОЗДІЛ 4

ЧЕТВЕРТИННІ ҐРУНТОТВОРНІ ПОРОДИ

4.1. ПОНЯТТЯ ҐРУНТОТВОРНИХ ПОРІД

ҐРУНТОТВОРНІ (МАТЕРИНСЬКІ) ПОРОДИ – породи, на яких і з матеріалу яких утворюються ґрунти. В Україні спостерігається дуже велика різноманітність ґрунтотворних порід, але переважна більшість з них сформована внаслідок процесів вивітрювання, перенесення і акумуляції продуктів руйнування гірських порід на поверхні материків упродовж останніх 1–2 млн років.

Четвертинні відклади мають різне походження, склад і будову, володіють різними властивостями, різняться за зовнішніми ознаками і умовами знаходження у природі. Вони потребують детального вивчення, адже передають усі свої властивості (гранулометричний, мінералогічний і хімічний склад, фізичні і фізико-хімічні властивості) тим ґрунтам, які на них формуються.

Значення материнських ґрунтотворних порід важко переоцінити. Вони обумовлюють напрямок і швидкість процесів ґрунтотворення, впливають на склад, властивості, водний, тепловий і повітряний режими, від них залежить родючість та шляхи раціонального використання ґрунтів. Найбільш тісний взаємозв'язок між материнською породою і ґрунтом виявляється на ранніх етапах формування ґрунту, коли він максимально вбирає усі ознаки і властивості материнської породи. У подальшому в результаті процесів ґрунтотворення і вивітрювання відбувається трансформація мінеральної частини ґрунту, але взаємозв'язок між материнською породою і ґрунтом не втрачається, просто стає дещо менше помітним.

Усі материнські ґрунтотворні породи умовно можна розділити на **3 ГРУПИ**: льодовикові, континентальні (або материкові) і морські відклади.

4.2. ЛЬОДОВИКОВІ ВІДКЛАДИ

До льодовикових відкладів відносять морени, флювіогляціальні, озерно-льодовикові відклади і покривні суглинки.

МОРЕНИ (рис. 88) – уламковий матеріал, переміщуваний і відкладений льодовиком. Морена червоно-бурого або жовто-бурого кольору, складається з глини, суглинку, супіску, піску, гравію, гальки, валунів. Відрізняється підвищеною щільністю, збіднена на хімічні речовини. Морени бувають карбонатні і безкарбонатні, рухомі і відкладені.

РУХОМІ МОРЕНИ поділяють на донні, внутрішні і поверхневі. Серед останніх виділяють бокові (берегові) та серединні.

ВІДКЛАДЕНІ МОРЕНИ складаються із уламкового матеріалу, що залишив льодовик після відступу, а формуються за рахунок всіх видів рухомих морен. Розрізняють основні і локальні або місцеві морени. Особливо великого розвитку морени досягли в областях, що покривалися материковою кригою у четвертинному періоді. Такі морени називають основними або донними.



Рис. 88. Моренні льодовикові відклади

До основних різновидів морен відносяться:

- **МОРЕНА БЕРЕГОВА** пов'язана з долинними льодовиками, відкладається у вигляді гряд або сходинок уздовж схилів долини під час часткового або повного танення льодовика. Берегові морени, що розташовані одна над одною, називають терасами осідання.

Берегові морени добре зберігаються в умовах сухого континентального клімату. У більш вологому кліматі вони перетворюються у комплекс земляних пірамід.

- **МОРЕНА БОКОВА** – скупчення щебеню та великих уламків гірських порід на краях гірського льодовика нижче снігової лінії, що пересувається вниз разом з льодовиком. При таненні льодовика переходить у морену берегову.

- **МОРЕНА ДИСЛОКОВАНА** – морена, що зім'ята у помітно виражені складки та розчленована льодовиком.

- **МОРЕНА ДОННА (ОСНОВНА)** являє собою уламки порід, що переміщуються всередині льодовика та в його основі. Після танення льодовика така морена утворює великий і досить рівний шар моренного матеріалу.

- **МОРЕНА КІНЦЕВА (ФРОНТАЛЬНА)** являє собою уламковий матеріал, що відкладається у вигляді дугоподібних гряд поблизу нижнього кінця долинного льодовика за його тривалого стаціонарного положення. До її складу входить матеріал бокових морен, основної (донної) морени, серединної і внутрішньої морен. Пониззя, що розділяють гряди кінцевої морени, зазвичай, зайняті озерами, а зовнішня гряда підвищується над дном долини на декілька десятків метрів.

- **МОРЕНА ЛОКАЛЬНА (МІСЦЕВА)** є основною мореною, що складається переважно із уламків корінних місцевих гірських порід.

- **МОРЕНА ЛОПАТЕВА КІНЦЕВА** представлена кінцево-моренними грядами четвертинного покривного зледеніння Євразії та Північної Америки, що в сукупності утворюють фестони або гірлянди, обмежуючі лопаті колишнього льодовика.

- **МОРЕНА СЕРЕДИННА** – уламковий моренний матеріал у вигляді гряд, що виникає посередині льодовикового язика під час злиття бокових морен гірсько-долинних льодовиків.

- **МОРЕНИ РУХОМІ** – накопичення валунного або щебеневого матеріалу на поверхні або всередині льодовика, що пересувається. Рух таких морен майже повністю визначається рухом льодовика.

Розповсюджені морени в тайгово-лісовій і лісостеповій ґрунтово-кліматичних зонах. На них утворюються підзолисті, дерново-підзолисті, дернові і сірі лісові ґрунти.

ФЛЮВІОГЛЯЦІАЛЬНІ ВІДКЛАДИ (рис. 89) утворюються водними потоками талого льодовика, які витікаючи з-під льодовика, перемішували моренний матеріал і відкладали його за краєм льодовика.



Рис. 89. Флювіогляціальні відклади

Флювіогляціальні відклади поділяються на 2 типи:

- **ВНУТРІШНЬОЛЬДОВИКОВІ** — утворюються в результаті відкладення матеріалу всередині льодовика, що тане (у над- і внутрішньольодовикових крижаних руслах);
- **ПРИЛЬДОВИКОВІ** — накопичуються за межами льодовика, що тане, в результаті відкладення талими водами матеріалу, вимитого з внутрішньольодовикової області та крайових морен.

Флювіогляціальні відклади характеризуються діагональною шаруватістю, добрим сортуванням. Відрізняються низькою водопроникністю, бідним хімічним складом, безкарбонатні. Широко розповсюджені на Поліссі. Ґрунти, які сформувалися на цих породах, відрізняються низькою родючістю. Вони збіднені на гумус, елементи живлення, мають низьку вологостійкість. У замкнутих улоговинах, де флювіогляціальні відклади підстеляються глинами, відбувається заболочення та формуються болотно-підзолисті ґрунти.

ОЗЕРНО-ЛЬДОВИКОВІ ВІДКЛАДИ (рис. 90) — утворення прильодовикових озер, які заповнюються водою під час танення

льодовика. У крайових частинах прильодовикових озер накопичуються піщані осади, місцями із включенням гальки та гравію, а у віддаленні і на більшій глибині більше поширені опади стрічкового типу – піски, алеврити і глини. За гранулометричним складом можуть бути піщаними і супіщаними, але у більшості випадків – важкоглинисті.



Рис. 90. Озерно-льодовикові відклади

Озерно-льодовикові відклади відрізняються сортуванням, шаруватістю, низькою водопроникністю, багатим хімічним складом. До них відносяться стрічкові глини (рис. 91), які по чергово складаються з шарів піску та мулу.



Рис. 91. Стрічкові глини

ПОКРИВНІ СУГЛИНКИ (рис. 92) – відкладення тимчасових мілководних прильодовикових розливів талих вод. Характеризуються відсутністю шаруватості, добрим сортуванням. За гранулометричним складом являють собою важкі, середні і легкі

суглинки буро-жовтого кольору, не містять валунів. Різняться підвищеною щільністю, слабкою водопроникністю, високим набуханням. Багатші за морену хімічним складом, переважно безкарбонатні.



Рис. 92. Покривні суглинки

Зустрічаються покривні суглинки на вододілах, моренах та інших льодовикових відкладах, перекриваючи їх своєю товщею. Широко розповсюджені у центральних областях Нечорноземної зони Російської Федерації. У тайгово-лісовій і лісостеповій зонах України на них утворилися підзолисті, дерново-підзолисті і сірі лісові ґрунти.

4.3. КОНТИНЕНТАЛЬНІ (МАТЕРИКОВІ) ВІДКЛАДИ

До континентальних (або материкових) відкладів відносяться: лес, лесоподібні суглинки, елювіальні, делювіальні, колювіальні, пролювіальні, алювіальні та еолові відклади.

ЛЕС — осадова, уламкова, пухка гірська порода, палевого, буро-палевого або бурого кольору. Лес містить 50–60 % крупного пилу і 35–40 % фізичної глини. У фракції 0,5–0,25 мм (середній пісок) кварцові зерна мають середню ступінь обкатаності, у фракції 0,25–0,01 мм (дрібний пісок і крупний пил) вона є меншою.

ТИПОВИЙ ЛЕС — це лес, в якому частинки діаметром 0,05–0,01 мм (крупний пил) складають близько половини всієї маси або більше. Він містить від 12 до 89 % фізичної глини.

УКРАЇНСЬКИЙ ЛЕС характеризується різною потужністю і неоднорідністю гранулометричного складу. Як правило, найбільшу

потужність він має у пониженнях, в місцях епейрогенетичного опускання, наприклад, у районі Харківської мульди, найменшу – в районі Донецького кряжу. При переході з півночі на південь гранулометричний склад лесу змінюється: на півночі він середньосуглинковий, а у центральній частині – важкосуглинковий і глинистий. Лес давніх річкових терас – легкосуглинковий і супіщаний. Відбуваються зміни гранулометричного складу лесу і у горизонтальному напрямку, від гір до рівнини, а на рівнині – униз за течією річок. Так, від Полісся до Чорного моря склад фракції розміром понад 0,01 мм зростає з 20 до 60–70 %. Кількість кремнезему у зв'язку зі збільшенням кількості глинозему у напрямку до Азовського побережжя зменшується з 80 до 60 %. Середній вміст фракцій гранулометричного складу українського лесу наступний: пісок – 19 %, пил – 67 %, мул – 14 %. Частинки лесу тримаються у шматку, легко ріжуться ножом і добре розтираються пальцями у пилувату однорідну масу, легко розпадаються у воді. Оголений лес має стовпчасті і вертикальні стінки.

Щільність лесу – 1,25–1,55 г/см³, щільність твердої фази – 2,55–2,75 г/см³, шпаруватість – 50–55 %. Значна частина пустот припадає на «макропори» діаметром до 2–3 мм, а також на канали від коренів рослин, ходів хробаків і комах. Леси, які знаходяться на зрошенні, мають шпаруватість 38–42 %.

Хімічний склад лесу: SiO₂ – 51–70 %, Al₂O₃ – 13–16 %, Fe₂O₃ – 4,6–6,0 %, CaO, MgO – 2 %, Na₂O – 1,6–2,0 %, K₂O – 1,4–3,0 %, H₂O – 2 %, CO₂ – 8,5 %, P₂O₅ – менше 0,3 %. Карбонатів (автохтон) міститься 12–20 % (а тому лес легко скипає від дії 10 % розчину HCl). На глибині 1,5–2 м залягає гіпс (алохтон).

Лес – полімінеральна гірська порода, до складу якої входять 55 елементів хімічної таблиці Д. І. Менделєєва. Мінералогічний склад лесу: кварц – 60 %, польові шпати – 15–20 %, слюди, рогова обманка – 5–10 %, окиси заліза – 5 %, глинисті мінерали – 12–16 %.

У всіх ярусах кристалічної решітки смуги Херсонської області зустрічаються уламки корінних кристалічних порід. У товщі лесу на плато поблизу Одеси виявляються шматочки понтичних вапняків розміром 1,5 x 2,0 см. У лесах на лівому березі р. Буг спостерігаються включення карпатської гальки. У своїх надрах лес приховує

залишки незліченних живих організмів, колишніх мешканців суші. У лісі можна зустріти залишки водної, надземної, лучної, степової, лісової, сучасної і відмерлої фауни. У верхньому ярусі лісу України знайдено залишки наступних ссавців: ховрахів, байбаків, полівок, хом'яків, лісових мишей, борсуків та інших. Встановлено, що вище перераховані ссавці проникли в товщу лісу через кротовини.

Вміст гумусу в лісі, зазвичай, виражається сотими, рідше десятими долями відсотків, а іноді опускається до нуля. У лісі зустрічаються гумусові горизонти (поховані ґрунти) – візуально простежуються 4–6 викопних ґрунтів, але вони строго локалізовані, і поза цими горизонтами ліс містить незначну кількість гумусу.

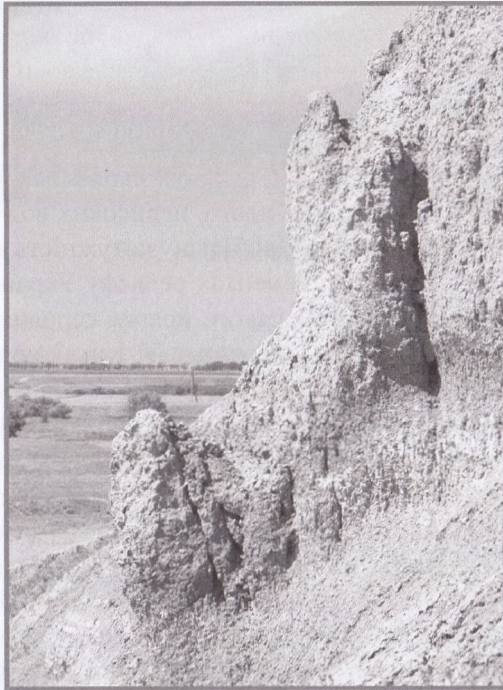


Рис. 93. Долина монументів (Росія) – вертикальну стінку держать лесові відклади

При слабкій зволоженості лес досить твердий і здатний зберігати обривисті, вертикальні відкоси висотою 5–10 м і більше (рис. 93), але при сильному зволоженні і поливах утворює просадки, завдяки чому в степах спостерігаються блюдцеподібні зниження. Процес просідання лесу – явище досить складне, в умовах зволоження легкорозчинні солі вилуговуються, об'єм породи зменшується, і лес просідає. При цьому значну роль відіграє мінеральний склад лесу. Його здатність до просідання обумовлюється присутністю колоїдно-дисперсних мінералів, зокрема каолініту. При зволоженні лесів, в яких переважає цей мінерал, пори збільшуються, в них проникає вода, і починається процес вимивання солей. Потім порода ущільнюється, відбувається просадка, і утворюються степові блюдця. Інший процес протікає при зволоженні лесів, в яких переважає монтморилоніт. У цьому випадку просадка не відбувається, так як монтморилоніт поглинає воду, набухає, стискаючи моноліт, і вода майже не проникає вглиб породи. Зменшення потужності лесової товщі при намоканні може досягати 10 %.

Лес, зазвичай, прив'язаний до високих річкових терас, також він залягає на рівнинах, невисоких плато, невисоких вододільних просторах і на схилах гір (рис. 94). Найбільшу потужність лесу (20–30 м) спостерігають на низинних елементах рельєфу України, найменшу (1,5–2,0 м) – на вершині Донецького кряжу, середню (10–11 м) – на схилах Середньо-Руської височини. У Китаї потужність лесу досягає 150–170 м, в країнах СНД – до 100 м, в Україні – 50 м. Шар лесу потужністю 1 м накопичується приблизно за 1000 років.

Площа, яку займає лес, за підрахунками вчених, становить приблизно 13–15 млн км². Беручи середню потужність лесу в 10 м, підраховано, що він міг би покрити всю сушу шаром близько метра завтовшки. Підстеляється лес в основному пісками, вапняками, карбонатними породами і червоно-бурими глинами. Леси поширені у теплих посушливих районах помірного поясу майже на всіх материках Землі. Значні площі він займає в країнах Азії, Америки, в Україні, Казахстані, Західному Сибіру, Північному Кавказі. В Україні леси поширені переважно в Степу та Лісостепу, де вони є материнською породою для чорноземів, каштанових та інших ґрунтів.



Лес у Китаї



Лес в Узбекистані



Лесові відклади чергуються
з пісками (узбережжя
Сарматського моря)



Лесові відклади
у Рибальському кар'єрі
(Дніпропетровська область)

Рис. 94. Лесові відклади

На сьогоднішній день питання щодо походження лесу залишається дискусійним. Найпоширенішою гіпотезою є **ЕОЛОВА ГІПОТЕЗА П. П. ТУТКОВСЬКОГО**. Її сутність зводиться до наступного: найдрібніші частинки зруйнованих порід в посушливих континентальних областях переносилися сильними вітрами у вигляді пилу на значні відстані, а в інших місцях, осаджуючись на поверхні сухих степів, цей пил з часом утворював відклади величезної потужності, які одержали назву лесу. Багато лесових відкладів Китаю утворилися саме таким шляхом. Сюди ж відносяться і деякі лесові відклади Середньої Азії.

Вітер розвіє найдрібніші пилинки, які досить часто накопичуються величезними товщами. Цей пил і утворює лесові породи. 26–27 квітня 1928 р. в Степу України лютувала сильна чорна буря. В окремих районах ґрунт був знесений на 12 см. У м. Миколаїв

зранку 26 квітня дрібний пил стояв у повітрі як густий туман: о 9-тій ранку було темно, наче в сутінках, і в кімнатах потрібно було включати світло. На залізничних коліях місцями утворилися піщані наноси. Всю площу, на якій випав пил в Україні, Румунії та Польщі, оцінили в 600 тис. км², а кількість перенесених опадів – в 2 млн т. За Карпатами пил не випав, але помутніння атмосфери від нього спостерігали до Балтійського моря.

Академік **В. Р. ВІЛЬЯМС**, виходячи з гіпотези про поширення в четвертинний період льодовиків до берегів Чорного моря, вважав, що лес є продуктом вивітрювання принесених льодовиком знятих з вершин Скандинавських гір колишніх морських карбонатних опадів. Принесені льодовиком карбонатні опади піддавалися процесам вивітрювання і частково були перероблені льодовиковими водами на місці свого нового відкладу. Тому В. Р. Вільямс лесові породи назвав карбонатною мореною.

В. В. ДОКУЧАЄВ вважав, що лес водно-льодовикового походження, **А. П. ПАВЛОВ** розвинув делювіальну гіпотезу. В Поволжі він виявив чисельні сліди делювіальних відкладів глини і піску.

ЗА ГІПОТЕЗОЮ Л. С. БЕРГА, лес – продукт ґрунтотворних процесів в умовах сухого клімату. Ця гіпотеза отримала назву ґрунтової. Походження лесу може бути найрізноманітнішим: алювіальним, делювіальним, морським. Одним із серйозних заперечень проти ґрунтової гіпотези є недоведене положення про існування сухого клімату у післяльодовикову епоху.

ЛЕСОПОДІБНІ СУГЛИНКИ (рис. 95) – лесові відклади бурого або червоного кольору, менш карбонатні, порівняно з лесом, зустрічаються безкарбонатні, володіють великою щільністю, низькою шпаруватістю. Відрізняються від лесу відсутністю однієї або декількох ознак і поширенням в льодовикових і зовнішньо-льодовикових областях, серед покривних суглинків.

ЕЛЮВІАЛЬНІ ВІДКЛАДИ (ЕЛЮВІЙ) (рис. 96) – продукти вивітрювання гірських порід, які залишаються на місці свого утворення. Часто сучасний елювіальний покрив називають **КОРОЮ ВИВІТРЮВАННЯ**. Елювіальні відклади та кора вивітрювання є синонімами. Ці породи найбільш розповсюджені на площинних вододільних просторах. На силових територіях елювій відсутній.

За складом і властивостями на пухких породах він практично не відрізняється від вихідної породи. Колір елювію обумовлюється вихідною породою та характером вивітрювання. До властивих ознак елювію відносять такі, як тісний зв'язок із вихідною породою, поступовий перехід до вихідної породи під час спостереження на вертикальному розрізі, пухкість, відсутність шаруватості та сортування.



Рис. 95. Темно-бурі лесоподібні суглинки
(гора Пивиха, Полтавська область)

ДЕЛЮВІАЛЬНІ ВІДКЛАДИ (ДЕЛЮВІЙ) (рис. 97) – наноси в нижніх частинах схилів, формування яких пов'язане зі змивом продуктів руйнування порід дощовими і сніговими водами із верхніх частин схилів і, частково, – вододілів. Характеризуються багатим хімічним складом, шаруватістю та деяким сортуванням механічних частинок: більші за розміром осідають вище по схилу, найдрібніші – поблизу підніжжя схилу. Зустрічається також делювій нешаруватий.



Рис. 96. Елювіальні відклади



Рис. 97. Делювіальні відклади

Гранулометричний склад – піщаний, супіщаний, суглинковий, глинистий – залежить від гранулометричного складу вихідної породи. Якщо встановити чітку межу між елювієм і делювієм важко, їх об'єднують під загальною назвою елювіально-делювіального утворення.

КОЛЮВІАЛЬНІ ВІДКЛАДИ (КОЛЮВІЙ) (рис. 98) утворюються в результаті переміщення продуктів вивітрювання вниз по крутому схилу під дією сили тяжіння внаслідок обвалів, обсипів, зсувів і накопичення їх у підніжжя схилів у вигляді шлейфів. Для них характерна відсутність сортування, складаються вони з брил, дрібних і середніх уламків, хаотично змішаних і абсолютно необкатаних. Мінералогічний склад колювію однорідний і відповідає складу вихідної породи.

ПРОЛЮВІАЛЬНІ ВІДКЛАДИ (ПРОЛЮВІЙ) (рис. 99) формуються в результаті пересування продуктів вивітрювання тимчасовими потоками гірських річок, сольовими потоками і утворення ними конусів виносу і шлейфів. Характеризуються слабкою обкатаністю, поганим сортуванням грубоуламкового матеріалу у вершини конуса, добрим сортуванням і грубою горизонтальною шаруватістю ближче до периферії. Гранулометричний склад змінюється від гальки і щебеню з піщано-глинистим заповнювачем до пісків, супісків, суглинків і глин. Пролювіальні відклади різняться багатим хімічним складом, досить часто бувають засоленіми. Поширені переважно в прилеглий до гірської місцевості з сухим кліматом. До них також відноситься пролювій днищ балок і ярів.



Рис. 98. Колювіальні відклади



Рис. 99. Пролювіальні відклади

АЛЮВІАЛЬНІ ВІДКЛАДИ (АЛЮВІЙ) (рис. 100) являють собою осад проточних вод або заплавні наноси, що відкладаються під час розливів річок. До них відносять дельтові відклади та відклади на дні проточних озер. Характерною ознакою є добре сортування матеріалу за величиною частинок. Досить часто серед цих відкладів зустрічаються лінзи торфу, включення залишків тваринних і рослинних організмів, наземних і прісноводних молюсків, іноді кістки хордових. Відрізняється алювій шаруватістю, наявністю прожилок оглеєних та оруднених горизонтів.

Алювіальні відклади класифікують на два основних генетичних типи: алювій гірських і алювій рівнинних річок (рис. 100). До окремих типів відносять алювій пересихаючих (сезонних) водотоків.

АЛЮВІЙ ГІРСЬКИХ РІЧОК складається із валунів та гальки (руслувий алювій). Заплавний алювій характеризується незначною потужністю, обмеженим поширенням або взагалі повною відсутністю. Найчастіше зустрічається він на розширених ділянках долини та складається з грубозернистих пісків і супісків,

що залягають на руслових галечниках. Гірський алювій має потужність від кількох метрів до кількох кілометрів та характеризується переважанням галечнику (гальки, гравію та валунів); поліміктовим складом із досить непостійним співвідношенням основних породотвірних компонентів; слабким сортуванням матеріалу; відсутністю чіткої шаруватості.

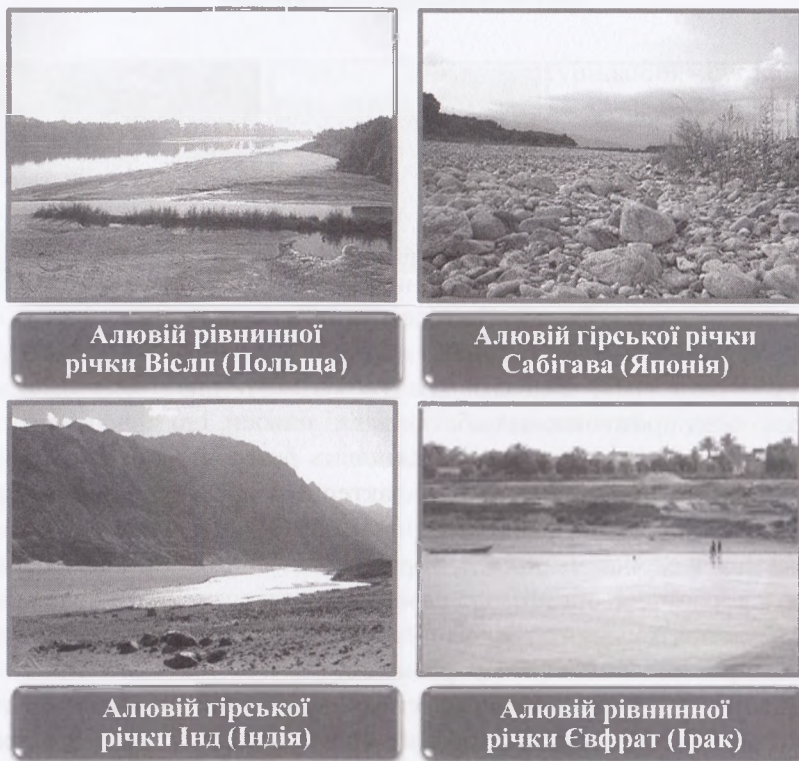


Рис. 100. Алювіальні відклади

АЛЮВІЙ РІВНИННИХ РІЧОК. Рівнинні річки відрізняються від гірських дещо повільнішою швидкістю течії, більш виробленим профілем, меншою динамічною силою потоку, що не здатний

утримувати у зваженому стані і переносити на далекі відстані грубоуламковий матеріал.

Алювій рівнинних річок характеризується переважанням дрібноуламкового матеріалу, зокрема, піску і супіску; більш однорідним мінеральним складом; добрим сортуванням уламкового матеріалу; грубою косою шаруватістю, що у верхніх горизонтах поступово переходить у дрібну косу шаруватість.

АЛЮВІЙ ПЕРЕСИХАЮЧИХ (СЕЗОННИХ) ВОДОТОКІВ поширений в гірських і передгірських районах. Наслідком короточасних інтенсивних дощів або танення снігу є бурхливі і потужні паводки нетривалої дії, що виконують значну транспортуючу діяльність. Вони можуть переносити величезну кількість наносів. Сортування і обкатування уламкового матеріалу, і особливо крупного, при цьому майже не відбувається. У разі швидкого спаду рівня води короточасних раптових паводків у руслі потоків і заплавах відкладаються практично всі наноси, що являють собою слабо обкатаний уламковий матеріал, досить різноманітний за гранулометричним складом. Крупні уламки переміщуються вниз за течією на більшу відстань, ніж уламки меншого розміру. Таке явище є характерною ознакою сезонних водотоків, але у річках з постійним стоком воно ніколи не спостерігається.

За фаціальними ознаками алювіальні відклади поділяють на три основні групи: руслову, заплавної і старичну.

РУСЛОВИЙ АЛЮВІЙ складає мілини, острови і коси. У рівнинних річках він представлений добре відсортованим піскуватим матеріалом. Русловий гірський алювій, зазвичай, представлений погано сортованою галькою та валунами різної обкатаності, наповнених піском і гравієм.

ЗАПЛАВНИЙ АЛЮВІЙ формується під час повені і паводку. Він перекриває малопотужним (0,5–1 м) чохлом русловий алювій. У складі заплавного алювію переважають суглинки і супіски з прошарками та лінзами різнозернистого піску, залишками трав'янистої і деревної рослинності. Як правило, заплавний алювій має меншу потужність, ніж русловий, виключенням можуть бути річки з частими повенями.

СТАРИЧНИЙ АЛЮВІЙ утворюється в старицях і тимчасових річкових руслах. За своїми ознаками він подібний до озерних відкладів глини, суглинків і торфу. Основна маса старичного алювію представлена тонкозернистими глинистими осадами з чітко вираженою горизонтальною шаруватістю та характерною великою кількістю розсіяних органічних речовин. У розрізі відкладів старичного алювію виділяють три горизонти, що відповідають трьом етапам розвитку стариці: проточний (нижній), озерний (середній) і болотний (верхній). Потужність старичного алювію майже така сама, як і руслового, або дещо менша. На алювіальних наносах формуються різні заплавні ґрунти, багаті хімічним складом, з високою природною родючістю.

ЕОЛОВІ ВІДКЛАДИ (рис. 101) утворюються внаслідок акумулятивної вітрової діяльності, що найбільш інтенсивно проявляється у пустелях. До еолових відкладів відносяться сортовані піщані наноси, з яких формуються дюни, горби і бархани.



Горбисті піски
(пустеля Вікторія)



Дюни –
Калінінград (Росія)



Бархани – Олеш-
ківські піски (Україна)

Рис. 101. Еолові відклади

4.4. МОРСЬКІ ВІДКЛАДИ

МОРСЬКІ ВІДКЛАДИ (рис. 102) формуються внаслідок переміщення берегової лінії морів, явищ підняття і опускання морського дна.

Ці явища нерідко спостерігалися у четвертинний період. Відклади характеризуються шаруватістю, сортуванням та значною

аккумуляцією солей. До морських відкладень відносять: глини (стрічкові, юрські, шоколадні, червоно-бурі), вапняки, мергель. На морських відкладах утворюються засолені ґрунти.



Рис. 102. Морські відклади

Питання для самоперевірки

1. Які породи називають ґрунтотвірними?
2. Розкрийте значення ґрунтотвірних порід.
3. Як класифікують материнські ґрунтотвірні породи?
4. Які породи відносять до льодовикових відкладів?
5. Види морен та їх характеристика.
6. Які породи утворюються водними потоками талого льодовика? Їх типи і властивості.
7. Що являють собою озерно-льодовикові відклади?
8. Поширення і властивості покривних суглинків.
9. Які відклади відносяться до континентальних (материкових)?
10. Охарактеризуйте основну материнську ґрунтотвірну породу України – лес.
11. Які гіпотези походження лесу Вам відомі?
12. Розкрийте відмінності лесу і лесоподібних суглинків.
13. Чому елювіальні відклади називають корою вивітрювання? Ознаки елювію.

14. Як утворюються делювіальні відклади? Їх властивості.
15. Охарактеризуйте колювіальні відклади.
16. Розкрийте умови формування і властивості пролювіальних відкладів.
17. Які види алювіальних відкладів Вам відомі? Охарактеризуйте їх властивості.
18. Які відклади утворюються внаслідок акумулятивної дії вітру?
19. Яким чином формуються морські відклади?

РОЗДІЛ 5

АГРОНОМІЧНІ РУДИ

5.1. ПОНЯТТЯ, ЗНАЧЕННЯ І КЛАСИФІКАЦІЯ АГРОНОМІЧНИХ РУД

Мінерали і гірські породи, які використовують у сільському господарстві як добрива або як сировину для виробництва добрив, отрутохімікатів, як засоби хімічної меліорації, називають **АГРОНОМІЧНИМИ РУДАМИ**, або скорочено **АГРОРУДАМИ**. Поняття «агрономічні руди» у 1921 році запропонував російський вчений Я. В. Самойлов.

Для забезпечення нормального росту і розвитку рослин необхідно створити таке поживне середовище, яке б містило у своєму складі як мінімум 10 біологічно важливих елементів: азот, фосфор, калій, кальцій, магній, залізо, сірка, вуглець, кисень та водень. Так, наприклад, якщо забезпечити рослини усіма цими елементами, але зовсім виключити азот, то вони не будуть розвиватися і загинуть. Це ж саме стосується і будь-якого іншого елементу живлення. Всі вони потрібні для життєдіяльності рослин, і жоден з них не може бути заміненим іншим елементом.

Вуглець рослини беруть із повітря у вигляді вуглекислого газу, кисень і водень – головним чином із води. Що ж стосується інших елементів живлення, то їх рослини споживають із ґрунту, в основному у вигляді водорозчинних кисневих солей. Для одержання високих і якісних урожаїв сільськогосподарських культур в ґрунтах, зазвичай, не вистачає того чи іншого елементу живлення. Тому їх нестачу агровиробничники нівелюють внесенням добрив, сировиною для виготовлення яких і служать агрономічні руди. До них належать природні мінеральні сполуки, в яких містяться найважливіші елементи живлення у таких концентраціях і формах, що їх здебільшого можна використовувати у сільському господарстві.

У природі є багато мінералів і порід, що містять мікроелементи (бор, мідь, манган, цинк), отруйні елементи (арсен, фтор, свинець, ртуть та ін.), або залізо, силіцій і натрій, які використовують не в землеробстві, а переважно у промисловості, тому такі мінерали і породи до агрономічних не належать.

Найважливішу роль відіграють ті агрономічні руди, що містять основні елементи мінерального живлення рослин – азот, фосфор і калій. Складові частки таких руд прямо використовуються рослинами, тому вони називаються прямими. Руди, що слугують не прямому забезпеченню рослин елементами живлення, а сприяють регулюванню родючості ґрунтів (нормалізують реакцію середовища, покращують структурний стан, фізичні та фізико-хімічні властивості ґрунтів), називають другорядними. До них належать хімічні меліоранти (вапно, гіпс тощо).

Агрономічні руди класифікуються на 8 груп: азотні; фосфорні; калійні; вапнякові; гіпсові; органічні; магнієві; агроруди, що містять мікроелементи.

5.2. АЗОТНІ АГРОРУДИ

До азотних агроруд (рис. 103) належать такі гірські породи, які містять азот. У природі їх зустрічається небагато і поширені вони в невеликих кількостях у вигляді накопичень. В основному це селітри. Вони легко розчиняються у воді, і азот, який входить до їх складу, легко засвоюється рослинами. Найпоширенішими серед них є натрієва (чилійська) NaNO_3 і калієва (індійська) KNO_3 селітри. Походження азоту в них пов'язане з азотом повітря.

НАТРІЄВА (ЧИЛІЙСЬКА) СЕЛІТРА NaNO_3 утворюється в результаті окиснення органічних речовин, що містять азот, нітрифікуючими бактеріями. Вона містить 15–16 % азоту, 26 % натрію і являє собою дрібнокристалічну сіль білого або сіруватого кольору, добре розчинну у воді. Володіє помітною гігроскопічністю. У сухому стані зберігає розсипчастість і зручна для внесення в ґрунт. Натрієва селітра – це фізіологічно лужне азотне добриво. У незначних кількостях вона трапляється в багатьох місцевостях

земної поверхні. Найбільші родовища натрієвої селітри знаходяться в Південній Америці – в пустелях та плоскогір'ях Чилі (звідси і назва – чилійська селітра) і деяких районах Болівії на висоті близько 1000 м над рівнем моря. Селітроносні пласти мають потужність від 1 до 5 м і, як правило, вкриті піском і глиною. Пласти чилійської селітри, окрім головної складової частини NaNO_3 , містять близько 3 % домішок NaCl , KClO_4 , MgCl_2 , MgSO_4 , Na_2SO_4 та ін. Невеликі селітроносні солончаки трапляються в сухих безстічних областях Казахстану, але вони не мають промислового значення.

КАЛІЄВА (ІНДІЙСЬКА) СЕЛІТРА KNO_3 трапляється у природі значно рідше, ніж натрієва. Утворюється вона внаслідок господарської діяльності селищ та колишніх стоянок тварин. Родовища калієвої селітри присутні в Середній Азії, Казахстані і Криму, але всі вони незначні. Калієва селітра містить 13–15 % азоту і володіє такими ж фізичними властивостями, як і натрієва.



Рис. 103. Азотні агроруди

АМОНІЙНА СЕЛІТРА NH_4NO_3 є дуже рідкісним в Україні мінералом. Її знайдено в продуктах горіння та териконах вугільних шахт на Донбасі.

Всі селітри можна використовувати як добрива. У теперішній час існує промисловий спосіб виробництва азотних сполук синтетичним шляхом із азоту повітря в присутності каталізаторів. Джерелом для виробництва аміачних солей та інших азотних добрив служить синтетичний аміак. Сучасна промисловість випускає наступні **ВИДИ АЗОТНИХ ДОБРІВ:**

- **АМІАЧНО-НІТРАТНІ:** аміачна, вапняково-аміачна селітри, сульфат-нітрат амонію, рідкі аміакати;
- **АМІАЧНІ:** сульфат амонію, хлористий амоній, рідкій аміак, аміачна вода, вуглеаміакати;
- **НІТРАТНІ:** натрієва і кальцієва селітри;
- **АМІДНІ:** сечовина, ціанамід кальцію, сечовино-формальдегідні добрива.

5.3. ФОСФОРНІ АГРОРУДИ

Фосфорні агоруди (рис. 104) слугують сировиною для виготовлення фосфорних добрив. До них належать апатит, фосфорити, вівіаніт. У земній корі сполуки фосфору практично всі є солями ортофосфорної кислоти.



Рис. 104. Фосфорні агоруди

АПАТИТ $\text{Ca}(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ містить 42,3 % P_2O_5 . Він нерозчинний у воді, добре розчиняється у хлоридній, нітратній та сульфатній кислотах. Мінеральний фосфор земної кори на 96 % представлений цим мінералом. За походженням він є магматичним, має кристалічну будову, складається із хлорапатитів і фторапатитів. В якості акцесорного мінералу зустрічається в усіх метаморфічних і магматичних гірських породах, але в розсіяному вигляді. Тому загальний його вміст в породах мізерний, у середньому до 0,5 %. Цей розсіяний в породах апатит не представляє практичного інтересу.

Промислове значення мають лише крупні родовища апатитів, але в природі вони зустрічаються рідко. Таке родовище (Хібінське родовище), яке не має собі рівних у світі, у 1921 році було відкрито О. Є. Ферсманом на Кольському півострові. Значні поклади зустрічаються у Фінляндії та Швеції. Формування апатитів у цих країнах відбувалося в особливих фізико-хімічних умовах, що склалися під час кристалізації нефелінової магми. Тому апатити тут серед лужних порід типу сієнітів залягають сумісно з іншою цінною породою – нефеліном.

За своєю якістю апатитово-нефелінова порода неоднорідна і часто ділиться на 3 частини:

1. **«ПЛЯМИСТА»** – має потужність до 70 м. Це найбагатша апатитова порода. Вміст P_2O_5 в ній сягає 28,5 %.

2. **«СМУГАСТА»** – являє собою чергування шарів (смуг) апатиту та інших порід (так званих пустих). Середній вміст P_2O_5 тут становить 19–22 %.

3. **«СІТЧАСТА»** – являє собою пусту породу, вона пронизана мілкими тріщинами (сіткою), в яких зустрічається апатит. Вміст P_2O_5 у цій апатитовій породі становить 7–15 %.

Нефелін, відокремлений від апатиту, використовують в якості місцевого меліоранту та калійного добрива, здебільшого на торф'яних ґрунтах. Середній вміст K_2O в ньому становить 3,5–4,5 %.

Запаси апатито-нефелінових руд Хібінського родовища дуже великі і оцінюються мільйонами тон. Промислові підприємства, які працюють на базі Хібінського родовища випускають апатитові концентрати з вмістом P_2O_5 39–40 %. Із 1 т такого концентрату одержують 2 т суперфосфату.

В Україні промислове значення має апатит із габроанартозитів, карбонатитів, частково метасоматитів Українського щита. Нещодавно було відкрито апатитоносну провінцію, що включає велике Новополтавське родовище, розташоване неподалік від Чернігова. Перспективи пошуків нових родовищ апатитів і фосфоритів в Україні оцінюють позитивно.

ФОСФОРИТИ – осадові гірські породи, які містять не менше 8 % P_2O_5 і являють собою поліморфну суміш $Ca_5(PO_4)_3(Cl,F)$

із домішками піску, глини, гіпсу, органічних речовин. На відміну від апатитів вони хімічного і біологічного походження, тобто їх утворення пов'язане з життєдіяльністю організмів минулих епох.

У природі фосфорити трапляються у вигляді конкрецій, фосфоритних конгломератів, жовен, суцільних щільних мас, що зовні подібні до пісковиків і вапняків.

За внутрішньою будовою фосфорити кристалічні та аморфні різного хімічного складу. Чим старіше за геологічним віком фосфорити, тим краще виражена їх кристалічна будова, тим більше за будовою вони нагадують апатити і, навпаки, чим молодше вік фосфоритів, тим більше виражена їх аморфність.

КРИСТАЛІЧНІ ФОСФОРИТИ містять 65–80 % фосфату кальцію, CaCO_3 , незначну кількість фтористого кальцію CaF_2 й інші домішки. Вони, так само як і апатити, майже нерозчинні у воді, тому безпосередньо після розмелювання в якості добрива їх не використовують.

АМОРФНІ ФОСФОРИТИ містять 20–60 % фосфату кальцію, кварцовий пісок, CaCO_3 і різноманітні глинисті мінерали. Такі фосфорити широко розповсюджені у природі, вони добре розчинні у слабких кислотах, тому їх безпосередньо можна використовувати в якості добрива, особливо на кислих ґрунтах.

У більшості випадків до складу фосфоритів входить 40–70 % піску, глини і інших домішок. Тому для одержання концентратів P_2O_5 18–25 % їх збагачують. Вносити їх у ґрунти краще у вигляді фосфоритного борошна або як компостів з гноєм і торфом.

ФОСФОРИТНЕ БОРОШНО одержують шляхом розмелювання фосфоритів до стану борошна з вмістом фосфору 16–20 % і вологи – до 3 %. Якість фосфоритного борошна є тим вищою, чим більший вміст у ньому фосфору і чим тоншим є помел. Фосфоритне борошно містить фосфор у важкодоступній для рослин формі, тому його ефективно застосовувати на ґрунтах з кислою реакцією середовища: підзолистих, дерново-підзолистих, верхових болотах, кислих торфовищах, сірих лісових опідзолених та чорноземах опідзолених. Фосфоритне борошно значною мірою знижує кислотність і завжди виявляє високу ефективність на кислих ґрунтах.

Фосфоритовмісних родовищ на континентах Землі знайдено багато. Желвакові фосфорити поширені в європейській частині колишнього СРСР. Зосереджені вони в двох басейнах: Волзькому (Російська Федерація) та Дніпровсько-Донецькому (Україні). Перший охоплює величезну територію Середньо-Російської рівнини від верхів'я Волги і Оки до Нижнього Поволжя і верхів'я Ками на сході. Тут на поверхні або глибині 20–40 м поширені жовна і ріні фосфоритів у вигляді окремих шарів невеликої товщини (від 1 см до 1–2 м). Утворились вони 130–140 млн років тому, коли в Центральній і Східній Європі існувало неглибоке море і на його дні накопичувався фосфатонесучий осад (130 родовищ).

Дніпровсько-Донецький басейн охоплює територію Калузької, Смоленської, Брянської, Орловської, Курської, Воронежської областей, де розвідано 70 родовищ.

Актюбінський басейн (Казахстан) простягається у вигляді руд жовноподібного типу вздовж залізниці Емба-Актюбинськ і далі на північ і північний схід до Орська. Тут зосереджено близько 50 родовищ.

Найбільшим родовищем, що нині діє, є Каратау, що знаходиться в Джамбульській області (Казахстан), в надрах хребта Малий Каратау (45 родовищ).

Україна багата на фосфорити, їх запаси винайдено в багатьох областях, зокрема Вінницькій, Донецькій, Івано-Франківській, Сумській, Харківській, Хмельницькій, Чернігівській. Ці запаси можна використовувати в якості сировини для виробництва фосфоритного борошна з вмістом 16–17 % P_2O_5 або суперфосфатів.

ВІВІАНІТ $Fe_3(PO_4)_2 \cdot 8H_2O$ – це закисна форма фосфоритового заліза. Назва мінералу пов'язана з ім'ям англійського мінералога Дж. Г. Вівіана, який відкрив його. Чистий вівіаніт містить до 28,3 % P_2O_5 , хоча у такому вигляді він зустрічається дуже рідко. Як правило, залягає він сумісно з іншими мінералами і гірськими породами. Так, в якості агроруди практичне значення може мати землиста різновидність вівіаніту – синя залізна руда, яка залягає, зазвичай, разом з бераунітом, піцитом та іншими фосфатами окисів заліза.

Походження мінералу екзогенне, часто утворюється за відновлюваних умов у низинних торф'яних болотах. У природному заляганні вівіаніт сірого кольору. На повітрі окиснюється і набуває синього, а пізніше брудно-жовтого кольору. Органічні рештки заболочених підґрунтовими і поверхневими водами територій є основним джерелом фосфору для утворення вівіаніту. Трапляється він у родовищах бурих залізняків, у глинах у вигляді конкреційних стягань або асоціює з кістками та іншими рештками органіки, у лігніні, торфі, болотній залізній руді.

Торфи за вмістом вівіаніту поділяють на:

- фосфоро-вівіанітові – містять 2,5–15 % P_2O_5 ;
- вівіанітові – вміст P_2O_5 0,8–2,5 %.

Торфи такого складу використовують безпосередньо як добриво або виготовляють з них компости. Вівіаніт використовують після окиснення як місцеве добриво, промислового значення він не має.

Понад 200 вівіанітових родовищ знайдено в торф'яних болотах Білорусі. В Україні це малопоширений мінерал. Його запаси приурочені до низинних боліт Волинської, Житомирської, Київської, Львівської, Тернопільської, Сумської, Харківської та Чернігівської областей. Відносно багато вівіаніту містять залізні руди Керченського басейну. Ефективність вівіаніту на дуже кислих ґрунтах дещо поступається дії фосфоритного борошна, проте на інших ґрунтах він є більш ефективним. У порівнянні з суперфосфатом, вівіаніт виявляє дещо слабкішу дію.

5.4. КАЛІЙНІ АГРОРУДИ

КАЛІЙ (K_2O) – один з найважливіших елементів живлення рослин. У рослинах найбільше його нагромаджується у вегетативних органах, менше – в генеративних і коренях. Вміст калію в рослинах коливається від 0,4 до 6,0 % сухої речовини. Дуже багато його в буряках, бобових культурах, картоплі, соняшнику, кормових травах, гречці. Калій ґрунтів або калійних добрив слугує джерелом даного елементу для рослин.

ВМІСТ КАЛІЮ В ҐРУНТАХ становить 0,6–3,0 %. Більше його міститься в глинистих і суглинкових ґрунтах, а в ґрунтах легкого

гранулометричного складу (піщаних і супіщаних) його значно менше. Калій, на відміну від азоту і фосфору, не утворює в рослинах міцних органічних комплексів. Це обумовлює його незначний вміст в органічній речовині ґрунту.

На бідних калієм легких ґрунтах і торф'яниках усі, без виключення, сільськогосподарські культури потребують внесення калійних добрив. Калій не застосовують на солонцях і солонцюватих ґрунтах, оскільки він погіршує їх властивості. Калій легко розчиняється у воді і за внесення поглинається колоїдами ґрунту, тому він малорухомий, проте на легких ґрунтах легко вимивається.

КАЛІЙНІ ДОБРИВА ПОДІЛЯЮТЬ НА ТРИ ГРУПИ:

- концентровані — продукти заводської переробки калійних агроруд — хлористий калій, сульфат калію-магнію (калімагnezія), сірчаноокислий калій, калійно-магнієвий концентрат;
- сирі калійні солі, розмолоті природні калійні руди — каїніт, сильвініт;
- калійні солі, що одержують шляхом змішування сирих калійних солей з концентрованими, як правило, з хлористим калієм — 30- і 40 % калійні солі.

КАЛІЙНІ АГРОРУДИ — гірські породи з підвищеним вмістом калію. Вони ніколи не залягають на поверхні суші, тому для видобутку їх з надр потрібні підземні гірські виробки.

Відомо **10 ВИДІВ КАЛІЙНИХ АГРОРУД** (рис. 105), які містять в значній кількості хлориди та сульфати калію з іншими домішками:

- глазерит ($3K_2SO_4 \cdot Na_2SO_4$);
- глауконіт ($K(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$);
- каїніт ($KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$);
- калушит ($K_2SO_4 \cdot CaSO_4 \cdot H_2O$ і домішки);
- карналіт ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$);
- лангбейніт ($K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$);
- полігаліт ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$);
- сильвін (KCl);
- сильвініт ($KCl \cdot NaCl$);
- шеніт ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6H_2O$).

У сільському господарстві в якості добрива використовують сирі калійні подрібнені мінерали (сильвініт, каїніт) та концентровані суміші, виготовлені з калійних руд (сильвіну, сильвініту, каїніту, карналіту, глауконіту та ін.).

КАЛІЙНІ СОЛІ – умовна назва калійних добрив, які одержують шляхом змішуванням тонко розмелених сильвініту або каїніту з хлоридом калію, містять 30–40 % K_2O . Застосовують їх під культури, які потребують натрій (цукрові буряки, овочеві і кормові культури).



Рис. 105. Калійні агроруди

ГЛАЗЕРИТ ($3\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$) – розчинний у воді мінерал білого, іноді синього або зеленуватого кольору, твердість 3,0–3,5, питома маса 2,63–2,66 г/см³. Зустрічається у родовищах калійних солей. Містить близько 42 % K_2O . Його можна використовувати в якості добрива під культури, які чутливі до хлору та відчувають потребу в натрії.

ГЛАУКОНІТ ($\text{K}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] \cdot n\text{H}_2\text{O}$) – напівкристалічний силікат зі значними коливаннями складу. Твердість 2, питома маса 2,2–2,8 г/см³. Зеленого, темно-зеленого до буро-зеленого кольору. Являє собою звичайний мінерал осадових порід, піщаників, вапняків та ін. Утворюється внаслідок підводного розкладення уламкових алюмосилікатів (біотитів) або випадає в осад із хімічних і колоїдних розчинів в умовах нейтрального і слабо відновного середовища при незначному русі води на невеликих глибинах (200–300 м). Глауконіт містить 3–12 % K_2O , 1–6 % MgO , є складовим елементом мінеральної частини ґрунтів, які сформувались на глауконітових пісковиках і глинах. На цих ґрунтах він слугує джерелом калію для рослин. Також глауконіт можна використовувати для виробництва калійних добрив.

КАЇНІТ ($\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) – гірко-солоний мінерал червоного, жовто- або сіро-білого кольору. Твердість 2, питома маса 2,1 г/см³. Первинний або вторинний за рахунок карналіту. Гігроскопічний. Містить 8–12 % K_2O . У районі добування корисних копалин можна застосовувати як калієво-магнієве добриво.

КАЛУШИТ ($\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ і домішки) – безбарвний або блідо-жовтого кольору мінерал соляних родовищ з твердістю 2,5 і питомою масою 2,6 г/см³. Не містить у своєму складі хлору, тому підвищує врожайність і якість бульб картоплі. Містить 10 % K_2O . Використовують його як місцеве добриво в районі видобування.

КАРНАЛІТ ($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) – добре розчинний у воді, гігроскопічний мінерал, як правило, червоного кольору, що пов'язано з включеннями Fe_2O_3 і $\text{FeO}[\text{OH}]$. Твердість 1–3, питома маса – 1,6 г/см³. Видає характерний скрип при свердленні залізним інструментом. Містить 16–17 % K_2O . Крім джерела калійних

солей є рудою магнію. Здебільшого карналіт використовують для виробництва магнію, а електроліт (відходи виробництва) – в якості добрива, що містить, %: K_2O – 32, MgO – 8, Cl – 50.

ЛАНГБЕЙНІТ ($K_2SO_4 \cdot 2MgSO_4$) – рідкісний безбарвний мінерал з твердістю 3–4, і питомою масою $2,8 \text{ г/см}^3$. При ударі гострим шматком заліза видає характерні зелені іскри (термолюмінесценція). Зустрічається в родовищах калійних солей і використовується для виробництва калійно-магnezіального концентрату (калімагу), вміст K_2O в якому складає 22,7 %.

ПОЛІГАЛІТ ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$) – звичайний осадовий мінерал соляних родовищ, червоного, сіро- або жовто-білого кольору, з твердістю 2,5–3,5 і питомою масою $2,72\text{--}2,78 \text{ г/см}^3$. Являє собою місцеве добриво, оскільки містить тільки 15 % K_2O . За ефективністю дії на рослини полігаліт наближається до сульфату калію.

СИЛЬВІН (KCl) – добре розчинний у воді мінерал, гірко-солоного смаку, червоного та бурого, у рідких випадках синього, кольору. Твердість 2, питома маса $1,9\text{--}2,0 \text{ г/см}^3$. Відкладається разом з іншими калійними солями, інколи вторинний по карналіту. Зустрічається також у підгонах вулканів.

Хлорид калію є найпоширенішим калійним добривом, що містить 52,4–61,9 % K_2O . Високу ефективність показує у разі використання під культури, не чутливі до наявності хлору в ґрунті (бавовна, зернові культури, коноплі, буряки цукрові). Не рекомендується вносити хлорид калію під гречку, картоплю, конюшину, плодові та citrusові культури, тому що хлор, наявний у добриві, знижує якість вирощеної продукції. Для виключення негативної дії хлору на суглинкових ґрунтах хлорид калію вносять восени з тим, щоб за осінньо-зимовий період шкідливий для рослин елемент вимився із верхньої частини ґрунтового профілю.

СИЛЬВІНІТ ($KCl \cdot NaCl$) – соляна порода осадового хімічного походження, яка складається в основному з кристалічної суміші мінералів галіту та сильвіну, з переважанням першого. Нерідко містить незначну домішку ангідриту, глинистий матеріал і деякі інші калійні і магнезіїв мінерали (карналіт, каїніт та ін.). Для сильвініту характерні різні відтінки червоного і рожевого кольору,

пов'язані з сильвіном. Зерна галіту безкольорові або сірого, блакитного і синього кольору.

ШЕНІТ ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6H_2O$) – безбарвний вторинний мінерал багатьох соляних родовищ з твердістю 2,5 і питомою масою 2,01–2,03 г/см³. Містить 23 % K_2O і використовується для виробництва сульфату калію-магнію, інколи його змішують з іншими калійними мінералами, наприклад лангбейнітом.

Велика група калійних покладів утворилася внаслідок висихання давнього Пермського моря, що простягалося від північного Льодовитого океану до берегів Каспійського моря. Основними рудами цієї території є глазерит, каїніт, полігаліт.

В Україні, зокрема в Івано-Франківській та Львівській областях, розташовані Прикарпатські поклади калійних солей. Серед мінералів цих покладів переважають каїніт, лангбейніт, полігаліт, сильвініт, шеніт. Головні родовища цього району – Стебницьке і Калуш-Волинське. Стебницький калійний комбінат раніше випускав калімагнезію, Калуський – переробляв сильвінітову руду та випускав хлорид калію і добриво під назвою «калушит» $K_2SO_4 \cdot CaSO_4 \cdot 7H_2O$ із вмістом до 29 % K_2O (обидва підприємства на сьогодні не працюють).

Значні поклади калійних солей є в Білорусі, Казахстані, Узбекистані, Туркменії, Німеччині, Франції, Іспанії, США.

5.5. ВАПНЯКОВІ АГРОРУДИ

Більшість культурних рослин і ґрунтових мікроорганізмів краще розвиваються в умовах слабнокислого або нейтрального середовища при pH 6–7. Лужна або кисла реакції гальмують ріст і розвиток рослин і потребують спеціальних заходів для нейтралізації середовища. Для нейтралізації кислотності ґрунти потрібно вапнувати, щоб замінити водень у ґрунтового вбирному комплексі на кальцій.

ВАПНУВАННЯ – вид хімічної меліорації кислих ґрунтів з метою підвищення їх родючості. Для вапнування кислих ґрунтів використовують вапнякові агрономічні руди. До них належать вапняки, мергелі, доломіти.

ВАПНЯКИ (39–56 % CaO) (рис. 106) – це осадова гірська порода, яка містить карбонат кальцію або кальцій і частково магній з домішками глини або піску. Вапняки бувають:

- глинисті (вміст глини становить 5–10 %);
- мергелюваті (вміст глини досягає 15 %);
- магнезіальні (вміст магнію від 6 до 12 %);
- доломітизовані (вміст магнезії коливається в межах 12–18 %).

Залежно від умов утворення вапняки поділяють на:

- органічні вапняки (черепашник, крейда) зустрічаються переважно у вигляді великих скупчень;
- хемогенні вапняки – утворюються як хімічні осади CaCO_3 , вони менш поширені, ніж органічні вапняки.

Для приготування вапнякових добрив вапняки розмелюють. При цьому дуже важливо досягати якомога тоншого помелу з таким розрахунком, щоб 94–95 % борошна проходило крізь сито з діаметром отворів 1,65 мм, 50 % борошна – крізь сито з діаметром отворів 0,3 мм і не менше 30 % – крізь сито з діаметром отворів 0,17 мм.

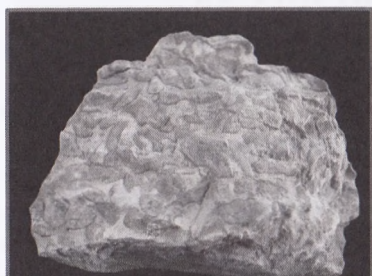
ВАПНЯКОВІ ТУФИ – зазвичай, представлені пухким карбонатом кальцію. Цей вид агроруди не потребує розмелювання і може безпосередньо використовуватися для вапнування кислих ґрунтів. Зустрічаються вапнякові туфи на знижених елементах рельєфу.

ВАПНЯКОВІ ТОРФОТУФИ – як правило, зустрічаються в низинних торф'яниках, пухкі і розмелювання не потребують. Містять від 10 до 70 % CaCO_3 і є дуже цінним торфо-вапняковим добривом.

ОЗЕРНЕ ВАПНО утворюється внаслідок висихання закритих водних басейнів і представлено в основному вуглекислим кальцієм. Після просушування без розмелювання може бути використаним у сільському господарстві для вапнування ґрунтів. Містить 90–95 % CaCO_3 .

Мергелі (14–42 % CaO) (рис. 107) – породи з вмістом CaCO_3 від 25 до 95 %. Їх поділяють на:

- мергелі, які містять 50–75 % CaCO_3 ;
- вапнякові мергелі – містять 75–95 % CaCO_3 ;
- глинисті мергелі – містять 25–50 % CaCO_3 .



Вапняк глинистий



Вапняк мергелюватий



Вапняк магнезіальний



Вапняк доломітизований



Вапняк органічний



Вапняк хомогенний

Рис. 106. Види вапняків

Карбонати мергелів представлені кальцитом або доломітом, іноді одразу обома мінералами. Глинисті мінерали мергелів представлені гідрослюдами, каолінітами і монтморилонітами.



Мергель вапняковий



Мергель глинистий

Рис. 107. Вапняковий і глинистий мергелі

ВАПНЯКОВІ ВІДХОДИ ПРОМИСЛОВОСТІ:

СЛАНЦЕВА ЗОЛА – зола, що утворюється у топках під час спалювання сланців, містить Mg, K, P, S, мікроелементи і силікати кальцію (близько 40 % CaO , MgO).

ДЕФЕКАТИ – відходи цукрової промисловості містять до 40 % CaO .

ДОМЕННІ І МАРТЕНІВСЬКІ ШЛАКИ – відходи при виплавці чавуну і сталі. Містять 41–46 % CaO .

БІЛИЙ ВАПНЯКОВИЙ ШЛАК – відходи при електроплавленні сталі, білий дрібний порошок. Містить 50–68 % CaO , 6–15 % MgO , а також фосфор, марганець, сірку та інші елементи.

ДОЛОМІТОВИЙ ПИЛ – відходи металургійної промисловості, які одержують при випаленні доломіту, складається в основному з CaO і MgO .

БЕЛТОВЕ БОРОШНО – це відходи алюмінієвої промисловості, містить 45–50 % CaO , 0,04 % MnO , до 25 % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, 30 % Si_2O_3 , 3,4 % Al_2O_3 , 2,9 % Fe_2O_3 .

НЕФЕЛІНОВЕ БОРОШНО – є відходом виробництва апатитів, містить до 10 % CaO .

5.6. ГІПСОВІ АГРОРУДИ

Лужність ґрунту обумовлюється присутністю у ґрунтовому розчині лугів, лужних солей або лужних катіонів і негативно впливає на ріст і розвиток рослин, які переносять її гірше, ніж кислотність. Лужність розчиняє протоплазму рослин, пептизує колоїди. Лужні ґрунти безструктурні, з несприятливими водними, тепловими, повітряними, мікробіологічними і поживними режимами.

Основним заходом боротьби з лужністю є гіпсування ґрунту. Внесення гіпсу призводить до заміщення обмінного натрію на кальцій. При цьому нейтралізується надлишкова лужність, відбувається коагуляція колоїдів, покращуються властивості ґрунтів. До того ж, гіпс містить такі необхідні для рослин елементи як кальцій і сірка.

До гіпсових агрономічних руд відносяться мінерали, що входять до класу солей кисневмісних кислот підкласу сульфатів – гіпс та ангідрит (рис. 108).



Рис. 108. Гіпсові агроруди

ГІПС $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ – використовується в сиромеленому вигляді (білий або сірий порошок) і має такий хімічний склад, %: CaO – 32,5, SO_3 – 46,6, H_2O – 20,9, а також домішки піску, глинистих речовин, кальциту, доломіту (вміст CaSO_4 становить 71–73 %). Утворюється гіпс під час окиснення сульфідів, сірки. Він є слабкорозчинним у воді (2 г/л за 18 °С), за підвищення температури розчинність зростає, максимуму досягає за показників 37–38 °С, а потім знову знижується.

Більшість родовищ гіпсу – осадового походження. Багато з них утворились спільно з покладами калійних руд на дні давніх морів і озер. Ось чому родовища гіпсу поширені в галогенних товщах пермського віку Приуралля (Солікамськ), озера Ельтон і Баскунчак та ін. Поклади гіпсу також є в Красноярському краї, Іркутській області, Башкортостані, Якутії, Дагестані, на Північному Кавказі, в Середній Азії. В Україні поклади гіпсу знаходяться переважно на Донбасі.

АНГІДРИТ CaSO_4 – за хімічним складом містить 41,2 % CaO , 58,8 % SO_3 , походження – екзогенне. У переважній більшості випадків це хімічні осади озер, лагун, морів. В результаті дегідратації гіпсу утворюється ангідрит, а процеси гідратації, навпаки, перетворюють ангідрит у гіпс.

Для гіпсування ґрунтів можна використовувати відходи виробництва фосфорних добрив – фосфогіпс.

ФОСФОГІПС за зовнішнім виглядом являє собою порошок білого або сірого кольору з вмістом 70–75 % CaSO_4 і 2–3 % P_2O_5 .

5.7. ОРГАНІЧНІ АГРОРУДИ

До органічних агроруд (рис. 109) належать різноманітні родовища торфу, сапропель, річкові і озерні мули, які утворилися біогенним шляхом. Ці агроруди називають повним добривом, адже вони містять у різних кількостях усі необхідні елементи живлення рослин.

ТОРФ являє собою пухку породу бурого або темно-бурого кольору, представлену напіврозкладеними рештками рослин, в основному болотних. Утворюється торф в умовах надлишкового зволоження за нестачі кисню. Ступінь розкладення торфу буває: низька – до 20 %; середня – 20–40 %; висока – понад 40 %. Розрізняють **ТРИ ТИПИ ТОРФУ**: верховий, низинний і перехідний. Тип торф'яників визначається, головним чином, характером рослинності, із якої він сформувався.



Рис. 109. Органічні агроруди

ТОРФ ВЕРХОВИХ ТОРФ'ЯНИКІВ поширений на рівних і підвищених елементах рельєфу, характеризується низьким ступенем розкладення рослинних решток і низькою зольністю (5 %). Він містить 0,2–1,6 % азоту, 0,1–0,2 % фосфору і 0,1 % калію. Азот у торфі верхових торф'яників перебуває в основному в органічній формі, у вигляді сполук, що мало мінералізуються, та частково в мінеральній формі. Фосфор знаходиться у більш-менш розчинних формах. Калій міститься в розчинній формі, але вміст його дуже низький. Один кілограм сухого торфу може утримувати до 12 кг води. Торф верхових торф'яників має кислу реакцію середовища: рН сольовий коливається в межах від 2,8 до 3,5. Безпосередньо як добриво верховий торф не використовують. Він слугує підстилкою на тваринницьких фермах, а потім у компостованому вигляді разом з мінеральними добривами використовується як органічне добриво.

ТОРФ НИЗИННИХ ТОРФ'ЯНИКІВ формується в умовах надмірного зволоження мінералізованими ґрунтовими водами на знижених елементах рельєфу. Він характеризується високим ступенем розкладення рослинних решток (40–50 %) і високою зольністю (до 15 %). Вміст елементів живлення становить: азоту – 1,8–3,3 %, фосфору – 0,3–0,6 %, калію – 0,1–0,3 %. $\text{pH} \geq 5,5$. Низинний торф використовують безпосередньо як добриво на ґрунтах з несприятливими фізичними властивостями і на ґрунтах, які потребують вапнування. Перед застосуванням торф необхідно обов'язково провітрювати.

ПЕРЕХІДНІ ТОРФ'ЯНИКИ займають проміжне положення між верховими і низинними. У верхніх шарах вони наближаються до верхових торф'яників, а в нижніх – до низинних.

Важливе значення відіграють **ТОРФОТУФИ** – вапняково-органічні добрива, і **ТОРФОВІВІАНІТИ** – фосфорні органічні добрива.

Великі поклади торфу знаходяться в Західному Сибіру, Архангельській, Волгоградській областях Росії, в Білорусі.

САПРОПЕЛЬ – це желатиноподібна маса темного кольору однорідної мікрошаруватої будови, мул, який містить велику кількість органічних речовин. Основна його маса складається з тонкого і грубого детриту водоростей, решток відмерлих тварин і рослин. Завжди містить домішки та мінеральні новоутворення (до 30–50 %). Формується сапропель на дні непроточних або малопроточних відкритих водоймищ, у болотах, озерах у разі поховання на дні водоростей, тваринного планктону та інших організмів і розкладення їх за відсутності кисню. Сапропель містить: 52–59 % вуглецю, 1–3 % азоту на органічну масу. Часто трапляється в болотах сумісно із торфом.

САПРОПЕЛІ ЗА ХІМІЧНИМ СКЛАДОМ БУВАЮТЬ:

- кремнеземисті (понад 50 % піску);
- карбонатні (понад 30 % оксиду кальцію);
- органічні (понад 70 % органічної речовини).

ЗА ВМІСТОМ ЗОЛИ САПРОПЕЛІ БУВАЮТЬ:

- низькозольні (вміст золи менше, ніж 50 %, піску і глини – до 5 %);
- середньозольні (вміст золи 50–90 %, вміст піску і глини – 5–50 %);
- високозольні (вміст золи до 90 %, вміст піску і глини – до 75 %).

Під час ущільнення сапропель переходить у викопному стані в сапропеліт – викопне вугілля.

Велике значення сапропелі мають в якості азотного добрива. Так, 1 т аміачної селітри можна замінити 4 т сапропелю. Крім цього, сапропелі можна використовувати як домішки до корму тварин і як лікувальні грязі.

РІЧКОВІ ТА ОЗЕРНІ МУЛИ накопичуються на дні озер і річок. За своїм походженням подібні до сапропелів. Вони являють собою землисту масу, збагачену органічними речовинами. Крім органічних речовин і азоту до складу мулів входять фосфор, калій, мікроелементи, різні вітаміни, біостимулятори, антибіотики. Середній вміст азоту становить 0,25–2,00 %, фосфору – 0,25–0,50 %, калію – 0,2–0,8 %. Потужність мулів прісноводних озер може досягати 40-метрової товщини.

Річкові та озерні мули можна застосовувати в якості добрива безпосередньо або після їх компостування з іншими добривами. За безпосереднього внесення мули потребують провітрювання для зниження вологості та повного окиснення сполук із нижчими ступенями окиснення, що містяться в них. Внесення у ґрунт свіжих мулів, без провітрювання, призводить до пригнічення рослин закисними сполуками, і, як наслідок, до зниження врожайності.

МУЛ СТАВКІВ – джерело органічної речовини та зольних елементів. На відміну від сапропелю, мул ставків формується за короткий термін часу існування штучної водойми, в основному за рахунок знесення тонкодисперсних мінеральних та органічних сполук, решток рослин і тварин з водозбірної площі. Іноді за хімічним складом він майже не відрізняється від навколишніх ґрунтів. Мул ставків можна використовувати в якості місцевого добрива.

5.8. МАГНІЄВІ АГРОРУДИ

У кінці XVII століття англійці вперше познайомилися з англійською сіллю, коли стали випаровувати воду, що витікала з надр поблизу міста Епсом. Англійська сіль була схожа на порошок, який отримували, коли прожарювали шматки породи у грецького міста Магnezії. Тому їй і надали таке ім'я. А метал, знайдений в цій солі, назвали магнієм.

ДО МАГНІЄВИХ АГРОРУД ВІДНОСЯТЬСЯ: доломіт $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$; вермикуліт; дуніт; оксиди магнію; серпентин $\text{Mg}_3(\text{OH})_4\text{Si}_2\text{O}_5$; калімагнезія; каїніт $\text{MgSO}_4 \cdot \text{KCl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$; плавлений фосфат магнію; перидотит та ін. (рис. 110).



Рис. 110. Магнієві аґроруди

ДОЛОМІТ $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$ – карбонатна порода, яка містить кальцит і магнезит. Вміст CaCO_3 – 54,4 %, MgCO_3 – 45,6 %. Доломіт має біле, сіре, жовте, буре або зеленкувате забарвлення, тому доломітове борошно жовте або біле. Блиск мінералу скляний із перлистим полиском. Твердість 3,5–4, щільність 2,8–2,9 г/см³.

В якості добрива і меліоранту кислих ґрунтів використовують доломітове борошно – порошок сірувато-жовтого кольору, сумарний вміст CaCO_3 і MgCO_3 у ньому становить 95 %. Особливо високоефективне доломітове борошно на бідних маґнієм, кислих дерново-підзолистих піщано-супіщаних ґрунтах. У Київській та Чернігівській областях дві третини ґрунтів забезпечені рухомими формами маґнію недостатньою мірою.

Під час вапнування ґрунтів слід враховувати, що найбільш чутливими по відношенню до маґнію є картопля, конюшина, кормові культури, льон, люпин, буряки цукрові, ячмінь та ін. Маґній впливає на формування репродуктивних органів рослин, підвищує вміст

крохмалю у бульбах картоплі, цукру в коренеплодах буряків цукрових, вітамінів А і С. На ґрунтах, збіднених магнієм зменшується ефективність азотних, фосфорних і калійних добрив.

ВЕРМИКУЛІТ (від лат. *vermiculus* – черв'як) – мінерал класу силікатів і алюмосилікатів, який містить 14–30 % MgO . Під час нагрівання виявляє пластичність, а за звичайної температури розподіляється на пластинки, що скручуються у так звані «черв'ячки», довжина яких у 20–25 разів перевищує вихідну. Утворює пластинчасті, лускуваті кристали та агрегати. Золотисто-жовтого, бурого або зеленкуватого кольору. Характеризується скляним блиском та перлистим і жирним на площинах спайності. Володіє досконалою спайністю в одному напрямку, твердість 1–1,5, щільність 2,3 г/см³.

Вермикуліт – руда ендегенного походження – низькотемпературного, гідротермального, а також екзогенного (вивітрювання біотитів у ґрунті).

Застосовують вермикуліт в якості магнієвого добрива, яке поліпшує структуру, підвищує вологемність ґрунту. Його широко використовують у гідропоніці, для виготовлення тепло- та звукоізоляції, мастильних матеріалів.

ДУНІТ – це інтрузивна ультраосновна порода, представлена зернистим олівіном жовтувато-зеленого кольору з незначним вмістом домішок магнетиту та хроміту. Дуніти містять 41–47 % MgO . Дуніт є цінним добривом під культури, чутливі до надлишкової кількості вапна, зокрема під картоплю, льон, люпин. Поклади дунітів поширені на Уралі, у Вірменії, Прибайкаллі.

5.9. АГРОРУДИ, ЩО МІСТЯТЬ МІКРОЕЛЕМЕНТИ

У земній корі зустрічаються агрономічні руди, що містять мікроелементи: марганець, цинк, бор, мідь, кобальт, молібден та ін.

МАРГАНЦЕВІ АГРОРУДИ – піролюзит, брауніт, гаусманіт, манганіт, марганцеві шлаки, – містять 9–15 % окисів марганцю. Руда марганцю володіє чудовими властивостями. Ще у давні часи чорний порошок руди використовували при виробництві скла,

яке світлішало і ставало більш прозорим. З грецької «манганезе» означає «очишувати». Можливо, саме тому і виникла назва «марганець».

Дуже крупне родовище марганцевих руд нещодавно відкрите в Африці у невеликій державі Габон. Найкрупніші поклади марганцевих руд знаходяться в Україні (Нікопольське родовище) і в Грузії (Чиагура). Великі поклади марганцю знаходяться в Іркутській області, у Нижньо-Удинському районі. Відомі вони на Уралі і Дальньому сході, в Казахстані і Західному Сибіру. Близько половини світової здобичі марганцю припадає на Росію.

ДО ЦИНКОВИХ АГРОРУД ВІДНОСЯТЬ цинкову обманку, смітсоніт, гідроцинкніт, госларит, вілеміт та ін. Основні родовища цинку знаходяться в Канаді, США, Австралії, Мексиці, Перу, Німеччини. Тут зосереджено дві третини запасів цинкової руди. Є родовища цинку і в Аргентині, Бірмі, Іспанії, Китаї, Швеції, на Африканському континенті. Багато покладів цинку в Росії (в Сибіру, на Далекому Сході) і Кавказі.

ДО АГРОРУД, ЯКІ МІСТЯТЬ БОР, НАЛЕЖАТЬ різні водорозчинні бормінерали і бура, а також важкорозчинні мінерали, такі як гідроборацит, боронатрокальцит, ашарит, каліборит, датоліт, турмалін та інші. Бор видобувають із нафтових і солоних підземних вод, озер високогірського Тибету, вулканічних районів. Знайти агроруди, які містять бор, можна повсюди, але у незначних кількостях.

МІДНІ АГРОРУДИ зустрічаються значно рідше. До них належать мідний колчедан, мідний пісковик. Найбільш крупні шматки самородної міді були виявлені в районі озера Верхнього в США. Маса їх досягала 1000 т. У зв'язку з вичерпанням ресурсів мідних руд (вміст міді до 15 %), багато країн сьогодні переробляють руди з вмістом в них до 0,3 % міді, тобто для отримання 1 т міді необхідно переробити 300 т руди. Для порівняння: для виробництва 1 т сталі необхідно переробити лише 2–3 т руди.

Найбільші поклади міді знаходяться в Замбії. Їх площа досягає 300 000 км². Поряд у Конго (Верхня Катанга) теж немало мідної руди. В Канаді відоме мідно-нікелеве родовище Садбері, а в Чилі – руди в районі Кордильєр. Найбільш поширеним мікродобрином,

яке містить мідь, є **ПРИТНИЙ ОГАРОК** – відходи сірчаноокислої промисловості, які містять 0,03–0,06 % міді.

КОБАЛЬТОВІ АГРОРУДИ. У багатьох кобальтових мінералах міститься такий шкочинний елемент, як миш'як. Якщо соті долі маси руди приходяться на кобальт, то вона вже придатна для його видобутку. Найбільш крупні родовища кобальту знаходяться в мідних пісковицях африканських країн Конго і Замбії.

Породи, що складають ці поклади, виникли в докембрійський період. Дуже красиві малахіт, азурит, хризосола – прекрасні камені для ювелірних виробів, що зустрічаються в руді. Саме тут зосереджені і найбагатші поклади: 1/20 частина складається з міді, 1/200 – з кобальту. Даний метал мов би супутник інших металів. У Канаді його здобувають супутно у великих мідно-нікелевих родовищах, в США – із залізняку району Корноулл в штаті Пенсільванія. Лише у Африці, в Марокко, є власні поклади кобальту. Але навіть тут до них домішуються нікель і золото.

Значна частина світових запасів кобальту зосереджена в мідно-нікелевих рудах Кольського півострова і Красноярського краю, в Казахстані. Безпосередньо кобальтові родовища знайдені на Уралі і в Туві.

МОЛІБДЕНОВІ АГРОРУДИ. На Землі відомо небагато мінералів, які містять молибден. І зовсім мало – рудних. Основний серед них – молибденіт MoS_2 . Ще на початку XX століття видобуток молибдену вимірювався десятками тонн, у теперішній час – десятками тисяч тонн. Одне з найвідоміших родовищ молибдену – Клаймакс в США. Є родовища молибдену і в Росії, і в Китаї. Але навіть найбільш збагачені руди містять дуже мало цього металу: лише 1/400 частину від загальної кількості руди.

Молибден часто зустрічається разом із міддю. Наприклад, в середньоазіатських мідно-порфірових покладах. Є він і в жильних родовищах, особливо у Східному Забайкаллі.

Лише чотири країни у світі володіють крупними запасами молибденових руд: США, Росія, Китай і Чилі. Причому більше, ніж дві третини запасів західних країн знаходяться в США, в штатах Колорадо, Юта, Аризона і Нью-Мехіко.

В якості мікродобрив використовують побічні продукти металургійної, вугільної, хімічної та інших галузей промисловості різноманітні шлаки, шлами, огарки, пил і т. д.

Агрономічною рудою можна назвати і породи, які містять миш'як, наприклад, арсенопірит, які використовують для виробництва отрутохімікатів.

ПЕРЕВАГА АГРОНОМІЧНИХ РУД ПЕРЕД ЗВИЧАЙНИМИ ПРОМИСЛОВИМИ РУДАМИ полягає у тому, що вони не потребують виділення зі складних напівпродуктів і силікатних сполук елементів у чистому вигляді. Останню операцію по видобутку мікроелементів можуть здійснити самі рослини.

Таким чином, для росту й розвитку рослин біологічно необхідні макро- і мікроелементи. Деякі з них, і останнім часом більшість, знаходяться у ґрунтах в недостатніх кількостях. Для одержання високих і сталих урожаїв сільськогосподарських культур обов'язково потрібно вносити як органічні, так і мінеральні добрива. Основною сировиною для їх виробництва слугують агрономічні руди. Тому дуже важливо знати класифікацію агроруд за походженням, їх представників, властивості, склад і шляхи застосування.

Питання для самоперевірки

1. Що називають агрономічними рудами?
2. Значення агрономічних руд.
3. Поняття про прямі та другорядні агрономічні руди. Навести приклади.
4. Перелічіть основні азотні агрономічні руди і охарактеризуйте їх.
5. Які мінерали і гірські породи відносяться до фосфорних агроруд?
6. Охарактеризуйте калійні агрономічні руди.
7. Які агроруди відносяться до органічних? Охарактеризуйте торф верхових і низинних торф'яників, сапропель, річні та озерні мули.

8. Вапнякові агроруди, їх характеристика.
9. Гіпсові агроруди, їх властивості, особливості використання.
10. Охарактеризуйте агроруди, що містять мікроелементи.
11. Назвіть агроруди-меліоранти, охарактеризуйте їх властивості.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Борголов И. Б. Курс геологии (с основами минералогии и петрографии). М. : ВО Агропромиздат, 1989. 216 с.
2. Вікіпедія: вільна енциклопедія. URL: <https://uk.wikipedia.org>
3. Гамаюнов В. Е., Гнедой П. Н. Геологическая деятельность ветра, поверхностных, текучих, подземных вод, озер, болот, морей, океанов, снега и ледников : методические указания. Херсон, 1997. 20 с.
4. Гамаюнов В. Е., Драчева Н. И. Выветривание горных пород и минералов : методические указания. Херсон, 1997. 8 с.
5. Гамаюнов В. Е., Драчева Н. И. Поверхностные воды Украины : методические указания. Херсон, 1998. 19 с.
6. Гамаюнов В. Є. Земля в світовому просторі : методичні вказівки. Херсон, 2002. 16 с.
7. Гамаюнов В. Е., Сидоренко А. И., Бойко Н. В. Геологический словарь. Херсон : ХГТ, 1996. 54 с.
8. Гамаюнов В. Е., Сидоренко А. И., Бойко Н. В., Драчева Н. И. Методические указания по основам геологии. Херсон : ПО «Гамма», 1995. 86 с.
9. Ігнатенко О. Ф., Капштик М. В., Петренко Л. Р., Вітвицький С. В. Ґрунтознавство з основами геології : навчальний посібник. К. : Оранта. 2005. 648 с.
10. Сидякіна О. В. Агрономічні руди : методична розробка. Херсон : ВЦ ХДАУ, 2015. 27 с.
11. Сидякіна О. В., Сидоренко О. І., Іванів М. О. Загальні відомості про Землю : методична розробка. Херсон : ВЦ ХДАУ, 2015. 31 с.
12. Сидякіна О. В., Сидоренко О. І., Іванів М. О. Екзогенні геологічні процеси : методична розробка. Херсон : ВЦ ХДАУ, 2015. 65 с.
13. Сидякіна О. В., Сидоренко О. І., Іванів М. О. Ендогенні геологічні процеси : методична розробка. Херсон : ВЦ ХДАУ, 2015. 55 с.

14. Сидякіна О. В., Сидоренко О. І., Іванів М. О. Четвертинні ґрунтоутворні породи : методична розробка. Херсон : ВЦ ХДАУ, 2015. 19 с.
15. Тихоненко Д. Г., Дегтярьов В. В., Щуковський М. А., Язикова А. Г., Величко Л. Л., Тарара В. С. Геологія з основами мінералогії. К. : Вища освіта, 2003. 287 с.
16. Толстой М. П. Геология с основами минералогии. М. : ВО Агропромиздат, 1991. 398 с.

Навчальне видання

**Сидякіна Олена Вікторівна
Іванів Микола Олександрович**

ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ

Навчальний посібник

Дизайн обкладинки – В. Савельєва
Технічне редагування – Т. Шутова
Верстка – Ю. Семенченко

Підписано до друку 09.06.2021 р. Формат 60×84/16.
Папір офсетний. Гарнітура Times New Roman. Цифровий друк.
Ум. друк. арк. 12,09. Наклад 300. Замовлення № 0521-349.
Ціна договірна. Віддруковано з готового оригінал-макета.

Видавництво та друк: ОЛДІ-ПЛЮС
вул. Паровозна, 46а, м. Херсон, 73034
Свідоцтво ДК № 6532 від 13.12.2018 р.

Тел.: +38 (0552) 399-580, +38 (098) 559-45-45,
+38 (095) 559-45-45, +38 (093) 559-45-45
Для листування: а/с 20, м. Херсон, Україна, 73021
E-mail: office@oldiplus.ua



СИДЯКИНА Олена Вікторівна – кандидат
сільськогосподарських наук, доцент.

Народилася 27 серпня 1974 року в м. Херсоні. Упродовж 1981–1991 років навчалася в середній школі № 29 імені В. В. Маяковського м. Херсона, яку закінчила із золотою медаллю. Була студенткою економічного факультету ХСП імені О. Д. Цюрупи протягом 1991–1995 років, отримала диплом з відзнакою. Одночасно здобувала вищу освіту на заочному відділенні агрономічного факультету, який закінчила з відзнакою в 1996 році. Згодом вступила до аспірантури ІЗПР УААН (ІЗЗ НААН). У 2000 році в Національному аграрному університеті (м. Київ) захистила кандидатську дисертацію на тему «Вплив мінеральних добрив на урожай і якість зерна ярої твердої пшениці в умовах зрошення півдня України». У 2007 році отримала диплом доцента кафедри ґрунтознавства і агрохімії.

Тематика науково-дослідної роботи: покращення родючості ґрунтів Півдня України та підвищення продуктивності сільськогосподарських культур за умови оптимізації фону живлення.



ІВАНІВ Микола Олександрович – кандидат
сільськогосподарських наук, доцент.

Народився 19 лютого 1982 року в с. Дудчани Нововоронцовського району Херсонської області. Упродовж 1988–1999 років навчався в Дудчанській загальноосвітній середній школі. З 1999 по 2005 роки був студентом агрономічного факультету ДВНЗ «Херсонський державний аграрний університет». Згодом вступив до аспірантури у цьому ж закладі вищої освіти. У 2011 році захистив кандидатську дисертацію на здобуття наукового ступеня кандидата сільськогосподарських наук за спеціальністю 06.01.09 «Рослинництво» на тему «Агроєкологічна оцінка гібридів кукурудзи різних груп стиглості в умовах Південного Степу». У 2014 році отримав диплом доцента кафедри рослинництва, селекції, генетики та насінництва.

Тематика науково-дослідної роботи: дослідження родючості ґрунтів, впливу елементів технології вирощування на продуктивність зернових та зернобобових культур.

ISBN 978-966-289-504-9



9 789662 895049

ОЛДІ
ПЛЮС



oldiplus.ua



oldiplus



oldiplus



oldiplus